

THÈSE

En vue de l'obtention du

DOCTORAT DE L'UNIVERSITÉ DE TOULOUSE

Délivré par :

Institut National Polytechnique de Toulouse (Toulouse INP)

Discipline ou spécialité :

Océan, atmosphère, climat

Présentée et soutenue par :

M. MAXIME PLAZZOTTA

le lundi 3 décembre 2018

Titre :

Impacts de la gestion du rayonnement solaire sur le système Terre et rôle des boucles de rétroaction liées au cycle du carbone

---

Ecole doctorale :

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

Unité de recherche :

Groupe d'étude de l'Atmosphère Météorologique (CNRM-GAME)

Directeur(s) de Thèse :

M. HERVÉ DOUVILLE

M. ROLAND SEFERIAN

Rapporteurs :

M. JEAN-FRANCOIS LAMARQUE, UNIVERSITY CORP. FOR ATMOSPHERIC RESEARC

M. PHILIPPE CIAIS, CNRS PARIS

Membre(s) du jury :

M. OLIVIER THUAL, INP TOULOUSE, Président

M. HERVÉ DOUVILLE, METEO FRANCE TOULOUSE, Membre

Mme MYRIAM KHODRI, Institut de Recherche pour le dev, Membre

M. OLIVIER BOUCHER, CNRS PARIS, Membre

M. ROLAND SEFERIAN, METEO FRANCE TOULOUSE, Membre

Remerciements

Mes premières pensées vont tout naturellement à Roland et Hervé. Je vous remercie de m'avoir fait confiance et de m'avoir permis de réaliser ce projet de thèse dans les meilleures conditions. Vous avez su être patients avec moi (surtout sur la fin, pour préparer la soutenance), votre implication et vos connaissances étant les piliers de mon travail. Je suis admiratif de l'implication que vous avez chacun dans la communauté scientifique, en témoigne votre participation active pour les travaux du GIEC.

J'aimerais remercier ensuite l'ensemble des membres du jury, qui ont favorablement évaluer mon travail. Merci aux rapporteurs Jean-François Lamarque et Philippe Ciais pour l'intérêt qu'ils ont porté à mes travaux et pour leurs remarques enrichissantes. Je remercie également Myriam Khodri et Olivier Boucher qui, en plus de leur présence au sein du jury, m'ont apporté leur expertise lorsque je les ai sollicités au cours de ma thèse.

Au CNRM également, beaucoup m'ont consacré de leur temps : merci à Marc, Pierre, David notamment pour leur participation à mon comité de thèse mais pas seulement. Merci également à Laurent, Stéphane, Bertrand, Christine, Martine, Jeanne, Aurélien, Fabrice, pour leur aide sur les différents aspects informatiques, scientifiques et statistiques. J'aimerais aussi remercier les personnes qui nous font gagner du temps au quotidien : toute l'équipe de cti, ainsi que l'équipe administrative, et surtout Martine, qui n'a cessé de répondre à mes sollicitations, parfois nombreuses. J'aimerais également remercier Ouria pour la sincérité dont elle fait preuve, et pour le soutien qu'elle accorde aux personnes dans le besoin.

Aux "exclus" du rez-de-chaussé Soulivanh, Xavier, Robin lors de mon arrivée dans ce couloir, Sofia, Matthias, Sarah, Alix, Damien, Sébastien lors de mon départ. Vous avez tous de près ou de loin apporté quelque chose à mon passage entre ces murs. Matthias et Sarah, j'ai beaucoup apprécié les moments partagés lors de notre conférence "entre les lacs", et je ne vous remercierai jamais assez du soutien essentiel que vous m'avez apporté jusque dans les derniers instants. Sofia, on a certes partagé un bureau, mais pas seulement : après avoir réalisé ton rêve français, je te souhaite de réaliser ton rêve américain !

Enfin, j'aimerais remercier ceux avec qui j'ai partagé ma passion pour le sport, avec des débats parfois animés : Laurent, ton aviron finira bien par retrouver la place qu'il mérite. Marc, notre stade est justement en train de reprendre la sienne :). Youcef et Abdel, nos passions communes m'ont fait passer d'excellents moments : qu'on soit d'accord ou pas d'accord, à la fin on est toujours plus ou moins d'accord. Surtout lorsqu'on parle d'un certain "prodige". Abdel, on s'est vraiment découvert lors de notre expérience partagée à San Francisco. Depuis, tu sais le respect et l'amitié que j'ai pour toi.

Résumé

Le rapport spécial du GIEC (SR1.5) publié en octobre 2018 est sans équivoque. Avec un réchauffement global d'environ 1°C en 2017 par rapport au début de l'ère industrielle et une teneur de CO_2 dans l'atmosphère de 400 parties par million, l'Homme a d'ores et déjà modifié substantiellement le climat. L'évaluation de scénarios climatiques à bas niveau d'émissions limitant le réchauffement global à venir en deçà de 2°C montre que nous sommes désormais face à un défi scientifique, technique et civilisationnel sans précédent. Le GIEC stipule que chaque année perdue en matière d'atténuation rend un peu plus plausible la perspective d'une véritable "catastrophe" climatique. Dans ce contexte alarmant, les techniques de modification du rayonnement solaire sont de plus en plus étudiées comme une alternative à court terme pouvant limiter les impacts liés à la hausse de la température globale, en attendant la mise en œuvre et/ou la faisabilité de techniques d'atténuation suffisamment efficaces. La modélisation du système Terre reste à ce jour le seul moyen d'étudier dans quelles mesures ces techniques pourraient effectivement s'insérer dans la lutte contre le changement climatique.

Le but principal de cette thèse est de quantifier et de réduire les incertitudes quant à la réponse des modèles aux simulations de géo-ingénierie de type modification du rayonnement solaire, en accordant une attention toute particulière aux effets collatéraux sur les cycles de l'eau et du carbone. Dans un premier temps, nous avons exploité les simulations existantes du projet GeoMIP, et avons identifié une relation statistique émergente entre le refroidissement obtenu dans les simulations de modification du rayonnement solaire, et le refroidissement induit par les éruptions volcaniques majeures dans les simulations historiques. Sur la base de plusieurs jeux d'observations, nous avons évalué la réponse des modèles aux éruptions et ainsi contraint la réponse à la modification du rayonnement solaire, réduisant son efficacité potentielle de 20% et l'incertitude associée de 40%. Par la suite, nous nous sommes intéressés à la réponse du cycle du carbone et avons montré que les changements climatiques induits par cette forme de géo-ingénierie tendent à stimuler les puits de carbone continentaux et océaniques. Nous avons cependant pointé l'incertitude qui entoure les processus responsables de cette augmentation, et également la réversibilité du cycle du carbone en cas d'arrêt de la géo-ingénierie. Malgré le renforcement des puits naturels de carbone, ce dernier résultat confirme que cette forme de géo-ingénierie ne peut être considérée comme une technique d'atténuation du fait de la non pérennité du stockage additionnel des émissions anthropiques de carbone dans les réservoirs océanique et terrestre. Enfin, nous nous sommes intéressés à d'autres sources d'incertitudes, liées au choix du protocole expérimental ou du modèle mis en œuvre. Nous avons en particulier mis en lumière l'influence potentielle de la stratosphère et de son couplage avec la circulation troposphérique sur la réponse régionale des modèles à nos latitudes.

Abstract

The IPCC Special Report (SR1.5) published in October 2018 is unequivocal. Global warming reached 1°C above preindustrial level in 2017 and atmospheric concentrations of CO_2 passed 400 parts per million. Human activities have already substantially altered the Earth's climate. The assessment of low emission scenarios that limit global warming to 2°C above preindustrial levels shows that we are now facing an unprecedented scientific, technological and civilizational challenge, and stipulates that each year lost for mitigation makes the prospect of a real climate "disaster" a little more plausible. In this alarming context, solar radiation modification techniques are increasingly studied as a short-term alternative in order to limit the impacts of dangerous global warming, before the implementation and/or feasibility of sufficiently effective mitigation techniques. Earth System Models remain the only tool to investigate the extent to which these techniques could be used to counteract global warming.

The main purpose of this thesis is to quantify and narrow uncertainties in model response to geoengineering simulations such as solar radiation modification, with special attention to side-effects on water and carbon cycles. First, we have used available simulations from GeoMIP, and identified an emerging statistical link between the cooling obtained in solar radiation management simulations, and the cooling induced by major volcanic eruptions in the historical simulations. Using several observational datasets, we have evaluated the model response to volcanic eruptions and, thereby, constrained the response to this geoengineering technique, reducing its potential cooling efficiency by 20%, and the associated uncertainty by 40%. Subsequently, we have focused on the carbon cycle response and have shown that climatic changes induced by this form of geoengineering tends to stimulate continental and oceanic carbon sinks. However, we have pointed out the uncertainty surrounding the processes responsible for this increase, and also the reversibility of the carbon cycle in case of stopping geoengineering. Despite the enhancement of the natural carbon sinks, this last result confirms that this form of geoengineering cannot be considered as a mitigation technique because of the unsustainability of the additional storage of anthropogenic carbon emissions into ocean and terrestrial reservoirs. Finally, we have looked at other sources of uncertainty related to the choice of the implemented experiment design or model. We have in particular highlighted the potentiel influence of the stratosphere and its coupling with the tropospheric dynamics on the regional response in the northern midlatitudes.

Table des matières

1 Introduction Générale **1**

1.1 La catastrophe climatique est-elle encore évitable ? . . . 2

1.2 La modification du rayonnement solaire : plan B ou dérive technoscientifique ? . . . 4

1.3 Objectifs et plan de la thèse . . . 6

2 Système climatique, géo-ingénierie, modélisation **9**

2.1 Introduction . . . 10

2.2 Le système climatique et sa variabilité . . . 11

2.2.1 Présentation du système climatique . . . 11

2.2.2 Les principaux cycles d'énergie et de matière . . . 13

2.2.3 La variabilité et le rôle des forçages externes . . . 15

2.3 Du changement climatique à la géo-ingénierie . . . 18

2.3.1 Un changement climatique déjà en marche... . . . 18

2.3.2 Des efforts pour limiter son amplitude et ses impacts aussi... . . . 19

2.3.3 Une porte ouverte vers l'étude de la géo-ingénierie . . . 20

2.4 Modèles de climat et modélisation de la géo-ingénierie . . . 23

2.4.1 Bref historique de la modélisation du climat . . . 24

2.4.2 CNRM-ESM : un exemple de modèle système Terre . . . 25

2.4.3 Comment les scénarios climatiques sont-ils modélisés ? . . . 32

2.4.4 Comment la géo-ingénierie est-elle modélisée ? . . . 33

3 Réponse du climat à la SRM **35**

3.1 Introduction . . . 36

3.2 Réponse du climat à une injection continue d'aérosols stratosphériques 37

3.2.1 Une modélisation de la SRM : cas de l'expérience G4 de GeoMIP 37

3.2.2 Réponse des modèles de climat . . . 38

3.2.3 Incertitudes sur la réponse des modèles à la SRM . . . 42

3.3 Effets des éruptions volcaniques sur le climat . . . 43

3.3.1 Historique des dernières éruptions majeures depuis le XVIIIème siècle . . . 43

3.3.2 Représentation des éruptions volcaniques dans les modèles de climat . . . 44

3.3.3 Réponse des modèles de climat . . . 48

3.4 Contraindre la réponse des modèles en utilisant l'analogue volcanique . 53

3.4.1 Limites et utilité de l'analogue volcanique . . . 53

3.4.2 Présentation de la méthode bayésienne de contrainte émergente 54

3.4.3 *Land Surface Cooling Induced by Sulfate Geoengineering Constrained by Major Volcanic Eruptions*, Geophysical Research Letters, Plazzotta et al. (2018) . . . 55
3.4.4 Conclusions de cette étude et discussion . . . 65

4 Réponse du cycle du carbone à la SRM 69
4.1 Introduction . . . 70
4.2 Représentation et évaluation du cycle du carbone global dans les modèles de climat . . . 72
4.2.1 Fonctionnement des principaux puits de carbone . . . 72
4.2.2 La rétroaction climat-carbone . . . 73
4.2.3 Le concept d'émissions "compatibles" . . . 74
4.3 Réponse du cycle du carbone à une injection continue d'aérosols stratosphériques : cas de la SRM . . . 75
4.3.1 Rôle des "drivers" climatiques : résultats attendus *a priori* ? . . . 75
4.3.2 Réponse du cycle du carbone aux éruptions volcaniques . . . 76
4.3.3 Motivations de l'étude . . . 77
4.3.4 *Why Solar Radiation Management cannot be considered as a reliable and sustainable mitigation technique ?*, Environmental Research Letters, Plazzotta et al., in prep . . . 77
4.3.5 Conclusions principales de l'étude . . . 101
4.4 Comment appréhender les incertitudes des modèles : retour sur les processus . . . 103

5 Quelle confiance accorder aux simulations de géo-ingénierie ? 109
5.1 Introduction . . . 110
5.2 Sensibilité de la réponse à la version du modèle CNRM-ESM . . . 112
5.2.1 Description de l'expérience G1 de GeoMIP . . . 112
5.2.2 Réponse de la température atmosphérique . . . 114
5.2.3 Influence sur le vent zonal et les jets d'altitude . . . 116
5.2.4 Quels peuvent être les impacts régionaux : zoom sur l'Europe . . . 118
5.3 Sensibilité de la réponse au protocole expérimental . . . 123
5.3.1 Ajustement de la dynamique stratosphérique et de la circulation globale aux différentes approches de SRM . . . 123
5.3.2 Quels peuvent être les impacts régionaux de la différence de réponse de la stratosphère : zoom sur l'Europe . . . 125

6 Conclusions et Perspectives 129

Liste des Figures 135

Liste des Tableaux 137

A *Midlatitude Summer Drying : An Underestimated Threat in CMIP5 Models ?*, Geophysical Research Letters, Douville and Plazzotta (2017) 139

B Supporting information for *Land Surface Cooling Induced by Sulfate Geoengineering Constrained by Major Volcanic Eruptions*, Geophy-

sical Research Letters, Plazzotta et al. (2018) 149

C Impact de la prise en compte d'un paramètre PAR interactif dans CNRM-ESM2 167

D Comparaison des modèles CNRM-ESM1 et CNRM-ESM2-1 : cartes globales DJF et JJA des champs de température, vent zonal à 850 hPa, et précipitations 171

Bibliographie 179

Chapitre 1

Introduction Générale

Sommaire

1.1 La catastrophe climatique est-elle encore évitable ? 2

1.2 La modification du rayonnement solaire : plan B ou dérive techno-scientifique ? 4

1.3 Objectifs et plan de la thèse 6

1.1 La catastrophe climatique est-elle encore évitable ?

Après une saison cyclonique 2017 exceptionnelle sur les Antilles, le territoire métropolitain subit en cette année 2018 lui aussi des évènements météorologiques et hydroclimatiques extrêmes : records de températures, cumuls de précipitations induisant des crues rapides, sécheresses exceptionnelles dans certains départements. En élargissant la perspective spatiale et temporelle, il devient évident que ces records se multiplient, modifiant le climat de la Terre à l'échelle planétaire.

Un changement climatique sans précédent

Dans son 5ème rapport publié en 2013 (IPCC, 2013), le Groupe d'experts Intergouvernemental sur l'Évolution du Climat (GIEC) a confirmé ses conclusions sur l'amplitude et la vélocité du changement climatique global. Il s'agit d'un changement que la Terre n'a jamais rencontré auparavant. Sur des échelles de temps centennales, l'Homme et ses activités se sont hissés comme un facteur de forçage du système climatique a part entière, comme le sont les paramètres astronomiques mais sur des périodes bien plus longues.

Les conséquences socio-économiques de ces changements sont très importantes. Elles sont répertoriées et étudiées dans les différents chapitres qui composent le volet "adaptation et mitigation" du rapport du GIEC (IPCC, 2014), mais aussi par différentes organisations non-gouvernementales. Par exemple, le Global Humanitarian Forum en 2009 estime que le réchauffement climatique est responsable de 300 000 morts et coûte 90 milliards d'euros chaque année (Global Humanitarian Forum, 2009).

Depuis le dernier rapport, ces changements globaux ont continué. Les plus emblématiques d'entre eux sont sans doute l'augmentation de la concentration atmosphérique en dioxyde de carbone (CO_2) et de la température globale. Au cours de ma thèse, la teneur atmosphérique en CO_2 a atteint la barre symbolique de 400 ppm (partie par million) en moyenne annuelle et globale en 2016 (Le Quéré et al., 2018). En 1850, avant le développement lié à la révolution industrielle, ce taux s'élevait à seulement 284 ppm, et la température moyenne du globe était 1°C plus froide qu'aujourd'hui.

Une prise de conscience globale ?

Conscientes de la trajectoire climatique sur laquelle nous sommes aujourd'hui, les Nations Unies ont mis en place des accords ou démarches visant à réduire les émissions de gaz à effet de serre afin de limiter le réchauffement global. Ces négociations ont lieu tous les ans depuis 1995 lors de la Conférence des Parties (COP). Dès la troisième COP en 1997 à Kyoto, un objectif de réduction de 5,2% des émissions de gaz à effet de serre à l'horizon 2012 fut annoncé, mais il a fallu attendre la COP11 de Montréal en 2005 pour qu'il soit ratifié par 182 états (la Chine et les États-Unis se sont abstenus). C'est en 2009 lors de la COP15 de Copenhague que les Nations Unies se sont entendues pour endiguer le réchauffement climatique en deçà de 2°C, mais ce n'est qu'en 2015 lors de la COP21 à Paris qu'une démarche volontaire des états s'est mise en place. L'agrégation des contributions nationales de chaque pays signataire amène à un niveau d'émissions d'environ 55 à 65 GtCO2eq par an en 2030 (UNFCCC, 2015). Ce niveau d'émissions est

inférieur au niveau d'émissions attendu dans un monde sans politique climatique, mais reste toutefois bien supérieur à celui exigé pour limiter le réchauffement climatique à 1.5°C, voire même 2°C (United Nations Environment Programme, 2017).

En 2017, cet accord a été mis en défaut, ou au moins à montrer ses fragilités vis à vis des intérêts économiques nationaux. En effet, les émissions globales de CO_2 et d'autres gaz à effet de serre sont à nouveau croissantes après s'être stabilisées sur la période 2014-2016 (Figure 1.1). Cette reprise est en partie imputée à la croissance des économies Américaine, Européenne, Chinoise et Indienne.

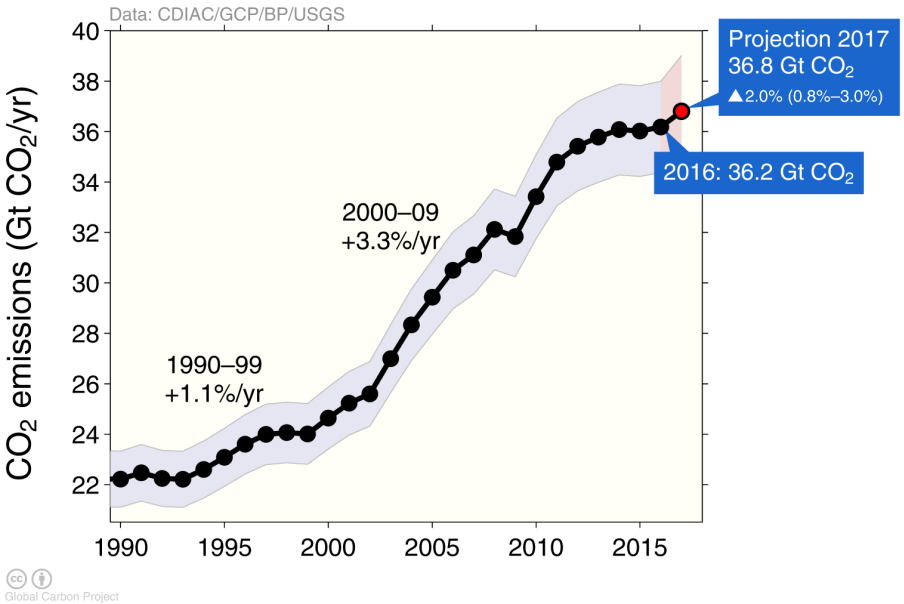


Figure 1.1 – Évolution des émissions de carbone globales issues de la combustion d'énergies fossiles et de l'industrie, avec une incertitude de ±5%. Les estimations sur la période 2015-2016 sont extrapolées des statistiques de la compagnie BP Energy. La projection pour 2017 est basée sur les prévisions des PIB (produit intérieur brut) nationaux (source : Global Carbon Project).

Une montée en gamme de la lutte contre le réchauffement climatique ?

Face à l'ambition des Nations Unies de limiter le réchauffement climatique à 2°C, la communauté scientifique a porté un œil attentif aux scénarios climatiques à bas niveau d'émissions. L'évaluation des bases de données des scénarios climatiques utilisés par le groupe de travail III du GIEC montre que la quasi-totalité de ces scénarios s'appuie sur des techniques de mitigation (communément appelées "émissions négatives") qui visent à contrebalancer les émissions anthropiques dans un premier temps, puis à retirer du CO_2 de l'atmosphère dans un second temps. La littérature scientifique sur le sujet met en garde les décideurs sur les risques encourus par un déploiement massif et global des émissions négatives (Fuss et al., 2014). Ces dernières sont demandeuses d'espaces, de ressources en eau ou même d'énergie (Smith et al., 2016; Séférian et al., 2018). Néanmoins, le récent rapport spécial du GIEC sur un niveau de réchauffement de 1.5°C par rapport au début de l'ère industrielle (Rogelj et al., 2018b, Global Warming of 1.5°C, Chap. 2) suggère que nous sommes désormais "au pied du mur", et que chaque année perdue en matière d'atténuation rend un peu plus plausible la perspective d'une véritable "catastrophe" climatique (Dupuy, 2002). Les scénarios

climatiques utilisés dans ce rapport mettent en avant le recours nécessaire à des techniques d'émissions négatives pour limiter la hausse de la concentration atmosphérique en CO_2 mais l'utilisation de techniques de géo-ingénierie reste discutée en tant que mesure curative d'un réchauffement climatique trop important.

1.2 La modification du rayonnement solaire : plan B ou dérive techno-scientifique ?

Les techniques de gestion du rayonnement solaire (l'acronyme anglais SRM est souvent utilisé, pour Solar Radiation Management) regroupent des techniques de géo-ingénierie qui visent à limiter les impacts du changement climatique en réduisant le bilan énergétique de la Terre. Ce n'est que récemment que la place des techniques de SRM est remise sur le devant de la scène dans la littérature scientifique. En effet, malgré un moratoire international interdisant son utilisation dans le monde réel, les outils de modélisation globaux disposent aujourd'hui d'un niveau de réalisme suffisant pour étudier dans quelles mesures ces techniques pourraient s'insérer comme outil de lutte contre le changement climatique.

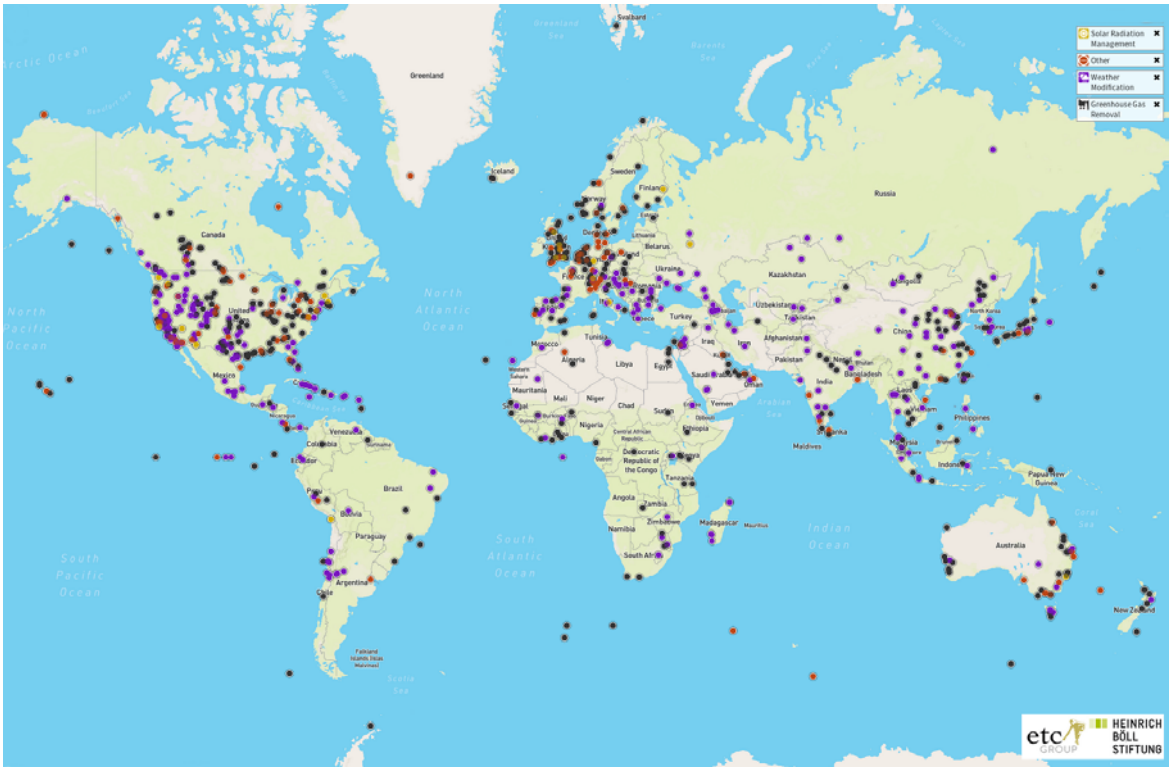


Figure 1.2 – Malgré le moratoire sur les expériences de géo-ingénierie, cette carte répertorie l'ensemble des expériences de modifications météorologiques ou climatiques passées, en cours, et à venir. Les expériences de gestion du rayonnement solaire (jaune), de capture de dioxyde de carbone (noir), de modification des conditions météorologiques (violet), et d'autres formes d'interventions (rouge) sont détaillées cas par cas sur la carte interactive (source : https://map.geoengineeringmonitor.org/).

Dans la plupart des cas, la SRM est vue comme un plan B tant les risques encourus sont grands et son niveau d'acceptation sociale bas. Pourtant, certains articles scientifiques commencent à suggérer la coexistence des deux familles de techniques (émissions négatives et SRM) pour lutter contre le changement climatique. La SRM n'est plus vue comme une solution ultime, mais comme une solution de court terme permettant de gagner du temps pour mettre en place des techniques de mitigation efficaces (Lawrence et al., 2018), et ainsi éviter de dépasser un niveau de température globale qui pourrait s'avérer trop dangereux (Tilmes et al., 2016). Mon travail présenté dans le Chapitre 3 sur l'incertitude de la réponse des modèles à la SRM a été utilisé pour construire la Figure 1.3, parue dans le récent rapport spécial du GIEC, illustrant le rôle que peut avoir la SRM pour limiter le réchauffement global.

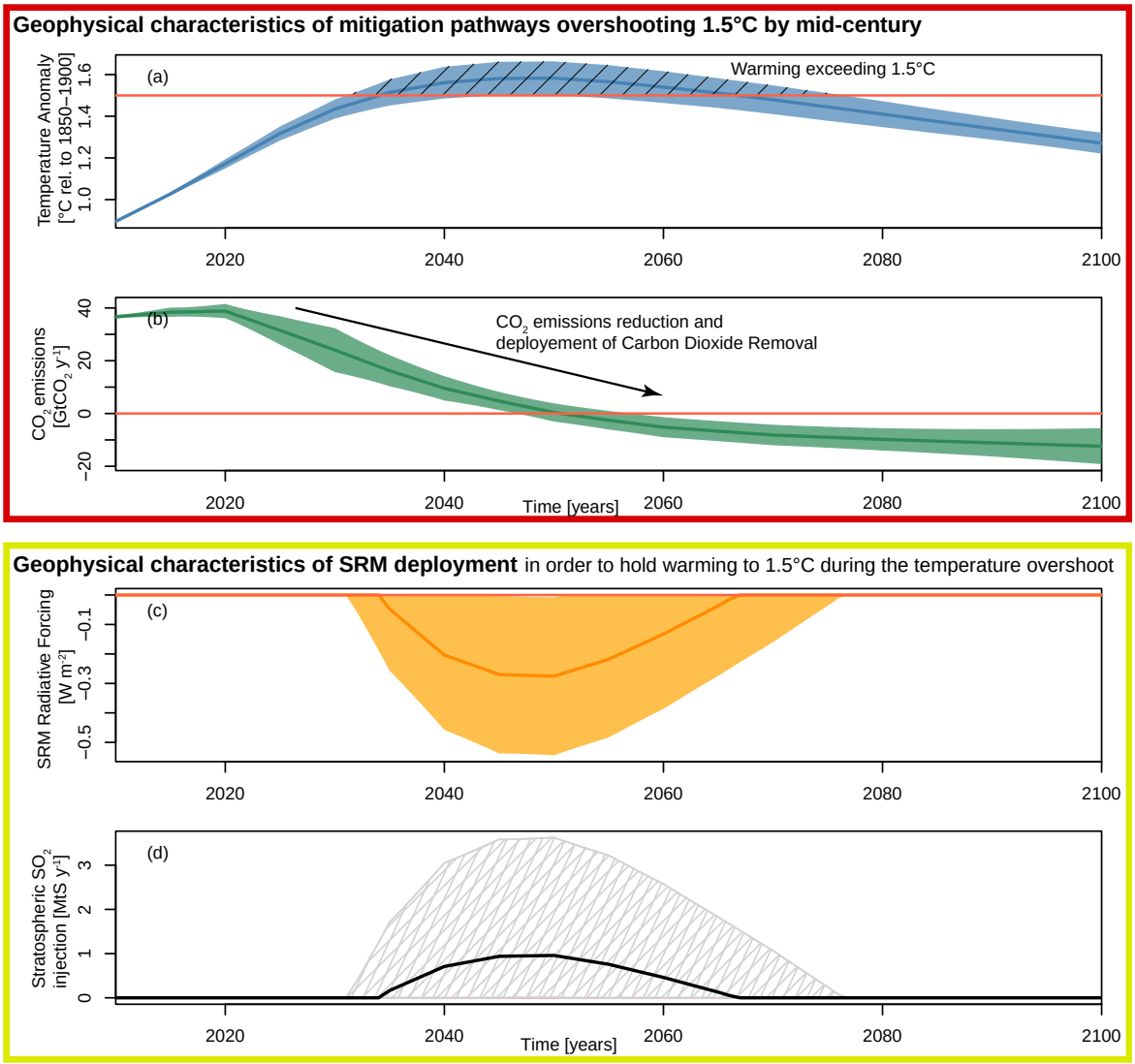


Figure 1.3 – Figure extraite du rapport spécial du GIEC sur le scénario 1.5°C, représentant un déploiement hypothétique de SRM (c et d) conjoint avec la mise en place de techniques de mitigation (b) afin limiter l'augmentation de la température globale en dessous de 1.5°C au cours du siècle (a) (De Coninck et al., 2018, Special Report 1.5°C, Chap. 4)

1.3 Objectifs et plan de la thèse

Cette thèse a pour objectif général de développer une expertise sur les techniques de géo-ingénierie de type SRM au CNRM, et de contribuer à l'exercice international d'intercomparaison de modèles GeoMIP (Kravitz et al., 2015). Dans un premier temps, il s'agira d'utiliser les simulations déjà existantes issues du précédent exercice GeoMIP (Kravitz et al., 2011) pour évaluer quantitativement les mécanismes par lesquels la SRM agit sur le climat, le cycle du carbone, et le cycle de l'eau. Dans un second temps, le travail de thèse consistera à utiliser le nouveau modèle système Terre du CNRM afin de mettre en place les nouvelles simulations de GeoMIP. De manière plus précise, les questions scientifiques relatives à ce travail de thèse sont :

1- Quelles sont les réponses du climat à la SRM ? quelles en sont les incertitudes ? peut-on les réduire ?

2- Quelle est la réponse du cycle du carbone global à la SRM ? quelles sont les interférences possibles entre la SRM et les techniques de mitigation ?

3- Dans quelles mesures les modèles climatiques ou systèmes Terre sont-ils des outils fiables pour étudier la réponse du climat à la SRM ?

Le plan de cette thèse s'agence de la manière suivante :

Chapitre 2 : Système climatique, géo-ingénierie, modélisation. Dans ce chapitre, j'introduis les éléments généraux de la thèse. J'aborde la notion de système climatique en détaillant ses composantes et les principaux cycles de matière et d'énergie actifs en son sein. Dans un contexte de réchauffement climatique, je définis ce qu'est la géo-ingénierie, son principe et ses limites. Enfin, je présente l'état de l'art de la modélisation climatique, notamment en décrivant et en évaluant brièvement le modèle du CNRM.

Chapitre 3 : Réponse du climat à la SRM. L'objectif de ce chapitre est d'étudier la réponse climatique à une injection continue d'aérosols stratosphériques. Cette technique s'inspire des éruptions volcaniques majeures, dont les observations ont montré la capacité à refroidir de manière transitoire le climat de la Terre. Dans ce chapitre, j'utilise la simulation G4 de GeoMIP dont le protocole est le plus réaliste à ce jour, d'une part par le scénario climatique sur lequel s'adosse cette simulation, et d'autre part par la méthode de représentation de l'injection des aérosols. Cette simulation présente également l'avantage d'avoir été réalisée par un bon nombre de groupes de modélisation ayant contribué à GeoMIP. Je me concentre ici sur des paramètres physiques clés, tels que le rayonnement solaire, la température et les précipitations. J'étudie également les éruptions volcaniques en tant qu'analogue de la SRM, en présentant toutefois certaines limites à cette analogie. Elles me permettent d'évaluer le refroidissement induit par l'injection d'aérosols dans la stratosphère tel qu'il est simulé par les modèles climatiques, puis, via l'utilisation d'une méthode statistique, de contraindre une partie de la réponse climatique des modèles à la simulation G4, à savoir le refroidissement continental obtenu pour chaque $W.m^{-2}$ de réduction du rayonnement solaire. Cette étude a fait l'objet d'une publication dans la revue scientifique *Geophysical Research Letters*, dont les résultats ont contribué au récent rapport spécial SR1.5 du GIEC.

Chapitre 4 : Réponse du cycle du carbone à la SRM. Comme le chapitre précédent, ce chapitre s'axe autour de la simulation G4 de GeoMIP, mais se concentre cette fois sur la réponse du cycle du carbone. L'enjeu est d'évaluer si la simulation d'injection d'aérosols stratosphériques présente ou non les caractéristiques nécessaires pour être considérée comme une technique de mitigation. À partir d'un sous-échantillon de modèles utilisés dans l'étude du chapitre précédent, j'aborde de manière détaillée la réponse du cycle du carbone à la SRM : quantification de l'efficacité de la stimulation des puits de carbone, étude de la réponse du cycle du carbone en cas d'arrêt brutal de la SRM, mais aussi étude des flux bruts de carbone responsables du signal net, et comparaison du coût de la SRM vis à vis des techniques de mitigation. Cette étude fait également l'objet de la rédaction d'un article scientifique, en cours de révision.

Chapitre 5 : Quelle confiance accorder aux simulations de géo-ingénierie ? Ce chapitre a pour objectif d'identifier et d'étudier plusieurs sources d'incertitudes liées à la modélisation climatique, et plus particulièrement à la modélisation de la SRM. Pour ce faire, j'étudie la première simulation contribuant au nouvel exercice GeoMIP, à savoir G1, réalisée avec la nouvelle version du modèle du CNRM (CNRM-ESM2-1). Afin de mettre en évidence l'incertitude modèle, je compare ces résultats avec ceux obtenus concernant la même simulation réalisée avec la version précédente du modèle du CNRM (CNRM-ESM1). D'autre part, la méthode d'implémentation de la SRM dans G1 diffère de G4, ce qui met en évidence une incertitude directement liée au protocole expérimental.

Chapitre 6 : Conclusions et Perspectives. Ce dernier chapitre reprend les conclusions et les perspectives liées à mon travail de thèse.

Chapitre 2

Système climatique, géo-ingénierie, modélisation

Sommaire

2.1 Introduction 10
2.2 Le système climatique et sa variabilité 11
2.2.1 Présentation du système climatique 11
2.2.2 Les principaux cycles d'énergie et de matière 13
2.2.3 La variabilité et le rôle des forçages externes 15
2.3 Du changement climatique à la géo-ingénierie 18
2.3.1 Un changement climatique déjà en marche... 18
2.3.2 Des efforts pour limiter son amplitude et ses impacts aussi... 19
2.3.3 Une porte ouverte vers l'étude de la géo-ingénierie 20
2.4 Modèles de climat et modélisation de la géo-ingénierie . . 23
2.4.1 Bref historique de la modélisation du climat 24
2.4.2 CNRM-ESM : un exemple de modèle système Terre 25
2.4.3 Comment les scénarios climatiques sont-ils modélisés ? . . . 32
2.4.4 Comment la géo-ingénierie est-elle modélisée ? 33

2.1 Introduction

Ce chapitre a pour objectif de décrire les grandes caractéristiques du système climatique et d'introduire des notions clés, telles que les forçages radiatifs ou les cycles biogéochimiques qui sont au cœur de ce travail de thèse.

Dans un premier temps je vais décrire la notion de système climatique. Je présenterai les différentes enveloppes fluides qui le composent, ainsi que les échanges présents en son sein. Je développerai aussi les éléments pouvant agir sur le système climatique, qu'ils soient internes ou externes.

Je placerai ensuite le système climatique dans un cadre de projections futures. En m'appuyant sur les derniers rapports du GIEC ainsi que sur la littérature récente, j'introduirai notamment la notion de changement climatique, et je décrirai ce qu'est la géo-ingénierie, son principe et ses limites.

Enfin, dans une troisième section je présenterai comment est modélisé le système climatique. En particulier, je présenterai le modèle de climat du Centre National de Recherches Météorologiques de Météo-France (CNRM) et je placerai ce modèle dans un contexte plus large, par rapport aux évolutions des modèles de climat au cours des dernières décennies. Cette section a également comme objectif de présenter comment la géo-ingénierie est simulée dans les modèles de climat.

2.2 Le système climatique et sa variabilité

2.2.1 Présentation du système climatique

Le système climatique est un système hautement complexe constitué d'un ensemble de cinq composantes et d'interactions entre celles-ci. Les cinq composantes naturelles du système climatique sont : l'atmosphère, l'hydrosphère (eau sous forme liquide), la cryosphère (eau sous forme solide), la lithosphère (surfaces continentales et planchers océaniques), et la biosphère (ensemble des organismes vivants). Derrière cette définition tirée du 5ème rapport du Groupe d'experts Intergouvernemental sur l'Évolution du Climat (GIEC, IPCC, 2013, Glossary) se cache une complexité pouvant être résumée dans le fait que ces composantes subissent un ensemble de forçages, pouvant être internes ou externes, naturels ou d'origine humaine, et interagissent les unes avec les autres via des couplages (échanges de quantité de mouvement, de matière et/ou d'énergie) et des rétroactions pouvant intervenir à diverses échelles spatiales et temporelles (Figure 2.1).

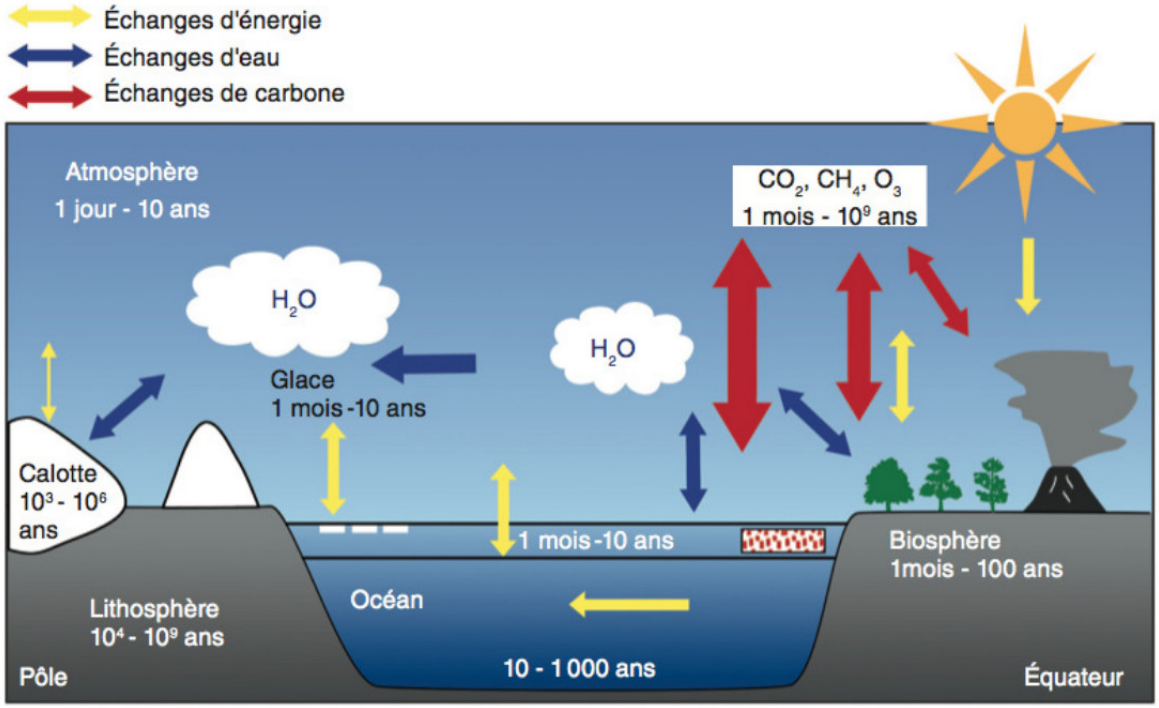


Figure 2.1 – Représentation schématique du système climatique, de ses différentes composantes, des échanges et des constantes de temps associées (source : Jeandel and Mosseri, 2011).

L'atmosphère est la partie du système climatique associée aux constantes de temps les plus courtes. C'est par ailleurs un système chaotique, dont les prévisions déterministes ne peuvent, encore aujourd'hui, excéder quelques jours. Cependant, il est possible de décrire précisément l'état moyen de l'atmosphère, notamment de son profil vertical. La Figure 2.2 décrit le profil vertical de la température dans l'atmosphère, délimitant plusieurs couches aux propriétés divergentes. L'atmosphère météorologique se compose des deux premières couches, que sont la troposphère et la stratosphère.

La séparation entre ces deux couches, la tropopause, se situe au niveau où le gradient de température change de signe, c'est-à-dire lorsque la température ne décroît plus avec l'altitude, comme c'est le cas dans la troposphère. Dans la stratosphère, la température croît avec l'altitude, ce qu'on peut définir comme une couche stratifiée. Dans cette couche stable, les constantes de temps sont sensiblement plus longues que dans la partie inférieure de l'atmosphère : je reviendrai sur cette différence notable en début de Chapitre 3 lorsque je présenterai les éruptions volcaniques.

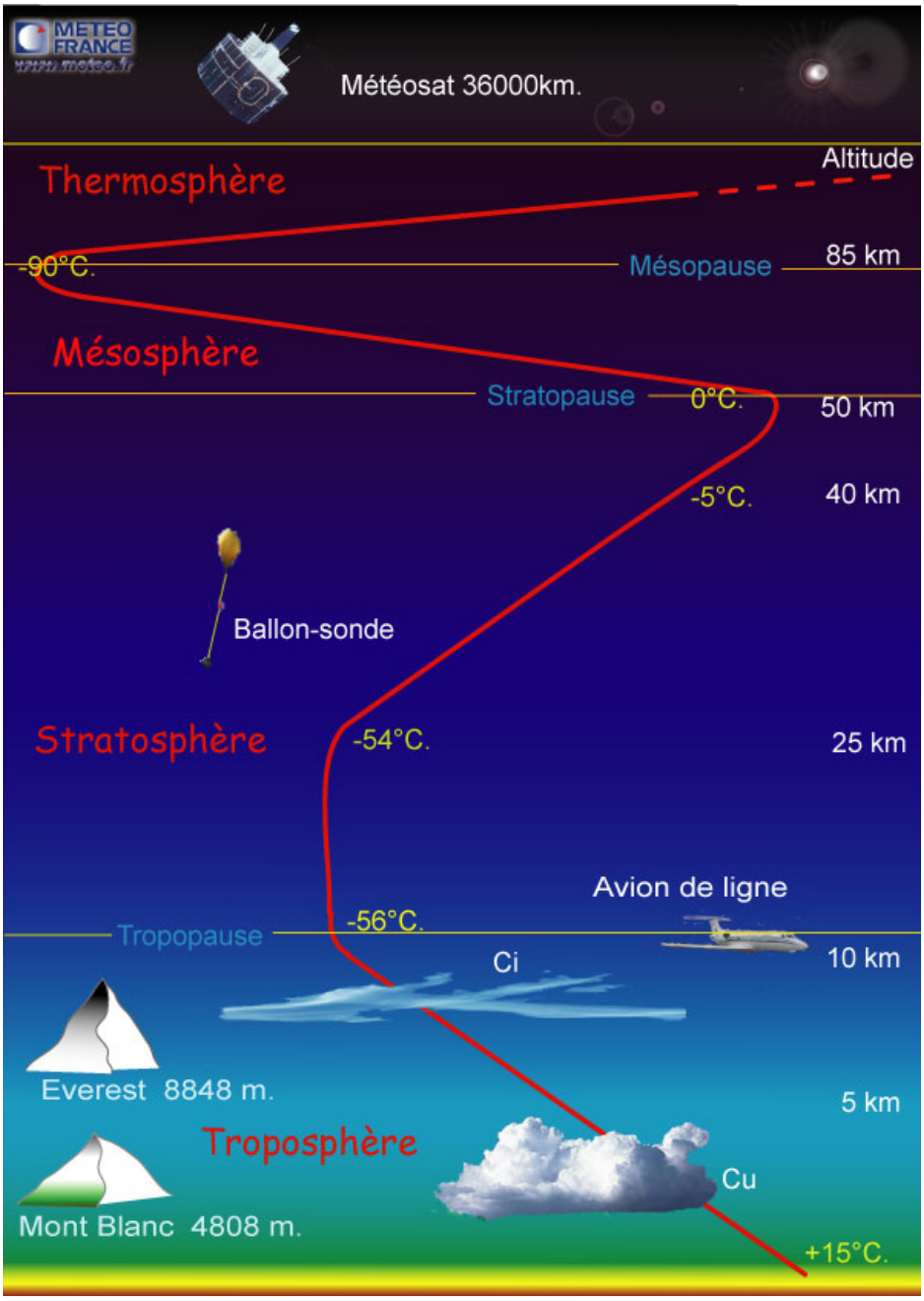


Figure 2.2 – Représentation schématique du profil vertical de température (en rouge) dans l'atmosphère terrestre (source : Météo-France).

2.2.2 Les principaux cycles d'énergie et de matière

Le système climatique est un système thermodynamique, auquel les lois de conservation de masse et d'énergie s'appliquent comme à tout autre système physique.

2.2.2.1 Cycle de l'énergie

Si le système climatique est considéré dans son ensemble, alors sa limite extérieure est le sommet de l'atmosphère. À ce niveau-là, les échanges énergétiques entre la Terre et l'espace sont presque exclusivement d'ordre radiatifs : le rayonnement solaire reçu sur un plan perpendiculaire aux rayons du soleil et à la distance moyenne Terre-Soleil est de l'ordre de 1365 $W.m^{-2}$. Compte tenu de la sphéricité de la Terre, cette valeur doit être divisée par 4 pour obtenir le flux moyen incident au sommet de l'atmosphère, soit 341 $W.m^{-2}$. Une partie de ce flux (30 %) est directement réfléchie par les nuages, les aérosols, l'atmosphère et la surface, sans jamais être absorbée par l'atmosphère ou la surface terrestre, menant à 239 $W.m^{-2}$ l'énergie réellement absorbée. Pour maintenir un équilibre et un bilan radiatif proche de zéro, la Terre compense cet apport énergétique solaire par un rayonnement dans l'infrarouge moyen, d'une valeur énergétique équivalente. Cependant, la répartition spatiale et temporelle du flux solaire fait ressortir des latitudes excédentaires en énergie (par exemple proche de l'équateur) et des latitudes déficitaires (proche des pôles). Les circulations atmosphériques et océaniques jouent le rôle nécessaire de redistribuer l'énergie au sein du système climatique, depuis les zones excédentaires vers les zones déficitaires.

Si maintenant le bilan énergétique est effectué à la surface de la Terre, il faut ajouter aux échanges radiatifs des échanges de chaleur non-radiatifs entre la surface et l'atmosphère créés par un déséquilibre énergétique positif.

L'effet de serre intervient dans le bilan énergétique de la Terre : c'est un piégeage d'énergie dans les basses couches de l'atmosphère. Dans l'atmosphère, chaque molécule va interagir avec le rayonnement suivant son spectre d'absorption. Les gaz à effet de serre sont des molécules quasiment transparentes au rayonnement solaire mais opaques au rayonnement tellurique infrarouge. Ainsi, ces gaz vont absorber une partie de l'énergie émise par la Terre, pour la réémettre dans toutes les directions, dont une partie va redescendre en surface. L'effet de serre permet d'expliquer que la température moyenne de la Terre est de 15°C et non pas de -18°C comme calculée sans effet de serre.

2.2.2.2 Cycle de matière

En plus des échanges énergétiques, les principaux éléments présents sur Terre (eau, carbone, oxygène, azote...) s'échangent entre les différentes composantes du système climatique.

Le cycle hydrologique est un cycle de matière du système climatique unique et très important car il intervient non seulement sur les flux d'eau à travers la planète mais également sur les flux d'énergie. La quantité d'eau présente sur Terre ne varie pas beaucoup avec le temps, mais la répartition entre les différentes composantes du

système climatique oui. L'évaporation, l'évapotranspiration des plantes, la condensation, les précipitations ou encore le ruissellement sont tous des processus intégrants du cycle hydrologique, puisqu'ils caractérisent tous des échanges de molécules d'eau entre plusieurs composantes du système climatique. Le cycle hydrologique est très important dans les études climatiques pour trois raisons : premièrement, la vapeur d'eau présente dans l'atmosphère est un gaz à effet de serre, et même le plus important. La modification du contenu en eau de l'atmosphère peut avoir des répercussions sur le bilan radiatif. Deuxièmement, l'eau constitue un moyen de stockage et de transfert d'énergie au sein du système climatique : le flux d'énergie solaire reçu à la surface de la Terre va initier une partie des processus, notamment par des changements de phase de la matière (évaporation de l'eau à la surface des océans). De manière inverse, les mouvements verticaux de l'air permettent la condensation de l'eau en nuages, impliquant les précipitations. Chaque changement d'état de l'eau provoque l'absorption ou le relâchement de chaleur qu'il faut alors intégrer dans le bilan énergétique, ce qui influence les circulations atmosphériques. Troisièmement, l'eau douce est une ressource limitée indispensable aux activités humaines (usage domestique, agriculture, industrie...) et essentielle pour le fonctionnement des écosystèmes terrestres.

Le cycle de l'eau joue également un rôle dans un autre cycle de matière que j'aborderai au travers de ma thèse : le cycle du carbone. Le cycle du carbone global est un autre exemple d'échanges entre les différentes composantes du système climatique. Chaque année, le dioxyde de carbone (CO_2) émis par les activités humaines n'est pas exclusivement stocké dans l'atmosphère : en effet, l'océan et la biosphère continentale vont stocker une partie du CO_2, via des processus biologiques et physiques pour l'océan (pompe biologique et pompe de solubilité) et uniquement biologiques (processus photosynthétiques) pour les zones émergées. Ces deux réservoirs sont des puits de carbone pour l'atmosphère. Une partie du carbone s'accumule néanmoins dans l'atmosphère, augmentant de fait l'effet de serre naturel et l'énergie bloquée à la surface de la Terre. La dernière évaluation annuelle des budgets carbone (Le Quéré et al., 2018) a permis de quantifier les émissions moyennes annuelles sur la période 2007-2016, ainsi que l'évolution des concentrations dans les différents réservoirs (atmosphère, océan, biosphère continentale). Ainsi, les émissions moyennes sont estimées à **10.7** GtC par an (1 gigatonne de carbone équivaut à un milliard de tonne de carbone, soit 10^{15} gC dans le système international), réparties entre la combustion d'énergies fossiles (9.4 ± 0.5 GtC) et le changement d'utilisation des sols (1.3 ± 0.7 GtC). L'atmosphère (4.7 ± 0.1 GtC), la biosphère continentale (3.0 ± 0.8 GtC) et l'océan (2.4 ± 0.5 GtC) stockent en moyenne **10.1** GtC par an. La différence entre les estimations des émissions totales et des évolutions des différents stocks (0.6 GtC) constitue une mesure de l'imperfection des données et de défauts dans la compréhension actuelle du cycle du carbone.

Ces échanges de matière via des processus biologiques, chimiques et physiques ont de fortes interactions avec le climat : ils vont à la fois être influencés par lui, mais également l'influencer en retour. On parle alors de "rétroactions climatiques", qui font parties intégrante du système climatique. On peut citer en exemple la rétroaction de la vapeur d'eau : le réchauffement climatique global induit un réchauffement atmosphérique, ce qui tend à augmenter la quantité de vapeur d'eau dans l'atmosphère, impliquant un effet de serre additionnel (Rind et al., 1991). Nous étudierons dans le Chapitre 4 une autre rétroaction climatique, comment elle est évaluée et quel est son rôle dans les scénarios climatiques futurs : la rétroaction climat-carbone.

2.2.3 La variabilité et le rôle des forçages externes

Le climat de la Terre varie sur un grand nombre d'échelles d'espace et de temps, contribuant à la complexité du système climatique. L'étude des climats passés (paléoclimatologie) fournit de multiples possibilités de comprendre la variabilité climatique, d'améliorer notre capacité à modéliser le présent et de nous projeter dans l'avenir climatique, notamment de replacer le changement climatique actuel dans le contexte d'évolutions passées non forcées par les activités humaines (époque pré-industrielle). C'est grâce aux études paléoclimatiques par exemple que le lien fort entre variations de température et variations de concentration atmosphérique de CO_2 a été établi (Barnola et al., 1987; Petit et al., 1999).

Lorsque l'on parle de variabilité climatique, c'est-à-dire de l'évolution du système climatique au cours du temps, on distingue classiquement la "variabilité interne" de la "variabilité forcée". La variabilité interne est une propriété intrinsèque du système climatique, puisqu'elle caractérise l'évolution du système résultant des interactions existantes entre les différentes composantes du système climatique. À l'inverse, la variabilité forcée résulte de l'action d'un facteur extérieur au système climatique, qui va venir modifier son bilan radiatif et/ou les propriétés des surfaces continentales. Le terme "forçage climatique" décrit une telle perturbation du système, qui peut être associée à plusieurs causes : une modification du flux d'énergie solaire arrivant au sommet de l'atmosphère, une variation de la concentration atmosphérique d'espèces radiativement actives ou encore des variations d'autres agents pouvant affecter le bilan énergétique de la planète (par exemple les éruptions volcaniques, ou l'utilisation des surfaces continentales). La perturbation conduit alors le système climatique vers un nouvel état d'équilibre suivant des constantes de temps propres aux mécanismes d'ajustement mis en jeu. On distingue classiquement les forçages naturels (principalement solaire et volcanique) des forçages anthropiques.

2.2.3.1 Les forçages naturels

Comme expliqué précédemment, le climat de la Terre évolue en réponse à des forçages. Avant l'ère industrielle, ces forçages étaient essentiellement d'origine naturelle. La perturbation d'origine solaire (ou forçage solaire) est emblématique de la théorie astronomique de Milankovitch (Milankovitch, 1941) qui a été proposée pour expliquer les variations du climat sur les grandes échelles de temps (notamment l'alternance de période glaciaire et inter-glaciaire). Les trois paramètres présentés sur la Figure 2.3 sont responsables de la variation de la répartition de l'énergie solaire à la surface de la Terre, impliquant les variations climatiques sur des échelles de temps millénaires.

L'excentricité de l'orbite terrestre est un paramètre qui caractérise l'ellipticité de la trajectoire de la terre autour du Soleil (cette trajectoire est une ellipse dont le soleil est l'un des foyers). L'excentricité varie dans le temps, avec une période caractéristique de 100000 ans. Ce paramètre fait varier la quantité totale d'énergie solaire reçue, puisqu'il modifie la distance Terre-Soleil. Actuellement, ce paramètre vaut 0.02 (il peut varier entre 0 et 0.06) impliquant que la trajectoire de la Terre autour du soleil se rapproche fortement d'un cercle.

L'obliquité de l'axe de rotation de la Terre correspond à l'angle entre l'axe de rotation et le plan orbital, variant de 22.1° à 24.5° avec une période caractéristique de 41000 ans. Ce paramètre influence les saisons, qui seront plus marquées lorsque l'inclinaison est forte. Actuellement, la paramètre vaut 23.5°, ce qui est une valeur moyenne entre les deux extrêmes.

La précession caractérise la modification de l'axe de rotation de la Terre avec une période caractéristique de 22000 ans. Actuellement, durant l'été de l'hémisphère nord la Terre se trouve à l'aphélie, qui est le point de la trajectoire le plus éloigné du Soleil. L'été est par conséquent plus doux que si la Terre se trouvait au périhélie (le point de la trajectoire le plus proche du Soleil). Cependant, ce phénomène est influencé par l'excentricité : actuellement la trajectoire de la Terre autour du soleil est quasi circulaire, diminuant la différence de distance à l'aphélie et au périhélie.

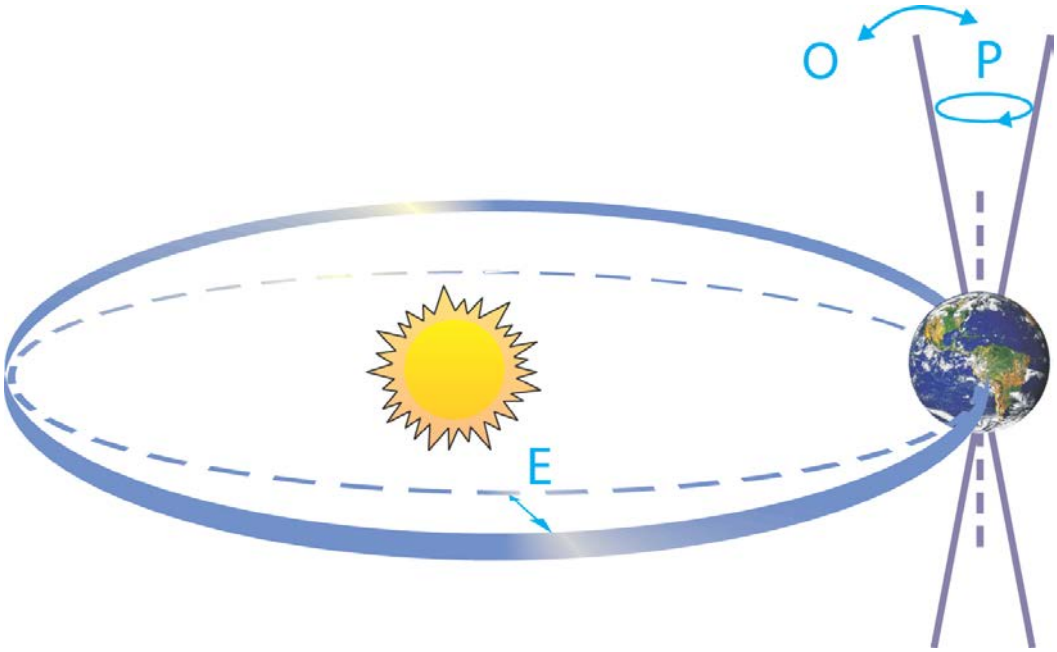


Figure 2.3 – Schéma des changements orbitaux de la Terre, expliqués par les cycles de Milankovitch. 'E' caractérise l'excentricité de l'orbite terrestre ; 'O' indique l'obliquité de l'axe de rotation de la Terre ; 'P' désigne la précession (source : Jansen et al., 2007, AR4, Chap. 6).

Outre les variations astronomiques de l'orbite terrestre sur des échelles de temps millénaires, l'activité solaire varie dans le temps suivant un cycle de 11 ans, modifiant l'apport énergétique à la surface de la Terre. Ce cycle est pris en compte dans les modèles climatiques.

Le forçage volcanique représente une source de forçage externe plus fugace (1-3 ans) mais dont les effets sont significatifs sur le climat de la Terre (Figure 2.4a). Ce forçage résulte de l'émission dans l'atmosphère d'importantes quantités de poussières et de gaz durant les éruptions volcaniques. Ces gaz contribuent à rendre l'atmosphère moins transparente au rayonnement solaire et ainsi limiter l'apport énergétique arrivant en surface. C'est notamment en observant les variations naturelles du forçage radiatif de la Terre que certaines techniques de géo-ingénierie ont été pensées. L'une d'entre elles consiste à imiter une éruption volcanique afin de déséquilibrer le bilan radiatif

de la Terre et refroidir la surface, comme peuvent le faire les plus grosses éruptions volcaniques. Dans ce cas, on décrira les éruptions volcaniques comme un analogue de cette technique de géo-ingénierie, car les processus mis en jeu dans les deux cas sont similaires. J'aborderai ce point en détail dans le Chapitre 3.

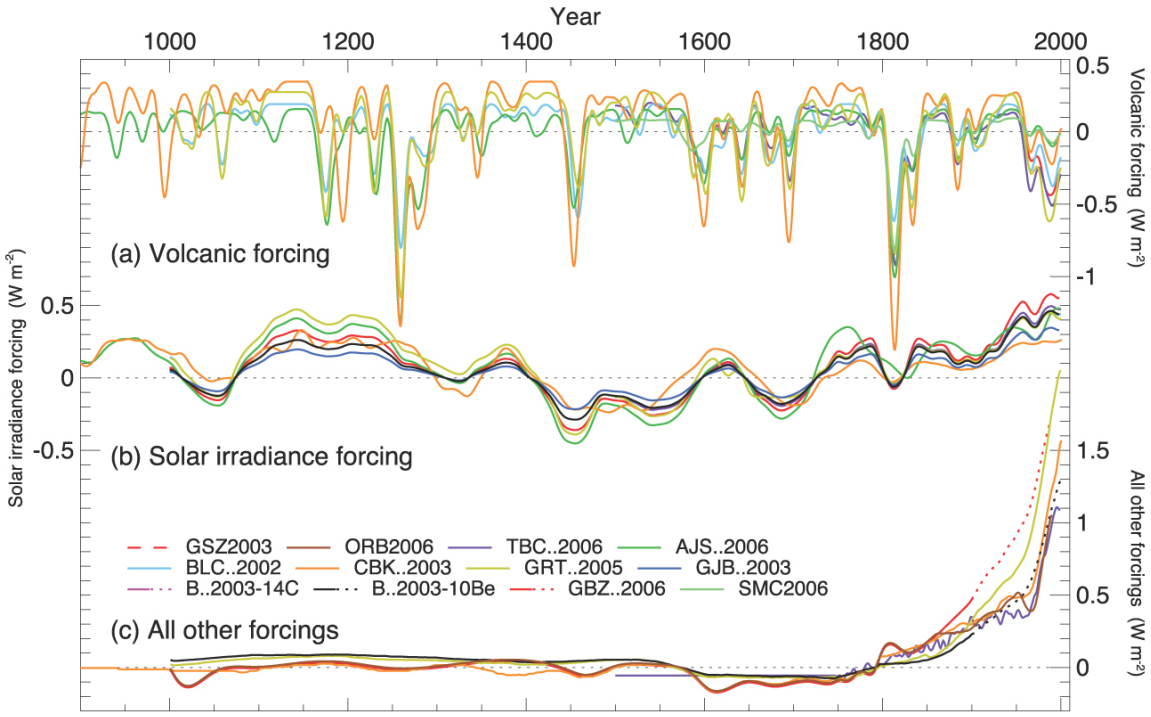


Figure 2.4 – Évolution des différents forçages climatiques au cours des derniers siècles représentée par différents modèles climatiques : (a) forçage volcanique ; (b) forçage solaire ; (c) tous les autres forçages, incluant les gaz à effet de serre et les aérosols troposphériques (excepté pour les modèles représentés en pointillés après 1900 pour les aérosols troposphériques). Les forçages sont calculés en anomalie par rapport à la période 1500-1899, et ont subi un lissage pour retirer les fluctuations correspondantes à des échelles de temps inférieures à 30 ans (source : Jansen et al., 2007, AR4, Chap. 6).

2.2.3.2 Les forçages d'origine anthropique

Le 5ème rapport du GIEC (AR5, pour Fifth Assessment Report) a confirmé l'importance du rôle des forçages anthropiques sur le climat de la Terre depuis le début de l'ère industrielle, notamment sur le réchauffement global. Il est quasiment certain qu'une part importante du réchauffement climatique observé depuis plusieurs décennies peut être imputée aux activités humaines (Bindoff et al., 2013, AR5, Chap. 10). Comme son nom le suggère, l'origine des forçages anthropiques est liée aux activités humaines, en l'occurrence aux émissions d'espèces chimiques radiativement actives modifiant la composition de l'atmosphère. Parmi ces espèces chimiques, on retrouve évidemment des gaz à effet de serre comme le CO_2, fruit de la combustion de ressources fossiles (pétrole, charbon...), mais aussi le méthane (CH_4) et le protoxyde d'azote (N_2O). L'émission de ces gaz anthropiques a considérablement augmenté leurs concentrations atmosphériques, induisant un effet de serre additionnel auquel on attribue une grande

partie du réchauffement récent (on peut remarquer l'augmentation du forçage radiatif à partir de 1800 sur la Figure 2.4c).

Les émissions de gaz à effet de serre ne sont cependant pas les seules perturbations du système climatique engendrées par les activités humaines. Les émissions d'aérosols par exemple perturbent également de manière significative le bilan radiatif et tendent majoritairement à refroidir la planète. La modification de l'utilisation des sols contribue aussi au déséquilibre du bilan énergétique terrestre en modifiant le pouvoir réfléchissant du sol et sa capacité à retenir l'eau.

2.3 Du changement climatique à la géo-ingénierie

2.3.1 Un changement climatique déjà en marche...

Nous avons vu que le système climatique est un système complexe, influencé par divers forçages naturels et anthropiques agissant à de multiples échelles de temps. Le GIEC s'attache à étudier les évolutions passées et actuelles du système climatique, mais établit aussi des scénarios afin d'anticiper les évolutions futures du climat et d'en décrire les risques pour les populations et l'environnement. Ces scénarios climatiques sont construits à partir de modèles macro-économiques intégrants notamment des scénarios de projections démographiques, de consommations énergétiques et de productions alimentaires. Un groupe d'experts du GIEC (Working Group III) a pour vocation d'étudier ce genre de scénarios (Clarke et al., 2014, AR5, Chap. 6, WGIII). Malgré leurs intérêts, ces scénarios ne seront pas discutés dans le cadre de ma thèse dans la mesure où aucun de ces modèles ne traite des techniques de géo-ingénierie discutées dans ce manuscrit de thèse.

Nous avons également vu que les activités humaines ont déstabilisé (et déstabilisent encore) le bilan radiatif de la Terre en modifiant la composition de l'atmosphère. L'augmentation de la concentration atmosphérique en CO_2, et plus généralement des gaz à effet de serre, tend à augmenter les températures de surface (Stocker et al., 2013, AR5, Technical Support). Ainsi, pour un objectif en température (par exemple un réchauffement de 2°C, voire 1.5°C, à la fin du siècle par rapport à la période pré-industrielle, ce sont les accords de Paris sur le climat) il est possible d'estimer la quantité de CO_2 qu'il nous reste à émettre d'ici à la fin du siècle, puis des trajectoires d'émissions sont construites d'aujourd'hui à la fin du siècle afin de respecter cette contrainte. À partir d'un large ensemble de modèle, Millar et al. (2017) estiment qu'il faudrait désormais limiter nos émissions cumulées à environ 200 GtC (66 % de confiance), voire 160 GtC (90 % de confiance), afin de limiter le réchauffement global à 1.5°C. Compte tenu de notre rythme d'émissions actuel (environ 11 GtC par an), ce seuil pourrait être franchi d'ici une quinzaine ou une vingtaine d'années.

2.3.2 Des efforts pour limiter son amplitude et ses impacts aussi...

Dans ce contexte, de nombreux scénarios très ambitieux ont été proposés dans la littérature scientifique, comme par exemple le scénario RCP2.6 de la 5ème phase du projet d'intercomparaison des modèles de climat (CMIP5, Van Vuuren et al., 2011) ou dans le papier de Rogelj et al. (2018a). Tous ces scenarios d'émissions visent à respecter l'accord de Paris et donc à réduire drastiquement les émissions globales de gaz à effet de serre d'ici un horizon temporel de 10 à 20 ans. On parle alors d'atténuation du changement climatique, ou de "mitigation" (anglicisme utilisé couramment comme synonyme d'atténuation du changement climatique). Il faut bien avoir à l'idée qu'on dénote par mitigation des engagements politiques destinés à réduire les émissions de gaz à effet de serre et à renforcer les puits de carbone via l'augmentation du couvert forestier. Outre des scénarios de mitigation très forte, il existe aussi des trajectoires d'émissions plus souples (c'est-à-dire une réduction moins rapide des émissions) faisant intervenir des "émissions négatives" d'ici la fin du siècle. Le terme "émissions négatives" signifie que l'atmosphère perd plus de CO_2 qu'elle n'en gagne : en conséquence la concentration atmosphérique en CO_2 diminue comme le montrent Jones et al. (2016). Dans ce cas-là, l'objectif en température (et donc la concentration atmosphérique visée) peut être dépassé au cours du siècle pour finalement être atteint en 2100.

En plus de la mitigation climatique, il est important d'introduire les méthodes d'adaptation au changement climatique. À l'inverse de la mitigation, l'adaptation se situe en aval du changement climatique, puisque ce sont des initiatives et des mesures prises pour réduire la vulnérabilité des systèmes naturels et humains aux effets en cours et à venir du changement climatique (par exemple l'édification de digues le long des cours d'eau ou des côtes, ou le remplacement des plantes fragiles par d'autres espèces plus résistantes aux chocs thermiques dans certaines régions).

Malgré la prise de conscience collective au cours de la dernière décennie, les actions de réduction des émissions tardent à se mettre en place à l'échelle mondiale, et les concentrations atmosphériques de gaz à effet de serre continuent d'augmenter (Le Quéré et al., 2018). Les objectifs ambitieux de l'accord de Paris de limiter le réchauffement global à 2°C en 2100 passent forcément par une réduction drastique des émissions. Cependant, les stratégies de mitigation de chaque état présentant les efforts de réduction de leurs émissions ne sont pour le moment pas suffisantes (UNEP, 2017). On a déjà évoqué le terme "d'émissions négative", qui est une forme de géo-ingénierie puisque l'atmosphère sera alors capable de diminuer la concentration en gaz à effet de serre par divers processus ou technologies (Talberg et al., 2018; Knutti, 2018). Dans ce cas précis, la température du globe augmenterait au-delà du seuil de 2°C, pour ensuite redescendre à 2°C en 2100 : on parle alors "d'overshoot en température". Bien que l'objectif de limiter le réchauffement à 2°C serait alors atteint, les effets néfastes du changement climatique pourraient cependant advenir au cours du siècle, et la non-réversibilité de certains processus pourrait mener la planète en 2100 vers un état climatique sensiblement différent de celui qu'il serait sans jamais dépasser la limite de 2°C durant le XXIème siècle (Nusbaumer and Matsumoto, 2008). Les techniques de géo-ingénierie permettant de stabiliser le climat et d'éviter cet overshoot en température ont alors vu le jour dans la littérature scientifique (Keller et al., 2014; MacMartin et al., 2016; Tilmes et al., 2016).

2.3.3 Une porte ouverte vers l'étude de la géo-ingénierie

Un peu d'histoire...

La géo-ingénierie de l'environnement naquit au milieu du XXème siècle, dans le contexte géo-politique de la Guerre froide, opposant les États-Unis et le bloc soviétiques (et leurs alliés respectifs). Quelques années après l'utilisation de la bombe-A sur les villes japonaises d'Hiroshima et de Nagasaki, la naissance d'une nouvelle arme pouvant développer une puissance mille fois supérieure a poussé les deux camps vers un affrontement indirect (conquête de l'espace, course aux armements...). En effet, les effets dévastateurs d'une possible utilisation de la bombe-H, ainsi que les éventuels effets secondaires sur les conditions climatiques et météorologiques, faisaient planer la peur d'une apocalypse nucléaire. C'est dans ce contexte que les deux superpuissances se sont cependant intéressées aux techniques de modifications de l'environnement comme une arme possible. Par exemple, à partir de 1967, des techniques d'ensemencement des nuages ont été utilisées durant la guerre du Vietnam dans le cadre du projet Popeye, dont l'objectif était de prolonger la saison des moussons et de bloquer les voies d'approvisionnement ennemies le long de la route de Hô-Chi-Minh-Ville (Saïgon à l'époque). Les techniques de modifications des conditions météorologiques et climatiques étaient alors directement associées aux utilisations militaires qui en étaient faites, ce qui provoqua un tabou sur ce sujet au sein de la communauté scientifique.

Au milieu des années 2000, plus précisément en 2006, un article scientifique fut déclencheur de l'intensification des recherches scientifiques sur la géo-ingénierie : Paul Crutzen, prix Nobel de chimie en 1995 pour ses travaux sur la chimie atmosphérique en particulier sur les processus de formation et destruction d'ozone, publie un article dans lequel il présente l'effet refroidissant des aérosols stratosphériques, notamment justifié par l'observation de l'analogue volcanique (Crutzen, 2006). Il considère que cette méthode de géo-ingénierie pourrait stopper rapidement le réchauffement climatique au cas où celui-ci deviendrait incontrôlable, et ses impacts dévastateurs. Mais il stipule aussi que cette méthode ne soit envisagée qu'en dernier recours, et qu'elle ne doit en aucun cas se substituer aux politiques de réduction des émissions de gaz à effet de serre qu'il considère comme indispensable. Il semblerait que la parole du prix Nobel ait permis d'estomper le tabou qui existe autour de la géo-ingénierie, tout au moins dans le but d'étudier les effets et rétroactions, bénéfiques et néfastes, engendrés par de telles techniques.

Les premiers bilans...

La Royal Society Britannique a établi en 2009 (Shepherd et al., 2009) un rapport complet sur les techniques de géo-ingénierie, séparant en deux catégories l'ensemble des méthodes : d'une part, les techniques visant à réduire les concentrations atmosphériques en CO_2 (CDR, pour Carbon Dioxide Removal) ; d'autre part les techniques visant à réduire l'apport énergétique à la surface de la Terre en atténuant le rayonnement solaire, bousculant ainsi le bilan radiatif de la Terre et diminuant la température moyenne de la Terre (SRM, pour Solar Radiation Management).

En France, il a fallu attendre 2014 et l'Atelier de Réflexion Prospective REAGIR (Boucher et al., 2014, et www.arp-reagir.fr) pour définir les contours du terme géo-ingénierie, et de ce qui se cache dessous : ainsi, la géo-ingénierie de l'environnement

"correspond à l'ensemble des techniques et pratiques mises en œuvre ou projetées dans une visée corrective à grande échelle d'effets résultants de la pression anthropique sur l'environnement". Comme présenté sur la Figure 2.5, la géo-ingénierie se distingue cependant d'une part des techniques de mitigation (qui se situent en amont, visant principalement à réduire nos émissions de gaz à effet de serre) et d'autre part des techniques d'adaptation (qui visent en aval à limiter la vulnérabilité de l'Homme et de son environnement).

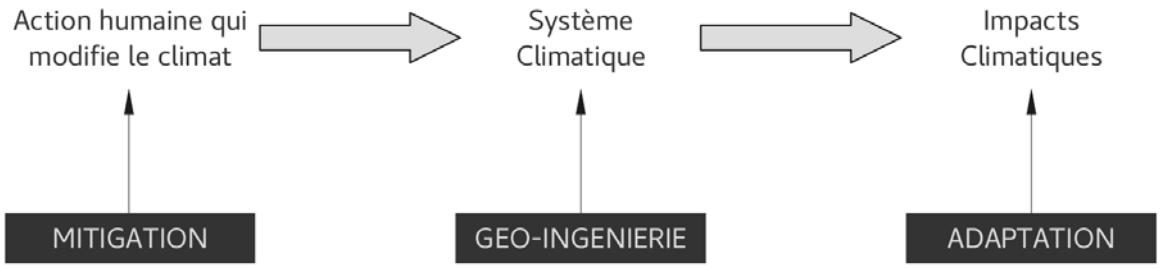


Figure 2.5 – La géo-ingénierie se situe entre la mitigation et l'adaptation sur la chaîne d'action. Elle agit directement sur le système climatique pour en modifier son bilan radiatif.

Toutefois les frontières entre mitigation, géo-ingénierie et adaptation peuvent être poreuses et faire émerger des débats. En particulier, le commentaire récent de David Keith (Keith et al., 2017) dans Nature Climate Change "SRM as CDR" a relancé le débat sur la place de la SRM entre mitigation et adaptation. À travers l'étude de la réponse du cycle du carbone à la géo-ingénierie, nous verrons dans le Chapitre 4 dans quelle mesure et pour quelles raisons la SRM ne peut pas être classée comme technique de mitigation.

2.3.3.1 Les techniques de CDR : capter et stocker le CO_2 atmosphérique

Cet ensemble de techniques vise à retirer du CO_2 de l'atmosphère et ainsi augmenter la part du rayonnement terrestre s'échappant du système climatique (Figure 2.6, bleu). Nous avons vu précédemment que certains scénarios d'émissions de CO_2 nécessitent des émissions négatives : les techniques de CDR sont à cet égard primordiales. En particulier, Fuss et al. (2014) mentionnent que 101 scénarios sur 116 limitant le réchauffement à 2°C requièrent l'implémentation de CDR dans la deuxième moitié du XXIème siècle. L'appel à ce genre de technique est encore plus indispensable pour des scénarios compatibles avec le 1.5°C puisque la quasi-totalité des scénarios connus à ce jour font massivement appel à la CDR.

Dans une revue de la littérature, Smith et al. (2016) expliquent qu'il existe plusieurs méthodes, pouvant être subdivisées en deux groupes. Certaines techniques vont viser à modifier le cycle du carbone, en intensifiant les flux de carbone depuis l'atmosphère vers les autres réservoirs de carbone. Parmi ces techniques, on peut citer la reforestation (si la surface était préalablement boisée), l'afforestation (si la surface n'était pas boisée dans le passé), ou l'altération forcée (des silicates ou des carbonates par exemple) qui permet de dissoudre du CO_2 atmosphérique dans des minéraux. D'autres techniques plus industrielles vont chercher à capter directement le CO_2 de

l'atmosphère et sont accompagnées d'un stockage géologique. Par exemple en créant des arbres artificiels capables de reproduire les processus photosynthétiques, ou via l'utilisation de biocarburants accompagnée d'une captation du carbone. L'ensemble des techniques de CDR nécessite un déploiement massif afin d'impacter le climat à l'échelle planétaire et la température globale. Des contraintes spécifiques apparaissent, notamment sur le plan économique, sur la demande en énergie, sur l'usage des sols (compétition vis à vis de l'agriculture) ou encore sur les ressources en eau.

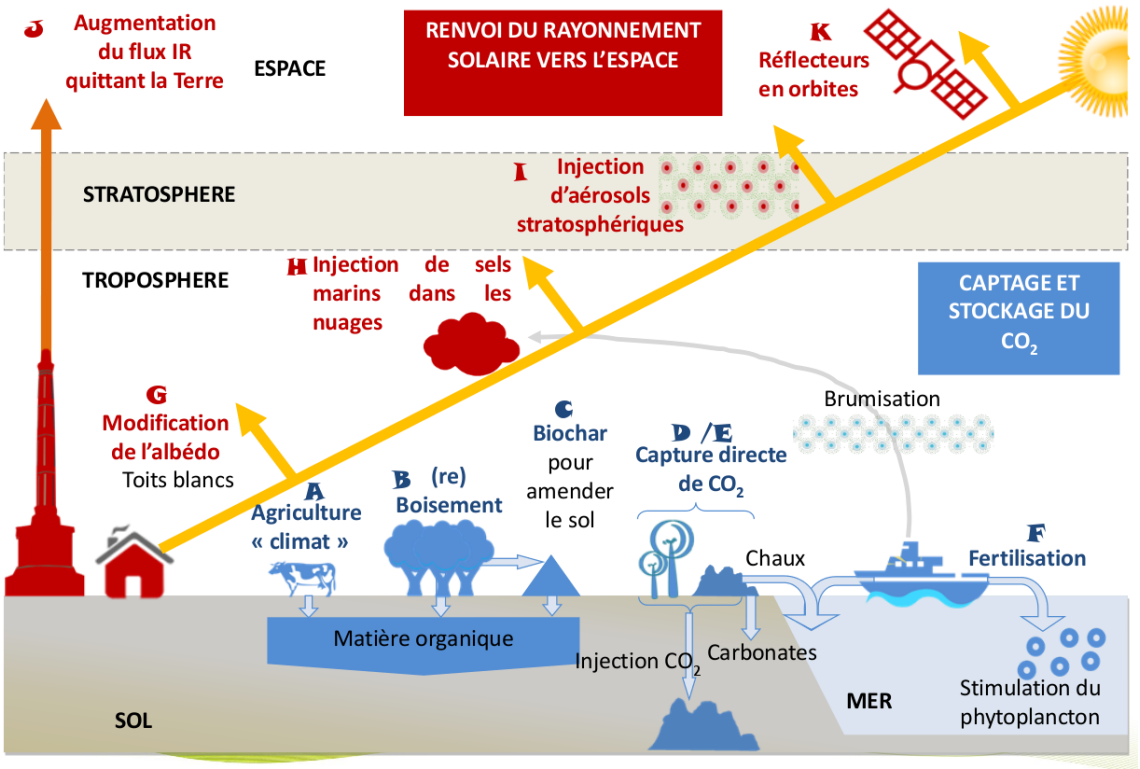


Figure 2.6 – Les principaux concepts de la géo-ingénierie du climat, avec en rouge les techniques de gestion du rayonnement solaire, et en bleu les techniques de capture et stockage du CO_2 atmosphérique (source : Boucher et al., 2014, ARP REAGIR).

2.3.3.2 Les techniques de SRM : atténuation du rayonnement solaire

Contrairement aux techniques de CDR qui s'attaquent à la cause du réchauffement climatique (l'augmentation du CO_2 atmosphérique), les techniques de SRM (Figure 2.6, rouge) ont pour objectif de limiter les conséquences de l'augmentation de l'effet de serre en réduisant la température du globe. Pour cela, le but est de compenser le déséquilibre radiatif imputé aux forçages anthropiques en atténuant le rayonnement solaire incident afin de réduire l'énergie absorbée par la Terre. En d'autres mots, la SRM vise à augmenter le pouvoir réfléchissant de la Terre : en fonction des techniques étudiées, cela peut intervenir à différentes altitudes, depuis l'espace en réfléchissant grâce à des miroirs une partie du rayonnement solaire, jusqu'à la surface où un changement des caractéristiques du sol peut permettre de réfléchir plus de lumière (les surfaces claires réfléchissent plus que les surfaces sombres). Entre les deux, d'autres

techniques ont été inspirées de processus connus et de phénomènes naturels, comme par exemple la capacité des aérosols volcaniques à réfléchir le rayonnement solaire. Contrairement à certaines techniques de CDR, la SRM n'a jamais été testée dans le monde réel : il existe pour l'instant un moratoire sur son utilisation. Les questions de la modélisation et de son réalisme sont donc primordiales. Nous verrons au début du Chapitre 3 comment ce type de techniques est simulé au sein des modèles de climat.

Une exception sur la nature observable de la SRM se trouve sans doute sur le contrôle des propriétés optiques de la surface (couvert végétal, construction...) mais son effet global est très limité voire non significatif. Dérogeant également aux généralités sur les techniques de SRM, en l'occurrence à sa définition canonique, certaines techniques proposées récemment dans la littérature visent à jouer sur le rayonnement infrarouge sortant de l'atmosphère plutôt que sur le rayonnement solaire incident. Dans la haute troposphère, les cirrus absorbent plus de rayonnement infrarouge que de rayonnement solaire. Ces nuages hauts ont la caractéristique de former des petits cristaux de glaces en l'absence de noyaux de condensation. L'injection d'aérosols permettrait de favoriser la formation et la chute de gros cristaux de glace, en accélérant la condensation autour de ces noyaux, ce qui réduirait l'occurrence de ces nuages. Cette technique présente deux avantages majeurs : premièrement, en agissant sur le rayonnement terrestre, ce processus agit en permanence, contrairement aux techniques de SRM qui sont inactives la nuit. Deuxièmement, l'effet sera plus fort où les quantités d'aérosols sont actuellement faibles, c'est-à-dire aux pôles, où on sait que l'amplification du réchauffement polaire peut avoir des conséquences irréversibles sous ces hautes latitudes. L'une des simulations du prochain exercice d'inter-comparaison de modèles sera destinée à étudier les impacts climatiques de cette technique, jusqu'alors très peu documentées. Cette partie de gestion du rayonnement terrestre présentée à travers cette technique n'est pas au centre de ma thèse.

2.4 Modèles de climat et modélisation de la géo-ingénierie

La littérature scientifique montre que l'utilisation de modèles est fondamentale afin de comprendre les climats passés et présents et de prédire l'évolution du climat futur selon les trajectoires d'émissions de gaz à effet de serre. L'utilisation de modèles est encore plus essentielle pour étudier la réponse du climat à la géo-ingénierie dans la mesure où ces techniques ne disposent pas d'équivalent observable. Malgré leur utilité et leur pertinence pour étudier l'évolution du climat futur, les modèles de climat offrent une représentation simplifiée du système climatique réel qui est, comme nous l'avons vu, un système très complexe.

Dans cette section, je présenterai de manière succincte l'évolution des modèles de climat au cours des dernières décennies et je zoomerai sur les modèles "système Terre" qui sont considérés aujourd'hui comme les modèles de climat à l'état de l'art. Cette section vise également à décrire le modèle système Terre du CNRM qui a été utilisé comme un laboratoire numérique pour comprendre la réponse du climat à la géo-ingénierie, dans un contexte d'étude multi-modèle.

2.4.1 Bref historique de la modélisation du climat

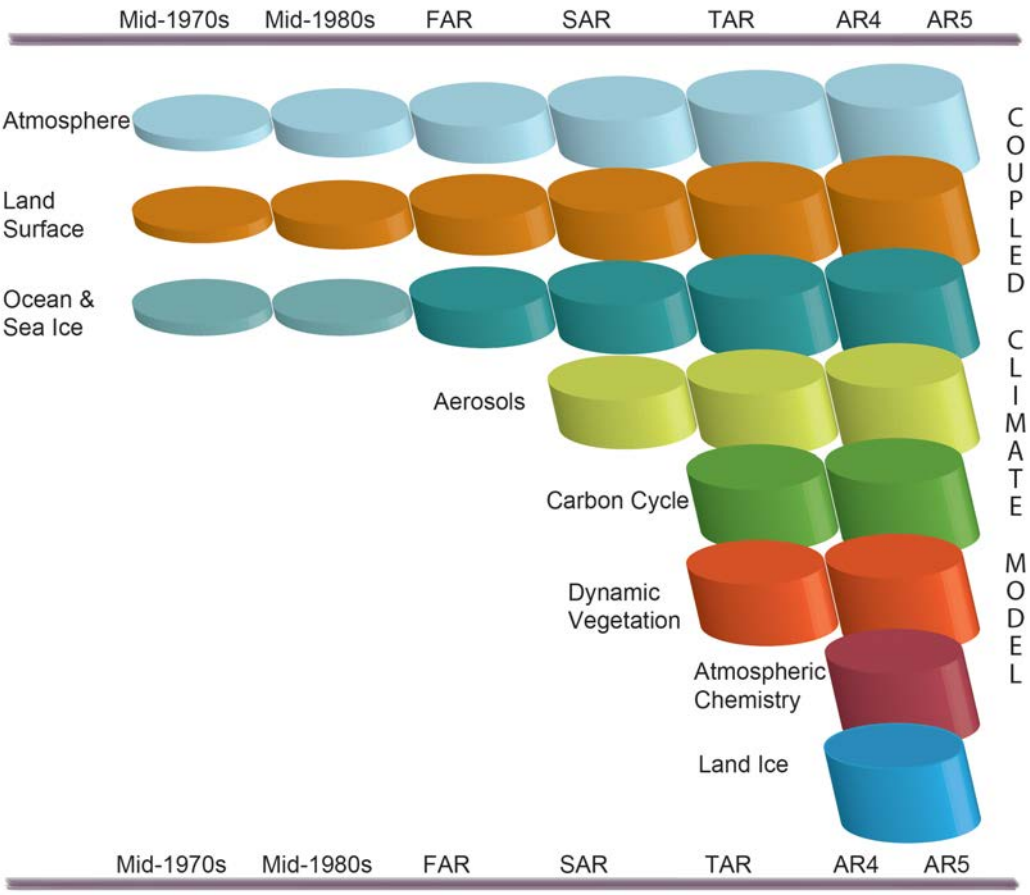


Figure 2.7 – Représentation de l'évolution des différentes composantes du système climatique intégrées dans les modèles de climat au cours des 40 dernières années. FAR, SAR, TAR, AR4 et AR5 représentent chronologiquement les 5 rapports du GIEC (source : Cubasch et al., 2013, AR5, Chap. 1).

Un modèle de climat est une représentation simplifiée de la réalité qui vise à résoudre le mouvement des fluides de manière numérique. Les mouvements au sein de l'atmosphère et de l'océan sont décrits par les équations de Navier-Stokes, qui relèvent encore aujourd'hui de l'un des plus grands défis scientifiques : ces équations n'ont pas de solution mathématique connue, et l'utilisation du calcul numérique permet de trouver une solution alternative afin de décrire l'évolution du système. Afin de résoudre ces équations, les modèles de climat font appel à une discrétisation de l'espace sous la forme d'un maillage tri-dimensionnel. On écrit alors aux nœuds de ce maillage les équations d'évolution des différentes variables pronostiques du modèle. De plus, d'autres équations sont utilisées pour prendre en compte certains processus dont l'échelle est inférieure à la maille : ces équations complémentaires s'appellent paramétrisations. L'appel aux paramétrisations se retrouve également pour de nombreux champs chimiques, biologiques ou biogéochimiques, dont les équations d'évolution ne sont pas connues. Seules des lois empiriques dérivées d'observations ou d'expériences de laboratoire sont accessibles, et généralement valables dans le contexte climatique dans lequel elles ont été établies.

Les modèles climatiques actuels sont des modèles couplés (Flato et al., 2013, AR5, Chap. 9), c'est-à-dire que chaque composante interagit avec les autres au sein du modèle, et échange différents champs physiques, chimiques et biologiques. Au cours des dernières décennies, l'augmentation de la puissance des ordinateurs a notamment permis de complexifier et d'améliorer les paramétrisations et les processus pris en compte (Figure 2.7). Cela a permis de passer de modèles essentiellement physiques (atmosphère, océan, surfaces continentales) à des modèles appelés "système Terre" (ESM, pour Earth System Model). Cette notion de "système Terre" est associée à l'étude des processus naturels ou anthropiques affectant la Terre ; elle intègre une dimension plus large que celle liée au système climatique qui est historiquement associée aux enveloppes et interactions physiques de la Terre. Ainsi, les ESM disposent d'une représentation plus ou moins explicite de la chimie de l'atmosphère, des aérosols troposphériques mais aussi des principaux cycles biogéochimiques.

L'augmentation des ressources de calcul a aussi permis d'augmenter les résolutions spatiales (horizontale et verticale) et temporelles, permettant par exemple une meilleure représentation de la géographie terrestre (montagnes, côtes..., Figure 2.8). L'ordre de grandeur de la résolution horizontale est passé de 500 km dans les années 1970, à 100 km aujourd'hui. Dans le même temps, le nombre de niveaux verticaux décrivant l'atmosphère a été considérablement augmenté, passant typiquement de quelques dizaines à une centaine pour le prochain exercice international d'intercomparaison de modèles.

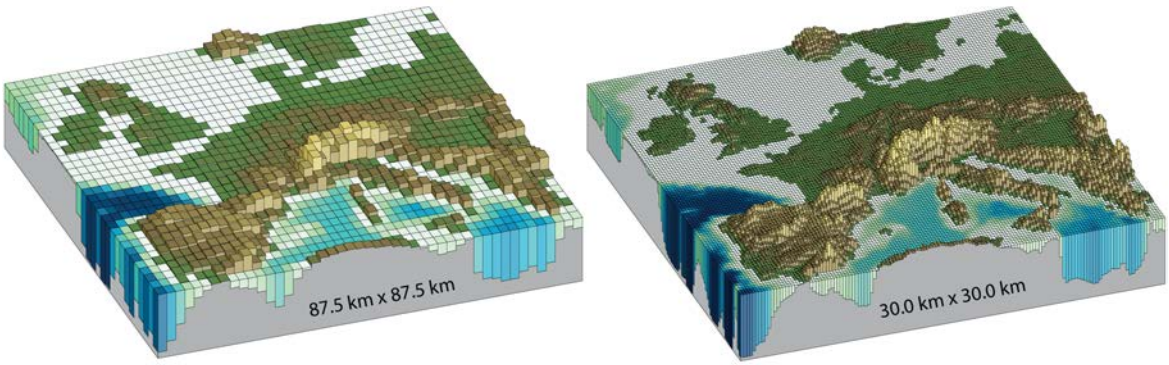


Figure 2.8 – Illustration de l'impact de la résolution horizontale sur l'Europe. Les deux schémas représentent les plus hautes résolutions actuellement testées dans les modèles climatiques (source : Cubasch et al., 2013, AR5, Chap. 1).

2.4.2 CNRM-ESM : un exemple de modèle système Terre

Les modèles actuels dit système Terre intègrent une représentation plus ou moins complexe des cycles biogéochimiques, essentiellement celui du carbone tout en excluant le réservoir géologique compte-tenu des échelles de temps pertinentes pour l'étude du climat. Le représentation explicite du cycle du carbone améliore potentiellement le réalisme des modèles par la prise en compte de nouveaux processus et de nouvelles interactions. Par exemple, la présence de végétaux sur les surfaces continentales va modifier les propriétés radiatives du sol (modification de l'albédo, qui quantifie le pouvoir réfléchissant du sol), ainsi que la proportion entre le flux de chaleur sen-

sible (dégagement de chaleur sans changement d'état) et le flux de chaleur latente (dégagement de chaleur avec changement d'état).

Au cours de cette thèse, j'ai principalement travaillé avec le modèle système Terre du CNRM, qui est un modèle assez représentatif de l'état de l'art. Ce modèle a été utilisé comme un laboratoire numérique pour tester des hypothèses et réaliser des expériences dans les exercices internationaux d'intercomparaison de modèles couplés (CMIP). Ma thèse se déroulant dans le contexte de la 6ème phase de CMIP, j'ai pu utiliser deux versions du modèle du CNRM : celle qui a contribué à la 5ème phase de CMIP, CNRM-ESM1 (Séférian et al., 2016) ; et celle qui contribue actuellement à CMIP6, CNRM-ESM2-1 (Séférian et al., in prep). Les principales caractéristiques de ces deux modèles sont résumées dans le Tableau 2.1. Les deux modèles diffèrent non seulement en terme de résolution, mais également en terme de complexité. Nous verrons dans le Chapitre 5 à quel point le comportement de ces deux modèles est différent dans leur manière de répondre aux forçages anthropiques et à la géo-ingénierie.

		CNRM-ESM1 (CMIP5)	**CNRM-ESM2-1 (CMIP6)**
Atmosphère	Cœur Dynamique	ARPEGE-Climat_v6.0	ARPEGE-Climat_v6.3
	Physique	diagnostique	prognostique
	Rés Horizontale	T127 ⇒ maillage de 1.4° de coté	
	Rés Verticale	L31 → 31 niveaux	L91 → 91 niveaux
Océan	Cœur Dynamique	OPA8	OPA9
	Biogéochimie	PISCESv1	PISCESv2-gas
	Rés Horizontale	ORCA1 ⇒ maillage de 1° de coté	
	Rés Verticale	L42 → 42 niveaux	L75 → 75 niveaux
Autre	Surface	SURFEXv7.3	SURFEXv8.0
	Glace de Mer	GELATOv6	GELATOv6.1

Tableau 2.1 – Principales caractéristiques des deux versions du modèle CNRM-ESM.

2.4.2.1 Description des principales composantes du modèle système Terre du CNRM

Chaque composante du système climatique est représentée par un modèle dédié. Puis, chacune des composantes va interagir avec les autres afin d'échanger les différentes informations nécessaires, soit directement (le couplage est alors implicite), soit indirectement (un coupleur est utilisé pour faire communiquer deux composantes). Le modèle système Terre du CNRM est basé sur le modèle de climat purement physique CNRM-CM (Voldoire et al., in prep). La dernière version du modèle (CNRM-ESM2-1) a vocation à produire les simulations pour le prochain exercice d'intercomparaison de modèles (CMIP6), ressources primordiales en vue des travaux du GIEC et de leur pro-

chain rapport complet, probablement à l'horizon 2023. Il me semble donc important de détailler les principales composantes de ce modèle.

ARPEGE-Climat_v6.3 (Action de Recherche Petite Échelle Grande Échelle) : la composante atmosphérique du modèle est dérivée du modèle de prévision numérique du temps de Météo-France. La grille horizontale (T127) a une résolution d'environ 1.4° selon la latitude et selon la longitude, tandis que le modèle possède 91 niveaux verticaux s'étendant depuis la surface jusqu'au niveau de pression 0.01 hPa dans la mésosphère. La nouvelle version du modèle est aussi pourvue d'une chimie et d'aérosols interactifs, ce qui engendre la prise en compte de rétroactions sur les paramètres physiques et radiatifs de l'atmosphère. Pour la chimie, on peut citer par exemple l'impact de la distribution de l'ozone selon la verticale sur les propriétés radiatives de l'atmosphère. Concernant les aérosols, ils vont également impacter les propriétés radiatives, mais aussi la microphysique (formation des gouttes et gouttelettes nuageuses).

SURFEXv8.0 (SURFface EXternalisée) : ce modèle de surface est composé de plusieurs modules, permettant de modéliser les interactions entre l'atmosphère, l'océan et les surfaces continentales. Aux interfaces atmosphère/eau, les échanges sont gérés par le module ECUME (Exchange Coefficients from Unified Multi-campaigns Estimates) au dessus des océans et des mers, tandis que FLAKE s'occupe des plans d'eau continentaux. Les échangent d'énergie, d'eau, et de carbone entre l'atmosphère et les surfaces continentales sont modélisés avec ISBAcc (Interactions between Soil, Biosphere and Atmosphere - carbon cycle), qui discrétise les textures des sols en 12 catégories (à partir des propriétés physiques) et représente 19 types de plantes différentes. Enfin, le module CTRIP calcule le débit journalier des rivières à partir des écoulements d'eau du sol simulés par SURFEX. Cela permet de fermer le bilan hydrique, mais aussi le cycle du carbone puisque CTRIP prend en compte l'exportation du carbone inorganique des continents vers les océans.

NEMOv3.6 (Nucleus for European Models of the Ocean) : le modèle d'océan utilisé possède une grille régulière de 1°, avec un raffinement au tiers de degrés selon la latitude sous les tropiques. Comme pour le modèle atmosphérique la résolution verticale s'est affinée (75 niveaux verticaux) permettant notamment une meilleure représentation des couches superficielles de l'océan.

GELATOv6.1 (Global Experimental Leads and ice for ATmosphere and Ocean) : directement intégré au modèle d'océan NEMO (même résolution horizontale), GELATO simule les processus dynamiques et thermodynamiques de la glace de mer, et intègre également un schéma de transfert radiatif au continuum neige/glace de mer.

PISCESv2-gas (Pelagic Interaction Scheme for Carbon and Ecosystem Studies) : les processus biogéochimiques au sein de l'océan sont simulés par le modèle de biogéochimie marine PISCES, notamment les interactions entre le phytoplancton marin et la pénétration de la lumière solaire dans l'océan.

2.4.2.2 Évaluation succincte de CNRM-ESM1 et CNRM-ESM2-1

Dans cette section, je propose d'évaluer la réponse des deux versions du modèle du CNRM pour quelques variables clés, à savoir la température de surface, les précipitations et les flux de carbone bruts de la végétation continentale (ou GPP, acronyme anglais signifiant Gross Primary Production) en moyenne annuelle sur la période 1980 à 2005. La Figure 2.9 présente la température de surface composite (température de l'air à 2 mètres sur les continents, et température de l'eau de surface (SST) sur les océans), telle qu'elle a été observée et simulée par les deux versions du modèle système Terre du CNRM. Alors que la version précédente du modèle du CNRM (CNRM-ESM1) simule un climat plus froid que les observations, notamment identifiable dans la zone tropicale (30°N-30°S) sur les profils zonaux, la nouvelle version du modèle du CNRM (CNRM-ESM2-1) est plus proche des observations. Néanmoins, il apparaît que le nouveau modèle surestime le changement de température sur continent (Australie, Afrique centrale, hautes latitudes de l'hémisphère nord).

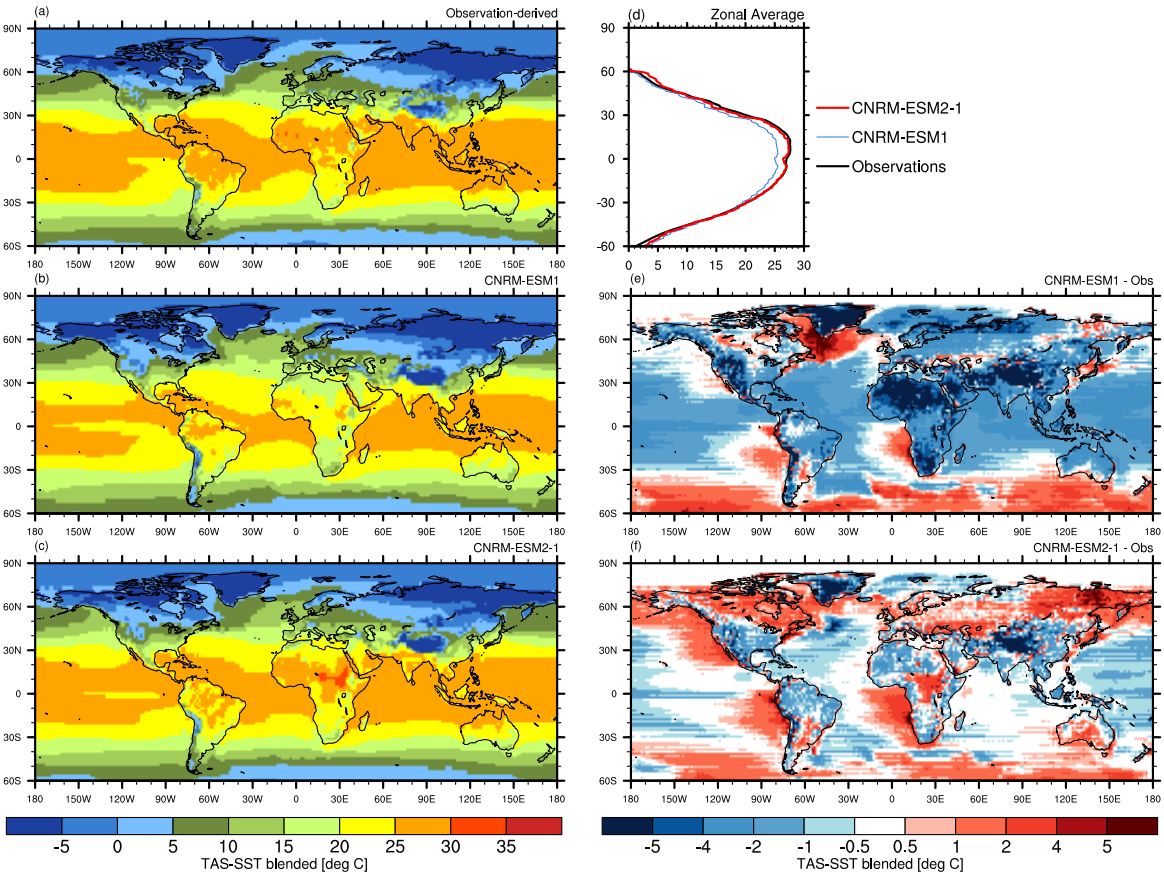


Figure 2.9 – Moyenne annuelle du changement de la température composite de surface (TAS pour les continents et SST pour les océans) sur la période 1980-2005. Les champs présentés sont (a) dérivés d'observations CRU TS4 pour les continents (Harris et al., 2014) et HadIsst pour les océans (Rayner et al., 2003), (b) simulés avec CNRM-ESM1, et (c) simulés avec CNRM-ESM2-1. Les courbes (d) présentent les trois profils en moyenne zonale, tandis que les écarts des modèles vis à vis des observations sont représentés par les panneaux (e) et (f).

En terme de précipitations en moyenne annuelle, la Figure 2.10 montre que les structures géographiques des précipitations sont bien représentés par les deux modèles, mis à part quelques régions tropicales. Ces régions sont reconnues pour avoir un cycle hydrologique particulièrement actif, notamment influencé par la zone de convergence inter-tropicale qui oscille autour de l'équateur. Les modèles ont du mal à reproduire l'amplitude du signal des précipitations dans la région tropicale, notamment entre 20°S et l'équateur. Dans cette bande de latitudes, les deux modèles surestiment les précipitations océaniques, et sous-estiment les précipitations continentales. C'est notamment le cas dans la région amazonienne, où la nouvelle version du modèle se rapproche cependant des valeurs observées. La forte interaction entre le cycle hydrologique et le cycle du carbone via le rôle de la ressource en eau sur l'activité photosynthétique peut laisser présager des répercussions sur les processus liés à la biosphère terrestre.

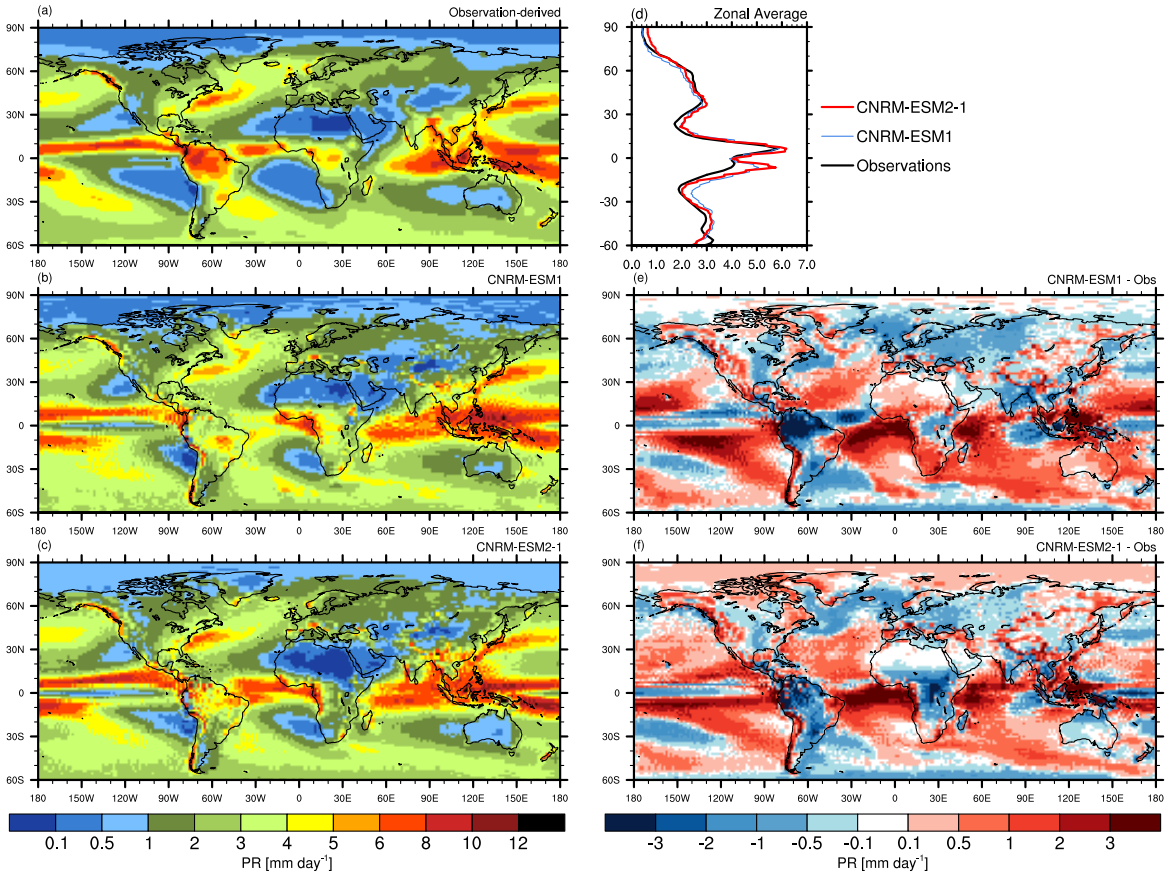


Figure 2.10 – Moyenne annuelle des précipitations (PR) sur la période 1980-2005, (a) dérivée des observations GPCP (Global Precipitation Climatology Project Adler et al., 2003), et simulée par (b) le modèle CNRM-ESM1, et (c) le modèle CNRM-ESM2-1. Les courbes (d) présentent les trois profils en moyenne zonale, tandis que les écarts des modèles vis à vis des observations sont représentés par les panneaux (e) et (f).

La dernière figure d'évaluation des modèles que je présente concerne la production primaire brute (GPP, Figure 2.11). Ce paramètre quantifie l'activité photosynthétique de la biosphère terrestre qui est influencée par un nombre important de paramètre climatique (dont la température, la ressource en eau du sol influencée elle même par les précipitations, mais aussi le rayonnement solaire ou concentration atmosphérique en CO_2). Les profils zonaux montrent une nette amélioration du signal de la GPP dans CNRM-ESM2-1 par rapport à CNRM-ESM1. Dans la région amazonienne, bien que la GPP soit encore sous-estimée, les patterns observés sont mieux simulés avec le nouveau modèle. À l'inverse, certaines lacunes persistent comme par exemple au niveau de la forêt tropicale africaine (golfe de Guinée) : la GPP simulée dans CNRM-ESM1 était largement surestimée, et est maintenant largement sous-estimée. Au premier ordre ces écarts aux observations peuvent être expliqués par les anomalies de température (négative pour CNRM-ESM1 favorisant la GPP, et positive pour CNRM-ESM2-1 limitant la GPP). De plus, l'anomalie négative de GPP au centre de l'Afrique est corrélée avec le biais négatif de précipitations dans cette région.

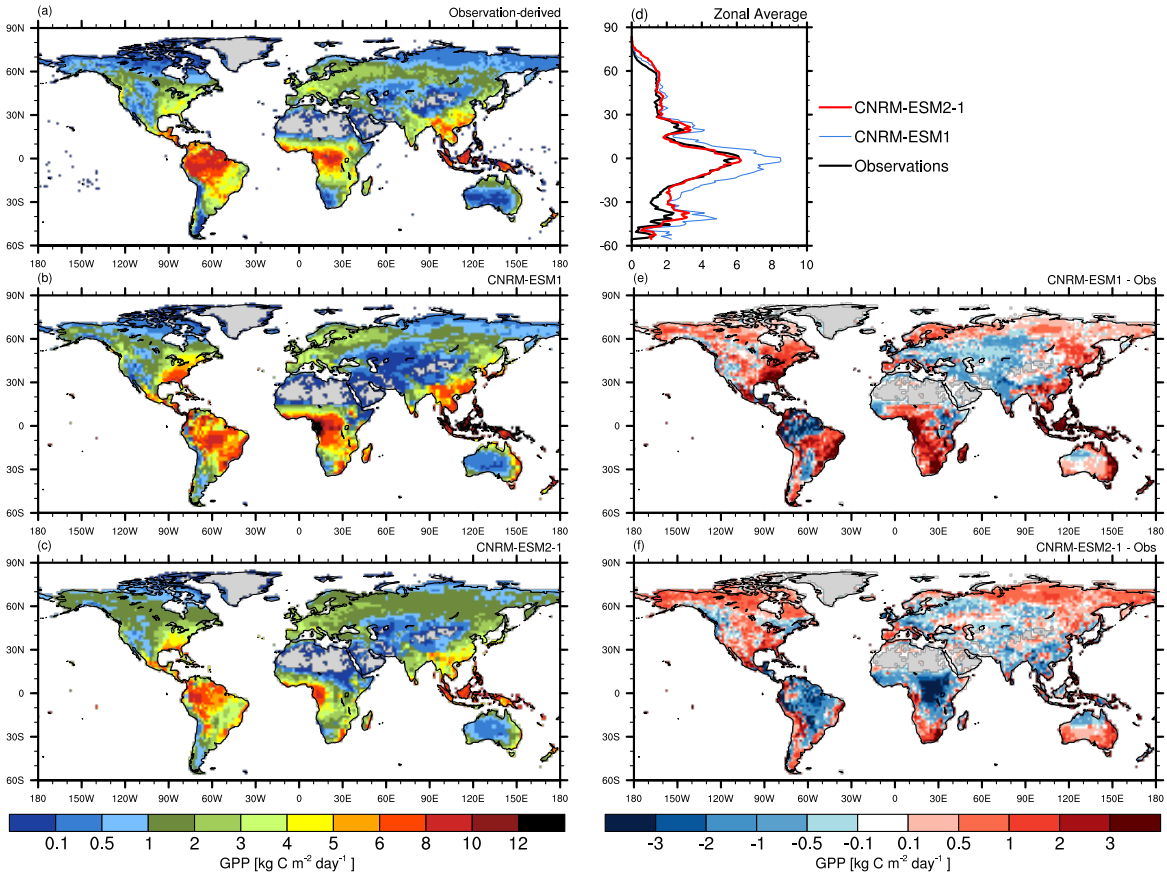


Figure 2.11 – Moyenne annuelle de la production primaire brute (GPP) sur la période 1980-2005, (a) dérivée du produit FLUXCOM (Jung et al., 2017), et simulée par (b) le modèle CNRM-ESM1, et (c) le modèle CNRM-ESM2-1. Les courbes (d) présentent les trois profils en moyenne zonale, tandis que les écarts des modèles vis à vis des observations sont représentés par les panneaux (e) et (f).

2.4.2.3 Autres modèles système Terre

Les modèles système Terre que j'ai utilisés durant ma thèse sont listés dans le Tableau 2.2. Il faut noter que l'ensemble de ces modèles ont participé au 5ème exercice CMIP, c'est-à-dire de la génération de CNRM-ESM1 (ici, CNRM-ESM2-1 est présenté à titre de comparaison, mais c'est un modèle CMIP6). Les caractéristiques en terme de résolution horizontale et verticale peuvent être variables, notamment pour la grille atmosphérique. Les modèles du CNRM offrent une résolution relativement élevée par rapport aux autres ESM.

Modèles	**Atmosphère**		**Océan**	
	Rés Hor	Niv Vert	Rés Hor	Niv Vert
BNU-ESM	2.8°/2.8°	26	1°/0.3°-1°	50
CanESM2	2.8°/2.8°	35	1.4°/0.9°	40
CCSM4	1.25°/0.9°	26	1.11°/0.27°-0.54°	60
CNRM-ESM1	1.4°/1.4°	31	1°/0.3°-1°	42
CNRM-ESM2-1	*1.4°/1.4°*	*91*	*1°/0.3°-1°*	*75*
GISS-E2-R	2.5°/2°	40	1.25°/1°	32
HadGEM2-ES	1.9°/1.25°	38	1°/0.3°-1°	40
MIROC-ESM	2.8°/2.8°	80	1.4°/0.5°-1.7°	44
MIROC-ESM-CHEM	2.8°/2.8°	80	1.4°/0.5°-1.7°	44
NorESM1-M	2.8°/1.9°	26	1.25°/0.9°	53
NorESM1-ME	2.8°/1.9°	26	1.25°/0.9°	53

Tableau 2.2 – Résolutions des modèles CMIP5 utilisés dans de ma thèse. La résolution horizontale (longitude/latitude) et le nombre de niveaux verticaux sont indiqués pour les composantes atmosphérique et océanique. Le modèle CNRM-ESM2-1 participant à CMIP6 est inclus dans ce tableau en italique.

Au delà de la question de la résolution spatiale qui permet de discrétiser la planète de manière plus ou moins précise, la complexité des processus pris en compte peut grandement influencer le comportement du modèle dans les études climatiques. Par exemple, les deux modèles NorESM possèdent une représentation du cycle de l'azote, couplé avec le cycle du carbone. Ces modèles seront pourvus d'une limitation de la croissance de la végétation par rapport à la disponibilité en nutriments dans les sols des surfaces continentales.

2.4.3 Comment les scénarios climatiques sont-ils modélisés ?

Pour commencer à utiliser un modèle de climat, on établit en premier lieu l'état des forçages extérieurs tels qu'ils étaient en 1850 (par exemple la concentration atmosphérique en CO_2 est égale à 284 ppm), et on laisse le modèle évoluer librement sur une période relativement longue, typiquement plusieurs centaines d'années : cette première étape s'appelle le "spin-up" du modèle, permettant aux différentes composantes du système climatique d'interagir entre elle afin de converger vers un état d'équilibre du système représentatif de la période considérée. Ensuite, toujours dans les mêmes conditions (les forçages ne changent pas), on effectue la première simulation climatique qui vise à quantifier le rôle de la variabilité interne, puisque les forçages externes sont constants : c'est le **piControl**, ou contrôle pré-industriel. La durée de cette simulation peut être variable, mais doit au minimum être égale à 300 ans.

Ensuite, les premières simulations faisant varier différents forçages peuvent être réalisées. Durant ma thèse, j'ai utilisé deux simulations dont l'état initial du système climatique est défini par les conditions pré-industrielles. La première est une simulation dite idéalisée puisqu'elle vise à étudier le système climatique sans pour autant chercher à représenter un climat réaliste de la Terre. Cette simulation dénommée **abrupt4xCO_2** est identique à sa simulation mère (celle à partir de laquelle elle commence, ici la simulation piControl), mais la concentration atmosphérique en CO_2 est instantanément multipliée par 4 (donc égale à 1136 ppm) et fixe tout au long de la simulation. Les autres forçages sont fixes et équivalents à ceux de la simulation piControl. Cette simulation à vocation à évaluer la sensibilité climatique du modèle au CO_2 et la réponse rapide des processus radiatifs. La seconde simulation que j'ai utilisée vise à reproduire le climat de la Terre de 1850 à 2005 (CMIP5) ou 2014 (CMIP6), en démarrant de l'état pré-industriel à l'équilibre. Pour cela, les forçages externes sont implémentés dans les modèles tels qu'ils ont été observés ou reconstruits, suivant leur chronologie. On regroupe dans ces forçages les évolutions temporelles des concentrations de gaz à effet de serre, de la constante solaire, de l'activité volcanique, de l'ozone et des aérosols. Cette simulation couvrant l'ère industrielle est dénommée **historical**. Elle est la base et le point de départ des scénarios climatiques.

Au cours de ma thèse, j'ai utilisé un seul scénario de concentration : le scénario **RCP4.5** (Van Vuuren et al., 2011). Ce scénario a été construit à partir de modèles macro-économiques IAM (Integrated Assessment Modelling). Ces modèles établissent des trajectoires de concentrations atmosphériques en gaz à effet de serre à horizon 2100 à partir de divers facteurs, comme par exemple la croissance démographique, les ressources alimentaires, en eau, et en énergie. Pour ce scénario, seule l'activité volcanique est supposée constante dans le temps. Elle est identique à celle de la simulation piControl puisqu'il est impossible de prévoir les éruptions volcaniques. En revanche, les gaz à effet de serre, la constante solaire, l'ozone et les aérosols évoluent au cours du temps suivant des trajectoires prédéfinies, permettant une augmentation du forçage radiatif de 4.5 $W.m^{-2}$ en 2100 par rapport à la référence pré-industrielle.

2.4.4 Comment la géo-ingénierie est-elle modélisée ?

Suite à la publication de Crutzen au milieu des années 2000, l'étude de la géo-ingénierie a connu un nouvel élan, notamment via l'implémentation de certains protocoles dans les modèles numériques. Ainsi, les premières simulations étaient idéalisées, et la SRM était simplement modélisée par une dimension de la valeur de la constante solaire. Ces simulations avaient pour principal objectif de quantifier le pouvoir refroidissant, et de tirer quelques conclusions préliminaires sur certains paramètres comme les précipitations (Matthews and Caldeira, 2007). Puis, dans le cadre du précédent exercice d'intercomparaison de modèles (CMIP5), une place a était faite à l'étude de la géo-ingénierie avec la création de GeoMIP (Kravitz et al., 2011).

Le projet d'intercomparaison de modèle GeoMIP est dédié à l'étude des impacts de la géo-ingénierie, et propose un ensemble de simulations parmi lesquelles j'en étudierai deux au cours de ma thèse. La première, **G1** s'appuie sur la simulation abrupt4xCO_2 et vise à contrebalancer l'augmentation du forçage radiatif due au quadruplement de la concentration atmosphérique en CO_2 par une diminution de la constante solaire, reprenant le protocole des premières simulations de SRM. Pour cela, il suffit de diminuer la valeur de la constante solaire dans les paramètres de forçage du modèle. La deuxième simulation, **G4**, est adossée au scénario climatique RCP4.5 (c'est-à-dire qu'elle reprend l'évolution des différents forçages de ce scénario climatique), mais simule une éruption volcanique constante entre 2020 et 2070. Le pouvoir refroidissant des éruptions volcaniques, et par analogie de cette technique de géo-ingénierie, vient du fait que les aérosols émis lors de l'éruption vont réfléchir une partie des rayons du soleil, et ainsi diminuer l'apport énergétique en surface. Il faut savoir qu'il existe plusieurs manières de représenter une éruption volcanique dans les modèles climatiques, dépendant souvent de l'état d'avancement de la modélisation de certains processus atmosphériques. Ainsi, les modèles les moins sophistiqués vont augmenter un paramètre du modèle (l'épaisseur optique de l'atmosphère, AOD, pour Aerosol Optical Depth). D'autres modèles vont, quant à eux, simuler directement une émissions d'aérosols en un point du globe, puis des schémas de transports vont diffuser le panache d'aérosols à travers le globe. Le modèle du CNRM se rapproche du premier cas, mais discrétise cependant le paramètre AOD selon la latitude. Par exemple, pour l'éruption du Pinatubo en Juin 1991, l'AOD évolue à la fois dans le temps (les aérosols ont une durée de vie de 1 à 2 ans), mais aussi selon la latitude. Nous reviendrons en début de Chapitre 3 sur les principales différences de représentation des éruptions volcaniques dans les modèles climatiques. Pour la simulation G4, on simule chaque année une éruption volcanique équivalente à 1/4 de l'éruption du Pinatubo. Nous verrons dans le Chapitre 5 à quel point la méthode de représentation de la géo-ingénierie dans les modèles peut influencer la réponse du climat.

Résumé du Chapitre 2

Le Chapitre 2 nous a permis d'introduire certaines notions permettant de contextualiser le sujet de thèse. Les notions de système climatique, de forçages et de variabilité climatique, mais aussi le contexte du changement climatique, la notion de géo-ingénierie et la modélisation ont été abordés. Les principaux éléments à retenir sont les suivants :

- le système climatique est complexe, représenté par plusieurs composantes et différents échanges d'énergie et de matières entre elles. Les échanges d'énergie sont générateurs des principaux mouvements atmosphériques et océaniques, tandis que les échanges de matières sous forme de cycles interagissent grandement avec le climat.

- le climat varie suivant une multitude d'échelles spatiales et temporelles, répondant à des variations de forçages naturels (soleil, volcans) ou anthropiques (émissions de gaz à effet de serre imputées aux activités humaines). La variabilité interne joue aussi un rôle dans l'évolution climatique, puisqu'elle caractérise l'évolution du système résultant des interactions existantes entre les différentes composantes du système climatique.

- les émissions anthropiques de gaz à effet de serre déstabilisent le bilan radiatif de la Terre, impliquant un réchauffement à la surface.

- il existe deux familles de techniques de géo-ingénierie : les techniques de SRM diminuent l'apport énergétique du soleil, tandis que les techniques de CDR visent à retirer du dioxyde de carbone de l'atmosphère.

- la SRM regroupe les techniques visant à diminuer le bilan énergétique de la Terre sans contrainte sur les concentrations atmosphériques en CO_2, dans le but de limiter les impacts néfastes du changement climatique. Cependant, ces techniques ne visent pas à se substituer aux efforts de réductions des émissions, mais représentent un complément voire un plan B en cas d'emballement du réchauffement global.

Chapitre 3

Réponse du climat à la SRM

Sommaire

3.1 Introduction 36

3.2 Réponse du climat à une injection continue d'aérosols stratosphériques 37

3.2.1 Une modélisation de la SRM : cas de l'expérience G4 de GeoMIP 37

3.2.2 Réponse des modèles de climat 38

3.2.3 Incertitudes sur la réponse des modèles à la SRM 42

3.3 Effets des éruptions volcaniques sur le climat 43

3.3.1 Historique des dernières éruptions majeures depuis le XVIIIème siècle 43

3.3.2 Représentation des éruptions volcaniques dans les modèles de climat 44

3.3.3 Réponse des modèles de climat 48

3.4 Contraindre la réponse des modèles en utilisant l'analogue volcanique 53

3.4.1 Limites et utilité de l'analogue volcanique 53

3.4.2 Présentation de la méthode bayésienne de contrainte émergente 54

3.4.3 *Land Surface Cooling Induced by Sulfate Geoengineering Constrained by Major Volcanic Eruptions*, Geophysical Research Letters, Plazzotta et al. (2018) 55

3.4.4 Conclusions de cette étude et discussion 65

3.1 Introduction

La plupart des techniques de SRM se basent sur des processus radiatifs relativement bien connus, mais dont l'impact sur le bilan énergétique et la température en surface demeure très incertain sur le plan quantitatif. Le principe est d'augmenter l'albédo planétaire de la Terre (l'albédo est le rapport entre l'énergie réfléchie et l'énergie incidente, caractérisant la capacité d'une surface à réfléchir le rayonnement solaire) afin de générer un forçage radiatif négatif, s'opposant au forçage positif dû à l'augmentation de la concentration atmosphérique en gaz à effet de serre.

Parmi l'ensemble des techniques imaginées, la plus discutée (mais aussi sans doute la plus controversée) est l'injection d'aérosols stratosphériques (SAI, pour Stratospheric Aerosol Injection). Cette technique s'inspire du refroidissement de la surface de la Terre observé après certaines éruptions volcaniques majeures, qui sont justement associées à des injections de grandes quantités d'aérosols soufrés dans la stratosphère, où l'absence de mélange convectif et de précipitations confèrent à ces particules un temps de résidence et un "pouvoir refroidissant" nettement plus élevés que dans la troposphère.

Au-delà des aspects climatiques, d'autres arguments comme la faisabilité technique, le coût ou encore la rapidité de mise en œuvre mettent en avant cette technique par rapport aux autres méthodes de gestion du rayonnement solaire. Mais attention : il existe des effets indirects et collatéraux (Nowack et al., 2016; Yang et al., 2016; Trisos et al., 2018), des différences notables avec les éruptions volcaniques (échelles de temps, quantité d'aérosols injectée...), ainsi que d'autres limites, comme l'éventuel réchauffement brutal en cas d'arrêt de la technique dû au forçage radiatif persistant des gaz à effet de serre (Parker and Irvine, 2018). Il me semble aussi important de citer les problèmes majeurs de gouvernance mondiale : les échecs essuyés dans la lutte contre le réchauffement climatique suggèrent des difficultés analogues à propos de la gouvernance de cette technique.

Malgré les nombreuses incertitudes quant à leurs effets secondaires et à leur efficacité supposée, les techniques de SRM continuent à retenir l'attention de la communauté scientifique, des ingénieurs, voire de certains politiques du fait de leur fort potentiel à modifier rapidement le bilan radiatif à l'échelle globale (Caldeira and Bala, 2017). Bien qu'elles soient aujourd'hui généralement considérées comme un "plan B" en cas d'emballement du réchauffement global, il est donc important de continuer à identifier et quantifier l'ensemble des effets secondaires directs et indirects associés à la mise en œuvre des modalités les plus discutées, en particulier les techniques de type SAI.

Dans ce chapitre, je vais d'abord étudier la réponse climatique à l'injection continue d'aérosols stratosphériques telle qu'elle est simulée par les modèles de climat. Je caractériserai en particulier la réponse climatique de paramètres physiques clés, tels que le rayonnement solaire de surface, la température et les précipitations. Dans un second temps, je montrerai comment l'étude de la réponse du climat aux éruptions volcaniques permet de mieux comprendre et *in fine* de contraindre en partie la réponse des modèles de climat à la SRM.

3.2 Réponse du climat à une injection continue d'aérosols stratosphériques

Dans cette section, je présente la réponse des modèles de climat à l'injection continue d'aérosols stratosphériques telle qu'elle est classiquement envisagée dans le cadre de déploiement de la SRM. Pour cela je ferai appel à l'expérience G4 du projet international GeoMIP qui est détaillée ci-dessous. Je caractériserai ensuite la réponse du climat par l'intermédiaire de champs géophysiques tels que le rayonnement solaire, la température de l'air ou les précipitations.

3.2.1 Une modélisation de la SRM : cas de l'expérience G4 de GeoMIP

Le projet d'intercomparaison de modèles GeoMIP (Kravitz et al., 2011) existe depuis la phase 5 de l'exercice international de comparaison de modèle de climat (CMIP5, Taylor et al., 2012). Il a pour but d'étudier les impacts de la géo-ingénierie à travers un jeu de quatre expériences de modélisation, parmi lesquelles deux expériences sont dites "idéalisées" et deux sont plus "réalistes". Le "réalisme" vient du fait que ces dernières expériences sont adossées à un scénario plausible et médian de concentration en gaz à effet de serre de CMIP5, alors que les premières s'appuient sur des évolutions idéalisées des forçages radiatifs anthropiques et visent essentiellement à étudier les principaux processus régissant le climat de la Terre et sa réponse à un accroissement du CO_2 atmosphérique.

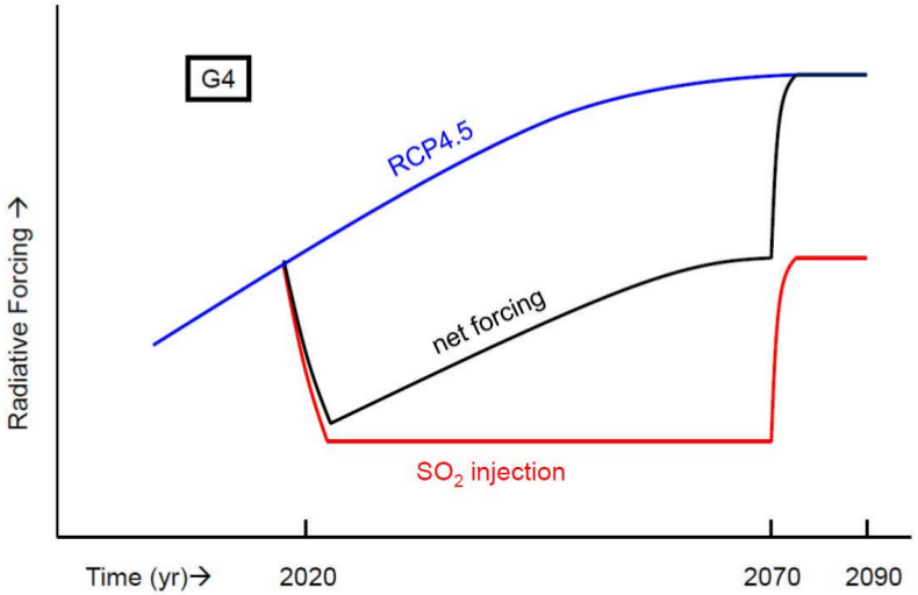


Figure 3.1 – Schéma de l'expérience G4 de GeoMIP extrait de Kravitz et al. (2011). Basée sur le scénario RCP4.5, un forçage radiatif négatif est appliqué entre 2020 et 2070 en simulant une injection d'aérosols stratosphériques.

Dans ce chapitre (ainsi que dans le prochain), je vais utiliser la simulation G4, qui est une simulation "réaliste" et a été réalisée par un bon nombre de groupes de modélisation (le Tableau 2.2 reprend l'ensemble des modèles utilisés). Cette simulation s'adosse au scénario RCP4.5 (Van Vuuren et al., 2011), qui correspond à une augmentation du forçage radiatif de 4.5 $W.m^{-2}$ par rapport à l'ère pré-industrielle à l'horizon 2100. Ce scénario d'évolution des concentrations atmosphériques en gaz à effet de serre et autres forçages anthropiques correspond à une trajectoire médiane d'émission d'ici à 2100. Le scénario RCP4.5 envisagé dans GeoMIP reste donc relativement optimiste compte tenu du taux d'émission de CO_2 observé entre 2005 et 2018 (Le Quéré et al., 2018). Parmi les trajectoires envisagées dans CMIP5, la plus pessimiste reste aujourd'hui la plus réaliste si on juge simplement la concentration atmosphérique en CO_2 observée en mai 2018 (près de 409 ppm selon une source officielle américaine : www.esrl.noaa.gov). Le protocole de SRM mis en place dans G4 vise à injecter entre janvier 2020 et décembre 2069 une quantité d'aérosols stratosphériques identique chaque année, équivalente à un quart de la quantité émise lors de l'éruption du Pinatubo, soit 5 $TgSO_2$ (Figure 3.1). La chronologie mensuelle des émissions de SO_2 reproduit celle estimée lors de la première année suivant l'éruption du Pinatubo.

3.2.2 Réponse des modèles de climat

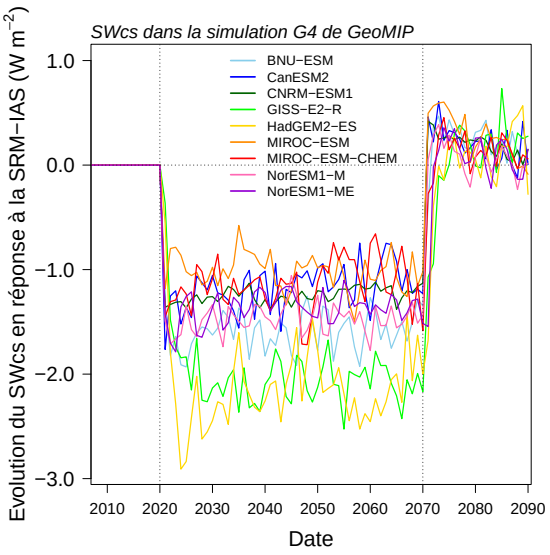
Afin de caractériser la réponse des modèles de climat à l'injection continue d'aérosols stratosphériques, je calculerai dans cette sous-section la différence entre les simulations G4 et RCP4.5. Je présenterai successivement la réponse des modèles en moyenne globale (séries temporelles) puis les "patterns" régionaux (mappemonde) de trois champs géophysiques permettant de caractériser le climat de manière globale. Ces champs représentent par ailleurs des paramètres de contrôle du cycle du carbone global que nous aborderons dans la Chapitre 4.

La première variable à laquelle je vais m'intéresser a pour but de quantifier l'effet des aérosols sur le rayonnement solaire. Ici, on cherche avant tout à déterminer l'impact direct des aérosols sur le rayonnement arrivant en surface, indépendamment d'un ajustement de la nébulosité troposphérique. La variable qui me semble la plus adéquate est le "rayonnement courtes longueurs d'onde descendant à la surface en ciel clair" (l'abréviation officielle de ce paramètre est **rsdscs**, pour "surface downwelling clear-sky shortwave radiation", que je noterai **SWcs** pour le reste de ma thèse pour faciliter la lecture). Cette variable "en ciel clair" permet de quantifier le rayonnement solaire arrivant en surface sans prendre en compte l'effet radiatif des nuages et son éventuelle réponse à la SRM. Par ce biais, seul l'effet des aérosols sur le rayonnement est évalué.

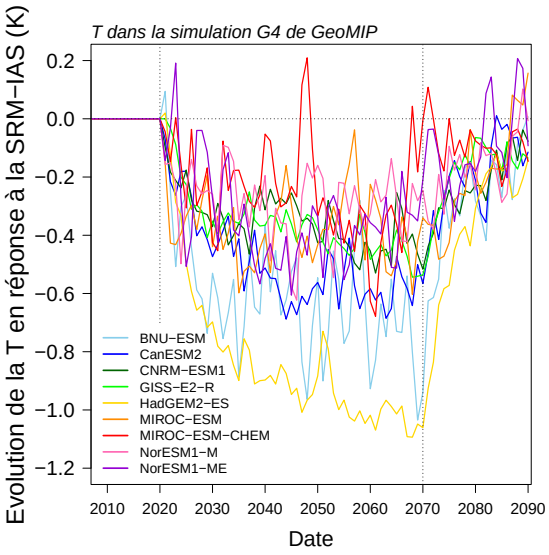
L'injection d'aérosols dans la stratosphère induit un déséquilibre du bilan radiatif global qui se répercute sur bon nombre de champs géophysiques. On s'attend *a priori* à un réchauffement de la stratosphère mais à une diminution de la température globale en surface, ce qui est l'effet escompté de la géo-ingénierie et de la SAI en particulier. Afin de quantifier l'impact de la SAI sur la température, je vais regarder la température atmosphérique de surface (**tas** que je noterai plus simplement **T**). Dans le but de quantifier l'impact sur le cycle hydrologique global, j'étudierai également l'impact de la géo-ingénierie sur les précipitations (**PR**).

3.2.2.1 Réponse globale

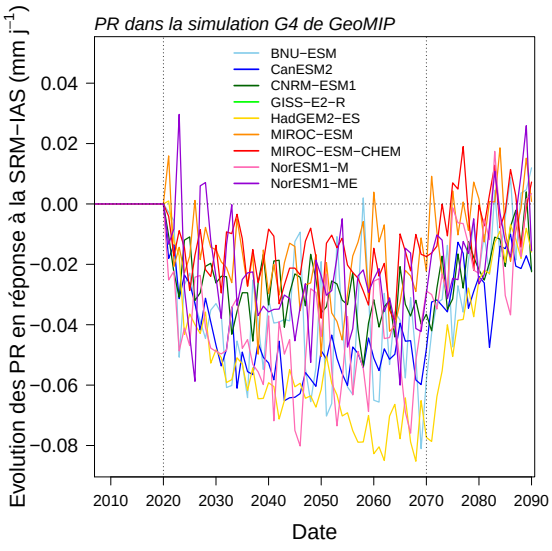
La Figure 3.2 présente l'impact de la SRM-SAI sur les trois paramètres SWcs, T et PR en moyenne globale sur la période 2005-2089 pour tous les modèles de climat disponibles. Ces figures montrent un bon accord sur la réponse des modèles : tous les modèles montrent une diminution de ces trois paramètres quelques années après le début de l'injection d'aérosols en 2020.



(a) SWcs



(b) T



(c) PR

Figure 3.2 – Impact de la simulation G4 sur (a) le rayonnement solaire en ciel clair SWcs ; (b) la température moyenne globale T ; (c) les précipitations PR. Les séries temporelles sont établies en moyennes annuelles et globales pour chaque modèle, et les anomalies sont calculées par rapport au scénario de référence RCP4.5. La période de SAI entre 2020 et 2069 est délimitée par les traits pointillés verticaux.

Alors que l'atténuation du rayonnement semble stabilisée seulement quelques années après l'injection, le refroidissement global est plus lent et nécessite deux à trois décennies afin de se stabiliser, tout comme les précipitations globales. De ce fait, je quantifie les moyennes multi-modèles sur les vingt dernières années (2050-2069), indiquant une diminution du SWcs de 1.40 $W.m^{-2}$, un refroidissement de 0.50°C, et une baisse des précipitations moyennes de 14.9 mm par an. Malgré cet accord sur le signe de la réponse, les 9 modèles utilisés dans cette étude montrent un écart absolu moyen (c'est-à-dire la moyenne arithmétique des valeurs absolues des écarts à la moyenne) sur l'amplitude de la réponse de 0.28 $W.m^{-2}$, 0.17°C et 5.0 $mm.an^{-1}$, ce qui représente une incertitude relative de respectivement 20 %, 34 % et 34 % par rapport à la réponse moyenne des modèles.

3.2.2.2 Réponse régionale

Les Figure 3.3, Figure 3.4 et Figure 3.5 représentent l'impact de la SRM-SAI sur le rayonnement, la température et les précipitations, en moyenne multi-modèle et en moyenne annuelle sur la période 2050-2069. Ces figures permettent de mettre en avant quelques caractéristiques régionales de la réponse des modèles à la SAI, mais aussi de discuter avec plus de détails les incertitudes liées aux modèles de climat.

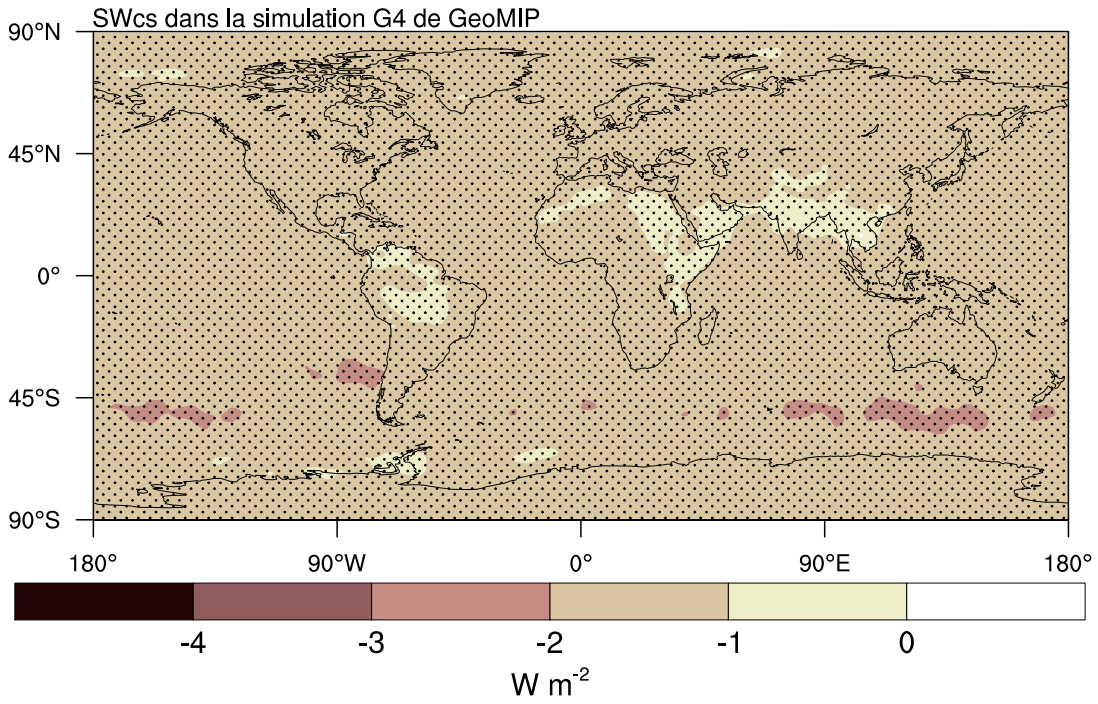


Figure 3.3 – Impact de la simulation G4 sur le rayonnement solaire en ciel clair SWcs, en moyenne multi-modèle sur la période 2050-2069. Le stippling représente un accord sur le signe du changement pour au moins 7 des 9 modèles utilisés dans l'étude.

La Figure 3.3 montre que la diminution du rayonnement est relativement uniforme sur le globe et met en évidence un très bon accord des modèles sur le signe de la réponse malgré une certaine diversité dans la mise en place du protocole G4 par les modèles (voir Tableau 3.1 : nous discuterons ultérieurement de la représentation des

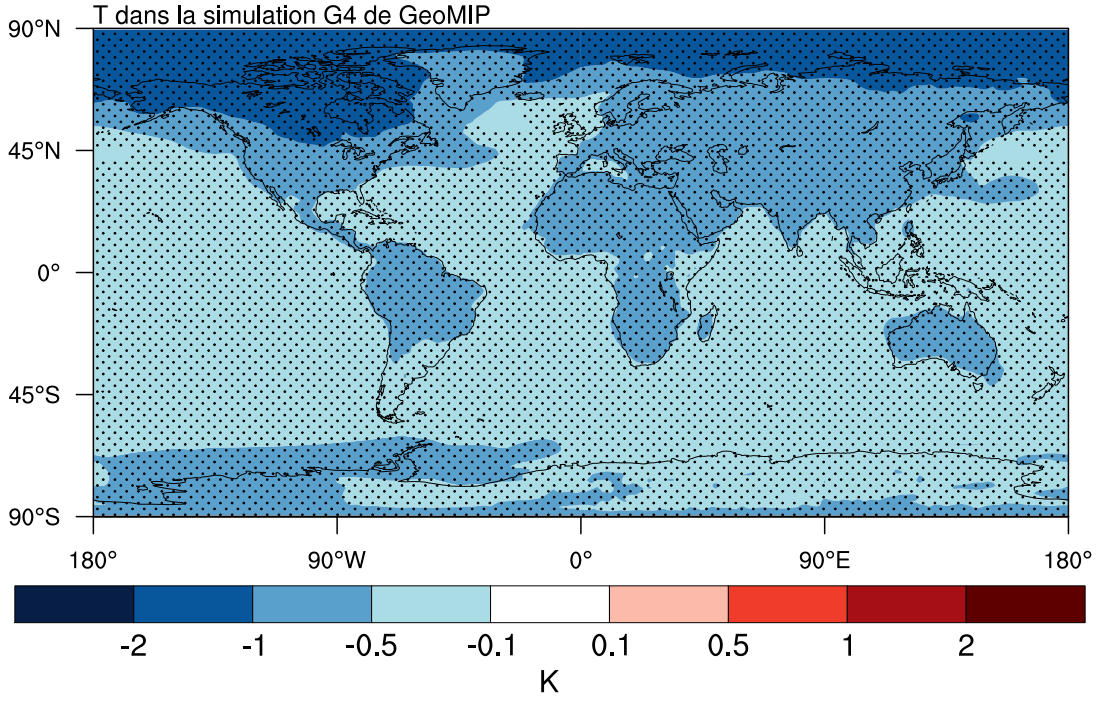


Figure 3.4 – Impact de la simulation G4 sur la température atmosphérique de surface T, en moyenne multi-modèle sur la période 2050-2069. Le stippling représente un accord sur le signe du changement pour au moins 7 des 9 modèles utilisés dans l'étude.

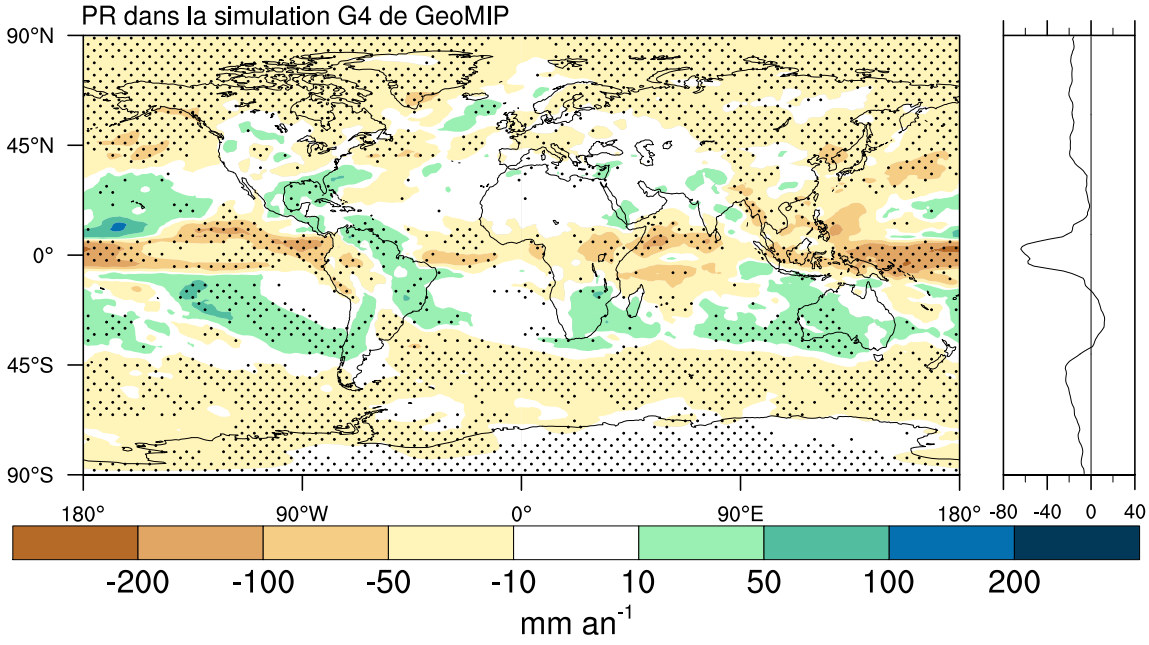


Figure 3.5 – Impact de la simulation G4 sur les précipitations PR, en moyenne multi-modèle sur la période 2050-2069. Le stippling représente un accord sur le signe du changement pour au moins 7 des 9 modèles utilisés dans l'étude.

aérosols stratosphériques dans la sous-sous-section 3.3.2.2). En revanche, l'impact de cette technique sur la température de surface telle qu'elle est présentée sur la Figure 3.4 montre un contraste notable entre les océans et les continents, avec une amplification continentale du refroidissement qui est qualitativement cohérente avec les mécanismes d'amplification mis en évidence dans la réponse aux gaz à effet de serre (Boer, 2011). Le refroidissement est encore plus fort sur l'Arctique : il faut garder à l'idée que les paramètres représentés sont des anomalies par rapport au scénario de référence, à savoir le scénario RCP4.5. Or, les études sur le changement climatique ont montré que le réchauffement global de la Terre est accompagné d'une amplification du réchauffement au niveau du pôle Nord (Holland and Bitz, 2003; Pithan and Mauritsen, 2014). La forte anomalie de température négative remarquable sur la Figure 3.4 peut alors être comprise comme un affaiblissement de l'amplification polaire du réchauffement. Certains changements de précipitations annuelles imputés à la SRM (Figure 3.5) sont notables en moyenne multi-modèle sur les tropiques ou l'hémisphère Nord. La Figure 3.5 montre qu'il existe un accord entre les modèles quant au signe du changement du taux de précipitations régionales lié à la SRM mais il reste relativement marginal en comparaison de l'effet de la SRM sur T et SWcs.

3.2.3 Incertitudes sur la réponse des modèles à la SRM

La forte dispersion des modèles quant à la réponse globale de paramètres physiques clés comme le rayonnement ou la température de surface est problématique car ces variables sont d'un grand intérêt pratique pour de nombreux secteurs d'activité et qu'elles pilotent par ailleurs un grand nombre de processus climatiques et/ou biogéophysiques (comme par exemple le cycle du carbone ou le cycle de l'eau).

Ces résultats soulignent la nécessité d'appréhender les études d'impacts de la géo-ingénierie dans un contexte multi-modèle. Les études mono-modèle, comme Tjiputra et al. (2016), Xia et al. (2016) ou Lauvset et al. (2017) doivent être considérées avec prudence compte-tenu des incertitudes de la réponse des modèles à la SRM, d'autant plus qu'il n'y a pas d'expérimentation grandeur nature permettant d'évaluer les modèles. Il est cependant possible de mieux appréhender les différentes incertitudes des modèles dans les scénarios de géo-ingénierie à l'aide d'analogues naturels observés. La littérature scientifique montre que ce genre de concept a déjà été utilisé pour contraindre les effets du changement climatique (Hall and Qu, 2006; Cox et al., 2013; Douville and Plazzotta, 2017, ce dernier article étant présenté en Annexe A). Ici, dans le cas de la SRM, les éruptions volcaniques ont été suggérées comme un analogue potentiel dans la littérature récente (Crutzen, 2006). Cet analogue avait également été utilisé pour contraindre la sensibilité climatique (c'est-à-dire la réponse de la température globale à un accroissement du CO_2 atmosphérique), mais sans réel succès (Wigley et al., 2005; Frame et al., 2005; Yokohata et al., 2005). Ici, l'analogue volcanique semble plus "naturel" dans la mesure où les processus radiatifs mis en œuvre sont très similaires aux effets escomptés de la SRM. Nous verrons dans la suite de ce chapitre qu'il est en effet possible de contraindre la réponse des modèles à l'expérience G4, dans une certaine mesure et pour certains paramètres géophysiques uniquement, à l'aide de méthodes statistiques dites bayésiennes et via l'utilisation de l'analogue volcanique.

3.3 Effets des éruptions volcaniques sur le climat

Comme l'expliquent les travaux de MacMartin et al. (2016), les éruptions volcaniques sont souvent considérées comme un analogue observable de la SRM-SAI du fait que ces deux phénomènes consistent en l'injection d'aérosols dans la stratosphère. Mais ce statut reste encore débattu aujourd'hui compte tenu des différences notables entre les deux phénomènes (notamment concernant les caractéristiques temporelles et géographiques) : nous le verrons par la suite lors de la comparaison de la réponse du climat à ces deux phénomènes.

Le but de cette section n'est pas d'étudier en détail l'analogue volcanique en tant que tel, mais d'étudier la réponse des modèles de climat aux éruptions volcaniques. Les éléments de compréhension apportés par cette étude permettront de comprendre la variété de réponses des modèles de climat à la SRM. Cette comparaison reste en particulier pertinente car la représentation numérique des techniques d'injection d'aérosols stratosphériques dans le cadre de la géo-ingénierie reste similaire à la modélisation des éruptions volcaniques majeures dans les modèles de climat.

3.3.1 Historique des dernières éruptions majeures depuis le XVIIIème siècle

Certaines éruptions volcaniques majeures peuvent influencer temporairement le climat en modifiant la composition de l'atmosphère et le bilan radiatif de la Terre (Robock, 2000). Trois conditions sont nécessaires afin que l'éruption ait un impact à l'échelle globale : la première est nécessairement la puissance de l'éruption, qui peut être évaluée par l'indice d'explosivité ou la quantité de matière émise. Ensuite, les aérosols émis doivent atteindre la stratosphère, car leur temps de résidence y est de l'ordre d'une à deux années, contre seulement quelques semaines dans la troposphère. Enfin, l'injection doit avoir lieu dans des zones de basses latitudes afin que les aérosols stratosphériques puissent se disperser dans les deux hémisphères.

La dernière éruption volcanique en date ayant combiné ces trois conditions a eu lieu en juin 1991 aux Philippines lorsque le Mont Pinatubo injecta entre 15 et 20 millions de tonnes de dioxyde de soufre dans l'atmosphère jusqu'à une altitude avoisinant 40 km, ce qui constitue aujourd'hui la plus grosse quantité jamais enregistrée par les instruments de mesures. Cette éruption eut des impacts sur les populations locales (retombés de cendres, impacts économiques...) mais aussi sur le climat de la planète puisque le nuage d'aérosols volcaniques a augmenté pendant 2 ans l'albédo moyen de la Terre de 2 % (Trenberth and Dai, 2007), réduisant l'énergie solaire arrivant en surface et la température du globe. Les observations suggèrent que l'éruption du Mont Pinatubo a provoqué un refroidissement de la planète de 0.33 $\pm$ 0.03°C durant les deux années suivant l'éruption (Soden et al., 2002). Il faut remonter plus d'un siècle en arrière pour trouver une éruption plus conséquente, avec l'éruption du Krakatoa en Indonésie au cours du mois d'août 1883. En avril 1815, le Tambora est entré en éruption, provoquant en 1816 "l'année sans été" et affectant les récoltes en Europe (Harington, 1992).

3.3.2 Représentation des éruptions volcaniques dans les modèles de climat

3.3.2.1 Forçage de l'épaisseur optique de l'atmosphère

La simulation qui reproduit le climat de la Terre depuis l'ère industrielle est la simulation historical. Elle débute par convention en 1850, avec un état du système climatique décrit comme "préindustriel". L'évolution temporelle des différents forçages est déterminée à partir d'observations (exemple : évolution du CO_2 atmosphérique) ou de produits reconstruits (exemples : aérosols, utilisation des sols). L'éruption majeure du Tambora, qui est l'une des plus grandes éruptions de l'histoire de l'humanité (Oppenheimer, 2003), n'est donc pas couverte par cette simulation.

Comme la plupart des modèles de climat ne représentent pas les éruptions volcaniques ni même la chaîne de processus allant de l'injection de précurseurs d'aérosols dans la stratosphère (gaz et particules réellement injectés dans l'atmosphère par les éruptions volcaniques) à la transformation en aérosols radiativement actifs, la modélisation des éruptions volcaniques se fait par l'utilisation de données externes au modèle. Compte-tenu de son sens physique, l'épaisseur optique est classiquement utilisée pour représenter l'effet des éruptions volcaniques dans les modèles de climat. L'épaisseur optique est un paramètre intégré verticalement permettant d'évaluer de manière générale le degré de turbidité d'un milieu. Pour l'atmosphère, cela permet de quantifier le taux de transparence aux rayons solaires. En fonction de la longueur d'onde utilisée, il est possible alors d'isoler l'impact de différents facteurs (nuages, aérosols...) sur le rayonnement : dans le cadre des éruptions volcaniques, nous avons vu que ce sont les aérosols émis, ou plus précisément les aérosols formés suite à l'injection de précurseurs qui vont interagir avec le rayonnement solaire. Le canal de longueur d'onde adéquat est le canal à 550nm dont les reconstructions globales de Sato et al. (1993) et Ammann et al. (2003) sont représentées sur la Figure 3.6.

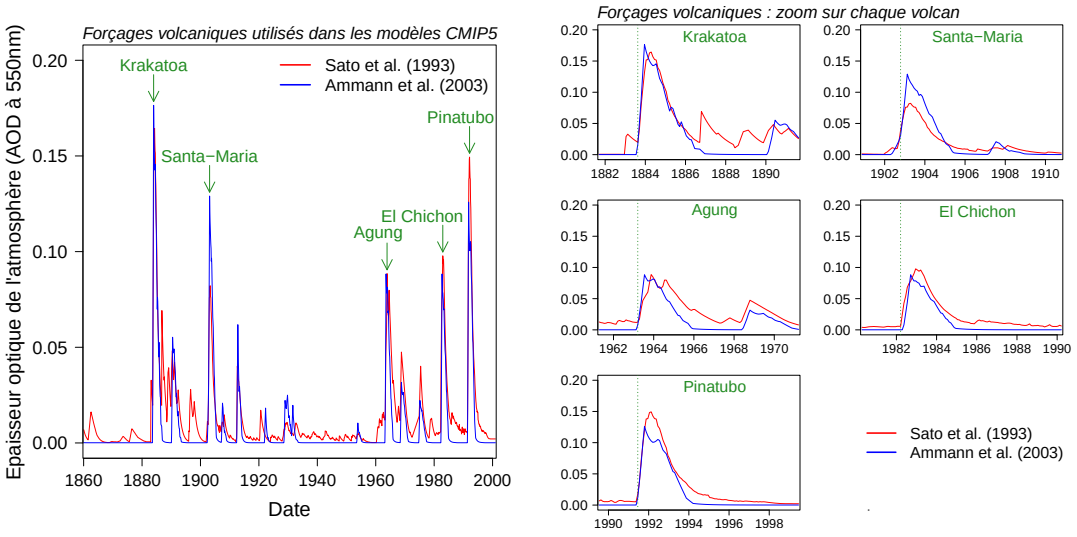


Figure 3.6 – Les forçages volcaniques sont implémentés dans les modèles CMIP5 à partir des travaux de Sato et al. (1993) ou Ammann et al. (2003). Les séries temporelles sont représentées sur la période 1860-2000, accompagnées d'un zoom de cinq ans pour chacune des cinq éruptions majeures.

Sur cette période allant du début de l'ère industrielle jusqu'au début du XXIème siècle, les éruptions du Krakatoa et du Pinatubo (les 2 plus fortes éruptions volcaniques depuis l'ère industrielle) ont significativement modifié l'AOD. Les éruption du Santa-María au Guatemala en octobre 1902, celle du volcan indonésien Agung sur l'île de Bali en mars 1963 (dont l'activité s'est ré-intensifiée depuis novembre 2017), et celle d'El Chichon au Mexique a eu lieu en mars 1982 ont provoqué une augmentation de l'AOD mais dans une moindre mesure que les 2 éruptions précédemment évoquées. Si à première vue les deux produits de reconstructions d'AOD semblent proches, notamment pour les cinq volcans présentés, la chronologie mensuelle et/ou l'intensité du maximum d'AOD peuvent différer.

3.3.2.2 AOD et propriétés optiques des aérosols stratosphériques

Le Tableau 3.2 résume les caractéristiques essentielles de la représentation numérique des éruptions volcaniques dans CMIP5. À peu près la moitié des modèles utilise Ammann et al. (2003) et l'autre moitié utilise Sato et al. (1993). Le paramètre de diffusion simple est un coefficient compris entre 0 et 1 qui indique la capacité de l'aérosol à absorber le rayonnement (0 : exclusivement absorbant, 1 : exclusivement diffusant). Pour des aérosols volcaniques, ce paramètre est très proche de 1, caractérisant une diffusion quasi totale du rayonnement incident. Le facteur d'asymétrie détermine ensuite la direction préférentielle de diffusion : s'il vaut 1, la diffusion s'effectue exclusivement dans le sens du rayonnement incident. À l'inverse, une valeur de -1 correspond à une rétrodiffusion du rayonnement, il est réfléchi dans la direction opposée. La valeur 0 correspond à une diffusion isotrope, équivalente dans toutes les directions : la diffusion n'a pas de direction privilégiée. Il existe quelques variations entre les modèles CMIP5, la gamme de valeurs allant de 0.610 à 0.756.

En comparaison, le Tableau 3.1 présente les mêmes paramètres mais configurés afin de simuler une injection d'aérosols stratosphériques d'origine anthropique, comme c'est le cas dans GeoMIP et par conséquent pour l'expérience G4. Les deux tableaux montrent que les propriétés optiques des aérosols anthropiques utilisés dans le cas de la SAI sont très proches des propriétés des aérosols volcaniques utilisés dans le cas des éruptions volcaniques. De plus, une grande majorité de modèles traite la SRM comme les éruptions volcaniques, par une modification de l'AOD. Les modèles les plus sophistiqués proposent de simuler une injection d'aérosols et de résoudre leur cycle de vie dans l'atmosphère. Cette complexité apparente reste toutefois très limitée au regard de la complexité qu'une telle technique demanderait si elle était mise en place dans la réalité (Robock et al., 2013). Les récents travaux de Kleinschmitt et al. (2018) sur la sensibilité du forçage radiatif à la stratégie d'injection des aérosols montrent un rôle determinant de la taille des particules injectées, du chauffage local et de la dynamique stratosphérique sur le forçage radiatif résultant. Les processus stratosphériques sont complexes et incertains, pouvant mener à des désaccords entre les différents modèles simulant directement l'injection. Néanmoins, cette part d'incertitude liant la stratégie d'injection (quantité, fréquence, lieu) et le forçage radiatif global résultant n'est pas négligeable et ne peut être étudiée dans le cadre de l'exercice GeoMIP. En effet, l'état de l'art des modèles et des protocoles ne permettent pas d'étudier et de quantifier cette incertitude dans un cadre multi-modèle.

Modèle	**Paramétrage de la SRM de type SAI dans les Modèles**					**Projection Future**	
	Simulation de la SRM	Paramètre de diffusion	Facteur d'asymétrie	Effet long-wave	Nombre de membres	Scénario de concentration	Nombre de membres
BNU-ESM	AOD prescrite	0.994	0.718	Included	1	RCP4.5	1
CanESM2	AOD prescrite	0.999	0.735	Included	3	RCP4.5	3
CCSM4	Injection de $S0_2$	N/A	N/A	Included	3	RCP6.0	3
CNRM-ESM1	AOD prescrite	0.999	0.727	Small	4	RCP4.5	4
GISS-E2-R	Injection de $S0_2$	0.9996	0.700	Included	3	RCP4.5	3
HadGEM2-ES	Injection de $S0_2$	1	0.51	Included	3	RCP4.5	3
MIROC-ESM	AOD prescrite	0.997	0.756	Included	1	RCP4.5	1
MIROC-ESM-CHEM	AOD prescrite	0.997	0.756	Included	1	RCP4.5	1
NorESM1-M	AOD prescrite	0.9992	0.725	Included	1	RCP4.5	1
NorESM1-ME	AOD prescrite	0.9992	0.725	Included	1	RCP4.5	1

Tableau 3.1 – Liste des modèles participant à GeoMIP ayant produit la simulation G4. Les propriétés d'injection sont extraites de Kravitz et al. (2013b). Les informations non disponibles sont signalées par N/A. CCSM4 s'adosse au scénario RCP6.0 et simule une injection de 8 Tg de SO_2 par an.

Modèle	**Référence**	**Paramétrage des Éruptions Volcaniques dans les Modèles**				
		Forçage utilisé	Paramètre de diffusion	Facteur d'asymétrie	Effet long-wave	Nombre de membres
BNU-ESM	Ji et al. (2014)	Ammann et al. (2003)	0.994	0.718	Included	1
CanESM2	Arora et al. (2011)	Sato et al. (1993)	0.999	0.735	Included	5
CCSM4	Gent et al. (2011)	Ammann et al. (2003)	N/A	N/A	Included	6
CNRM-ESM1	Séférian et al. (2016)	Ammann et al. (2003)	0.999	0.727	Small	4
GISS-E2-R	Schmidt et al. (2014)	Sato et al. (1993)	0.9996	0.700	Included	6
HadGEM2-ES	Collins et al. (2011)	Sato et al. (1993)	1	0.61	Included	4
MIROC-ESM	Watanabe et al. (2011)	Sato et al. (1993)	0.997	0.756	Included	3
MIROC-ESM-CHEM	Watanabe et al. (2011)	Sato et al. (1993)	0.997	0.756	Included	1
NorESM1-M	Bentsen et al. (2013)	Ammann et al. (2003)	1	0.62097	Not included	3
NorESM1-ME	Tjiputra et al. (2013)	Ammann et al. (2003)	1	0.62097	Not included	1

Tableau 3.2 – Détails du paramétrage des éruptions volcaniques passées dans les modèles GeoMIP. Les publications de référence de chaque modèle utilisé sont détaillées dans ce tableau.

3.3.3 Réponse des modèles de climat

Afin d'étudier la réponse des modèles de climat aux principales éruptions volcaniques depuis 1850, je propose dans cette sous-section d'étudier les mêmes paramètres géophysiques que dans la sous-section 3.2.2, à savoir le rayonnement solaire en surface en ciel clair (SWcs), la température de surface (T), ainsi que les précipitations (PR).

3.3.3.1 Réponse globale

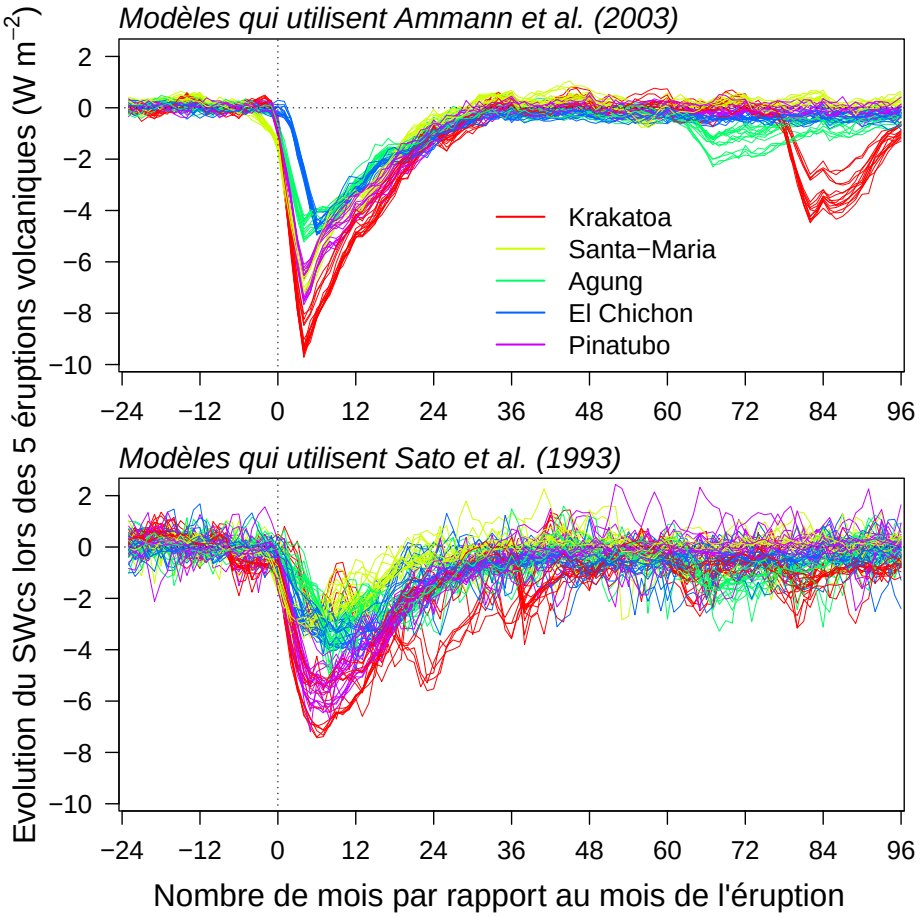


Figure 3.7 – Impact des 5 éruptions volcaniques majeures précédemment décrites sur le rayonnement solaire en ciel clair SWcs. Les séries temporelles sont centrées sur le mois de l'éruption et représentent les anomalies par rapport à la moyenne sur la période de 24 mois précédent l'éruption. La figure du haut présente les modèles ayant utilisé le forçage en AOD d'Ammann et al. (2003), et la figure du bas ceux utilisant Sato et al. (1993).

La Figure 3.7 représente l'impact des éruptions volcaniques sur SWcs. Sur cette figure, j'ai centré l'axe temporel sur le mois de l'éruption afin de pouvoir comparer les éruptions volcaniques entre elles. Les différences existantes entre les deux produits de reconstruction d'AOD sur la période historique, par exemple sur l'amplitude du Santa-María, vont induire de fait des différences entre les modèles. Ainsi, j'ai séparé les deux familles de modèles, en présentant en haut ceux qui utilisent le produit d'Ammann

et al. (2003), et en bas les modèles reprenant les profils d'AOD de Sato et al. (1993). Pour cette figure, j'ai représenté chaque réalisation de chaque modèle, sans distinguer les modèles entre eux, préférant comparer l'impact des aérosols stratosphériques sur le rayonnement d'une éruption à l'autre.

Pour les modèles utilisant le produit d'Ammann et al. (2003), on remarque un bon accord entre les modèles, et d'une réalisation à l'autre, sur l'atténuation du rayonnement solaire pour chaque éruption. Sans surprise, les volcans ayant le plus fort impact sur le rayonnement solaire sont ceux qui présentent la plus grosse augmentation en AOD (dans l'ordre : Krakatoa, Santa-María, Pinatubo, puis Agung et El Chichon). Avec ce produit, le SWcs revient vers son état climatologique deux à trois années après l'éruption, mais il est difficile de dire si cela est imputable aux modèles ou à l'utilisation de ce jeu d'AOD puisque aucun modèle n'a utilisé les deux jeux d'AOD.

Concernant les modèles utilisant le second produit disponible (Sato et al., 1993), le signal est plus bruité. On peut noter d'une part que la série temporelle de l'AOD de Sato et al. (1993) possède une variabilité haute fréquence (en dehors des éruptions majeures) non présente dans le produit d'Ammann et al. (2003), ce qui provoque un état moyen de SWcs différent entre les deux ensembles de modèles. D'autre part, la chronologie mensuelle peut différer d'un volcan à l'autre pour Sato et al. (1993), ce que l'on peut expliquer par l'évolution temporelle se rapprochant d'une distribution gaussienne. Pour Ammann et al. (2003), le maximum d'AOD et le minimum de rayonnement sont systématiquement et linéairement atteints quelques mois après l'éruption, ce qui n'est pas le cas pour Sato et al. (1993).

À la suite d'une éruption volcanique, la diminution du rayonnement solaire incident en surface imputée à la l'injection d'aérosols dans la stratosphère induit une diminution de la température globale. C'est ce qui a été observé notamment après la dernière éruption majeure, celle du Pinatubo (Hansen et al., 1992). Mais comment les modèles reproduisent-ils ce refroidissement ? Et comment isoler dans les observations cet effet des autres sources possibles de variation de la température d'une année sur l'autre ?

La Figure 3.8 est présentée selon les mêmes conventions que la Figure 3.7, mais concerne la température plutôt que le rayonnement. Bien que les séries temporelles soient lissées en utilisant une fenêtre glissante d'une période de 2 ans, la détection des éruptions volcaniques sur la température est beaucoup moins évidente que pour le rayonnement. On peut noter en particulier qu'il y a peu de différences notables d'un volcan à l'autre, hormis peut-être la réponse à l'éruption du Krakatoa qui est plus marquée pour certain-e-s modèles/réalisations. La tendance au refroidissement dans les 24 mois suivant l'éruption est malgré tout facilement identifiable à travers l'ensemble des modèles, des réalisations, et des volcans. La difficulté de détection du signal volcanique sur la température est directement liée au rôle que joue la variabilité interne du climat.

Pour quantifier précisément et régionalement l'effet des éruptions sur les températures observées, la littérature (Deser et al., 2012) suggère qu'il faudrait un grand nombre d'événements tant la variabilité interne module sensiblement les températures d'une année ou d'une décennie à l'autre. D'autre part, la diminution de la température à grande échelle est la conséquence d'une succession de plusieurs processus radiatifs et énergétiques, influencés et influençant d'autres processus physiques,

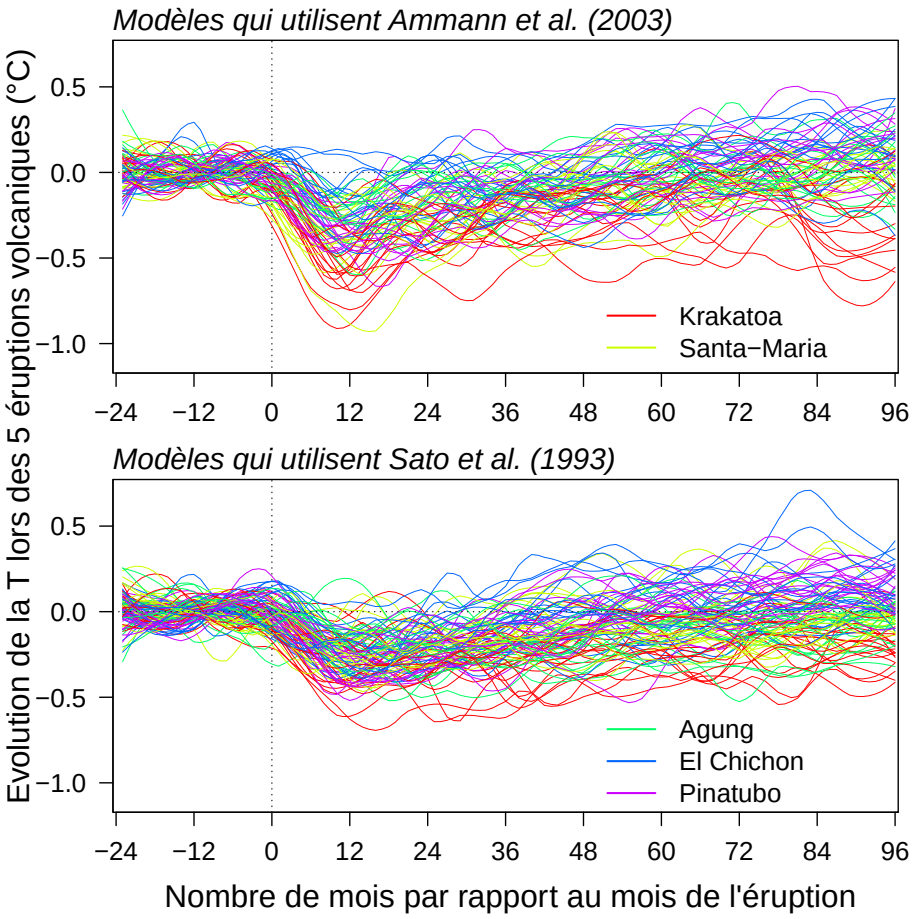


Figure 3.8 – Impact des 5 éruptions volcaniques majeures sur la température moyenne globale T. Cette figure présente les mêmes conventions que la Figure 3.7.

chimiques et biologiques, qui peuvent avoir une empreinte plus régionale.

3.3.3.2 Réponse régionale

La réponse régionale des éruptions volcaniques sera estimée dans cette section en moyennant à travers les cinq éruptions volcaniques les différents paramètres sur les deux années mobiles suivant la date de l'éruption, comme le suggèrent les séries temporelles présentées précédemment (par exemple pour le Pinatubo dont l'éruption a eu lieu en juin 1991, l'état moyen sera calculé de juillet 1991 à juin 1993).

La réponse du SWcs aux éruptions volcaniques (Figure 3.9) est marquée par un profil latitudinal relativement fort. En effet, l'impact est plus fort en valeur absolue sous les tropiques à cause de la proximité avec le lieu de l'éruption volcanique et en lien avec la distribution latitudinale du rayonnement solaire incident en moyenne annuelle. La durée de vie des aérosols volcaniques est de l'ordre de deux années, mais les hautes latitudes ne sont pas instantanément atteintes diminuant donc le rayonnement moyen sur les deux années suivant l'éruption. Concernant la température (Figure 3.10), les modèles s'accordent sur un refroidissement pour les latitudes inférieures à 60°. Quelques patterns de refroidissement plus marqués apparaissent sur les continents de l'hémisphère Nord (Amérique du Nord, Eurasie), mais restent d'une amplitude et d'une étendue moindre par rapport aux résultats présentés précédemment pour la SRM.

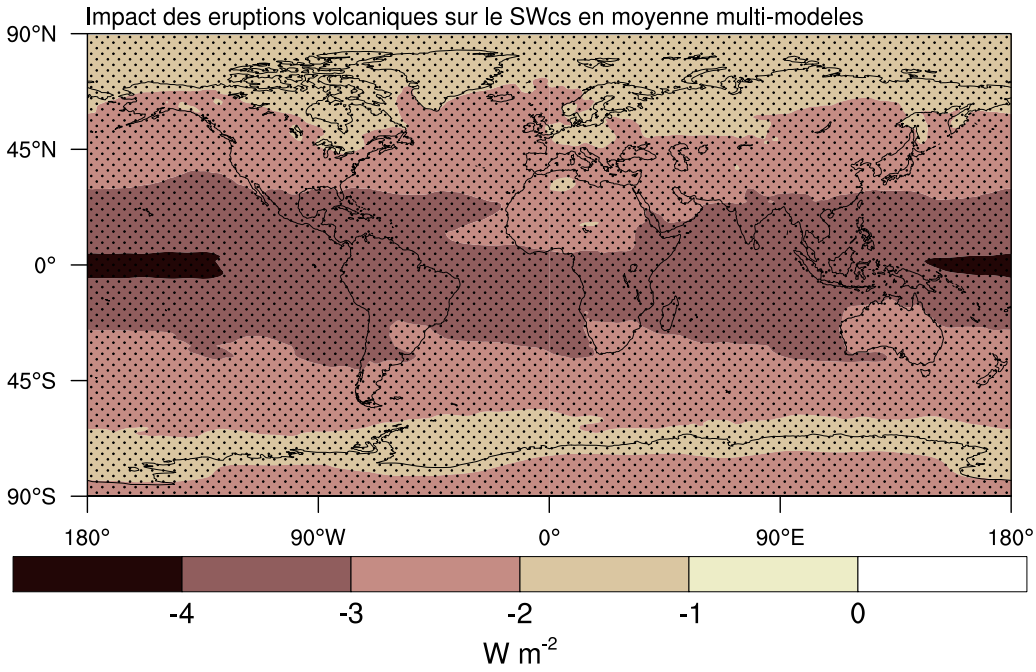


Figure 3.9 – Impact des éruptions volcaniques majeures sur le rayonnement solaire en ciel clair SWcs, en moyenne multi-modèles. L'anomalie est calculée en moyennant le paramètre selon les deux années mobiles suivant la date de l'éruption, par rapport à l'année précédent l'éruption. Pour chaque modèle, un "volcan moyen" est établi à partir des 5 éruptions majeures. Le stippling représente ensuite un accord sur le signe du changement de ce "volcan moyen" pour au moins 7 modèles sur 9.

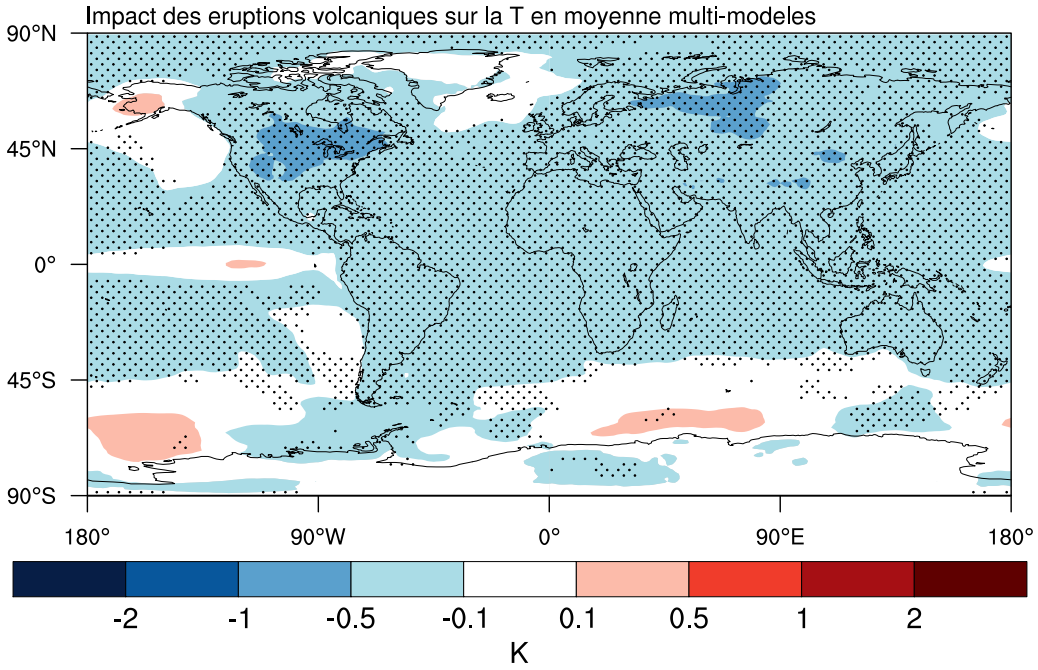


Figure 3.10 – Impact des éruptions volcaniques majeures sur la température atmosphérique de surface T, en moyenne multi-modèles et selon les mêmes conventions que la Figure 3.9.

Contrastant avec l'effet des éruptions volcaniques sur SWcs et T, la Figure 3.11 montre que l'impact des éruptions volcaniques sur les précipitations est essentiellement régional avec des changements zonaux du taux de précipitations sur la bande tropicale. Mais l'accord entre les modèles quant au signe de ce changement (diminution ou augmentation) reste marginal, ce qui souligne la difficulté à utiliser l'analogue volcanique pour étudier l'impact de la SRM sur le cycle hydrologique. Contrairement à certains travaux antérieurs effectués en mode AMIP (Meyer et al., 2016), il est ici particulièrement difficile d'isoler la réponse des précipitations aux éruptions car la variabilité interne n'est pas en phase d'un modèle à l'autre et peut "brouiller" le caractère robuste de cette réponse.

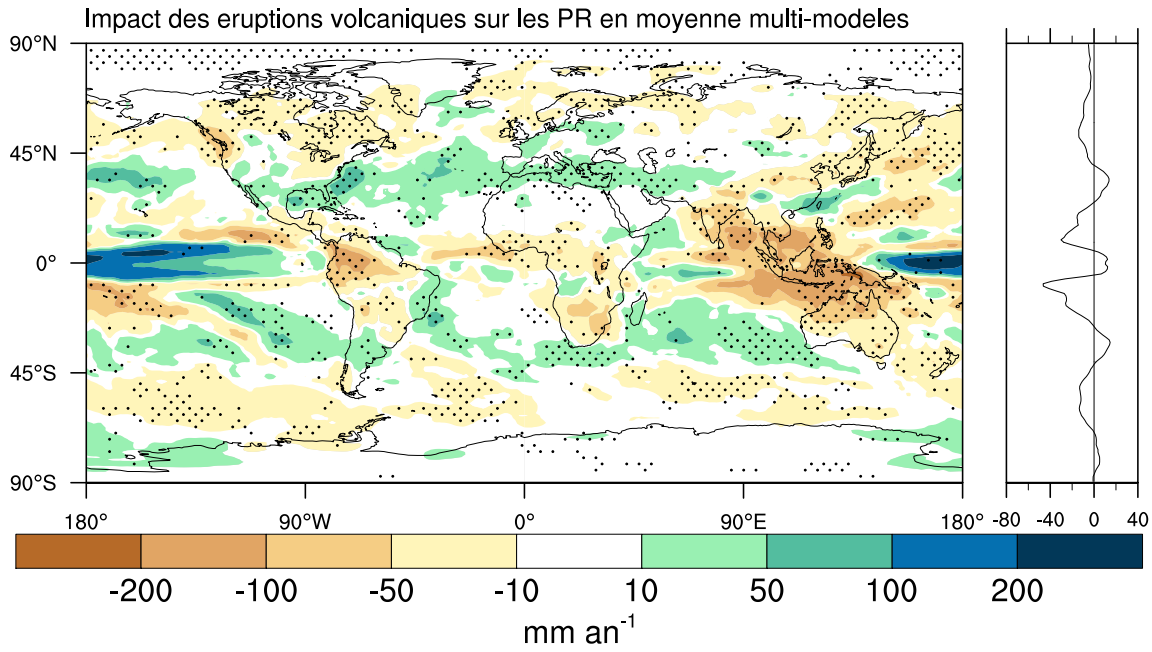


Figure 3.11 – Impact des éruptions volcaniques majeures sur les précipitations PR, en moyenne multi-modèles et selon les mêmes conventions que la Figure 3.9.

3.4 Contraindre la réponse des modèles en utilisant l'analogue volcanique

Nous avons vu dans le début de ce chapitre comment sont implémentées les éruptions volcaniques et la SRM-SAI dans les modèles de climat, ainsi que la réponse de trois paramètres climatiques déterminants. Dans cette section, je présente la méthode de contrainte émergente que j'ai utilisée dans le but de diminuer l'incertitude des modèles quant à leur réponse à la SRM-SAI.

3.4.1 Limites et utilité de l'analogue volcanique

Comme nous l'avons vu dans les sections précédentes, l'effet des éruptions volcaniques sur le climat montre de nombreux points de ressemblance à l'effet de la SRM sur le climat. C'est particulièrement le cas lorsque l'on s'intéresse à des variables climatiques globales, telles que la température T et le rayonnement SWcs. À l'inverse, cette analogie entre éruptions volcaniques et SRM demeure délicate lorsque l'on s'intéresse aux structures régionales. La corrélation spatiale entre les structures géographiques de refroidissement imputées aux éruptions volcaniques et celles dues à la SRM est de seulement 31%. La corrélation chute à 10% pour le rayonnement, fortement influencée par le profil latitudinal dans le cas des éruptions volcaniques que l'on ne retrouve pas dans le cas de la SRM. Concernant les précipitations, les patterns sont faiblement anticorrélés (-12%), ce qui justifie encore l'existence de fortes disparités régionales entre les réponses aux éruptions volcaniques et la SRM.

L'étude présentée dans la section suivante s'appuie sur la compréhension des effets des deux phénomènes sur le climat et en particulier sur leur ressemblance en termes de réponse sur SWcs et T. Dans notre étude, nous nous sommes intéressés au refroidissement normalisé par la diminution du rayonnement solaire, ce qui nous donne une variable en K par $W.m^{-2}$. L'utilisation de cette métrique pour appréhender à la fois l'effet des éruptions volcaniques et l'effet de la SRM sur le climat se base sur le fait que les processus physiques mettant en lien une diminution de rayonnement solaire et une diminution de température globale sont similaires ; cela malgré le fait qu'il existe des différences substantielles en termes d'amplitude du forçage en aérosols stratosphériques et d'échelles de temps.

3.4.2 Présentation de la méthode bayésienne de contrainte émergente

La méthode statistique de contrainte émergente que j'ai employé dans mon étude est de plus en plus utilisée dans les projections climatiques multi-modèles, pour contraindre par exemple la rétroaction de l'albédo de la neige au printemps (Hall and Qu, 2006), la réponse du flux de carbone de la biosphère tropicale (Cox et al., 2013), la fonte de la glace de mer au printemps en Arctique (Knutti et al., 2017), ou encore la productivité tropicale marine (Kwiatkowski et al., 2017). Cette méthode empirique s'appuie sur un lien statistique existant (que l'on peut qualifier de propriété émergente de l'ensemble des modèles) entre le comportement des modèles dans le scénario futur et le comportement dans un cas observable (Figure 3.12). La nature observable est primordiale puisque c'est l'utilisation d'observations qui permettra *in fine* de contraindre la réponse des modèles dans le scénario futur.

Dans cette étude, nous avons fait le choix d'utiliser les variables SWcs et T en moyenne continentale plutôt que globale car la qualité des produits d'observations nécessaires est primordiale dans cette approche bayésienne. Sur continent, les séries de températures observées sont plus fiables que sur océan, notamment sous les tropiques où les températures de surface de la mer observées varient sensiblement d'un jeu de données à l'autre.

3.4.3 *Land Surface Cooling Induced by Sulfate Geoengineering Constrained by Major Volcanic Eruptions*, Geophysical Research Letters, Plazzotta et al. (2018)

AGU100 ADVANCING EARTH AND SPACE SCIENCE

Geophysical Research Letters

RESEARCH LETTER
10.1029/2018GL077583

Key Points:
- A robust intermodel relationship emerges between the land surface cooling associated with SRM and the cooling following volcanic eruptions
- This emergent relationship suggests that CMIP5 models overestimate the climate response to SRM by ~20% with regard to available observations
- The uncertainty in modeled climate response to SRM is reduced by ~30% using of this emergent constraint approach

Supporting Information:
- Supporting Information S1

Correspondence to:
M. Plazzotta,
maxime.plazzotta@meteo.fr

Citation:
Plazzotta, M., Séférian, R., Douville, H., Kravitz, B., & Tjiputra, J. (2018). Land surface cooling induced by sulfate geoengineering constrained by major volcanic eruptions. *Geophysical Research Letters*, *45*. https://doi.org/10.1029/2018GL077583

Received 14 FEB 2018
Accepted 17 APR 2018
Accepted article online 24 APR 2018

©2018. American Geophysical Union. All Rights Reserved.

Land Surface Cooling Induced by Sulfate Geoengineering Constrained by Major Volcanic Eruptions

Maxime Plazzotta[1], Roland Séférian[1], Hervé Douville[1], Ben Kravitz[2], and Jerry Tjiputra[3]

[1]Centre National de Recherches Météorologiques, Toulouse, France, [2]Atmospheric Sciences and Global Change Division, Pacific Northwest National Laboratory, Richland, WA, USA, [3]Uni Research Climate, Bjerknes Center for Climate Research, Bergen, Norway

Abstract Solar radiation management by stratospheric aerosol injection (SRM-SAI) has been proposed as a possible method to counteract anthropogenic global warming, with climate models suggesting it could reduce substantially global temperature and associated impacts. Its effectiveness as simulated by Earth system models exhibits, however, large uncertainties, implying high risks for natural and human ecosystems. Here we identify an emergent relationship linking the long-term global land surface cooling due to SRM-SAI and the short-term cooling following the twentieth century major volcanic eruptions across an Earth system models ensemble. This emergent relationship, combined with observations and reanalysis data, is used to constrain the global land surface temperature (LT) response to reduced downward solar radiation. Based on these constraints, we find a mean decrease in land surface temperature of 0.44 $K{\cdot}W^{-1}{\cdot}m^2$, 20% smaller than the unconstrained multimodel mean. This new estimate may affect how trade-offs between cost, risk, and effectiveness of SRM-SAI might be considered.

Plain Language Summary Solar radiation management by stratospheric sulfate aerosol injection has been proposed 10 years ago as means of limiting the harmful impacts of anthropogenic global warming in the absence of strong global efforts toward mitigation of greenhouse gas emissions. However, in absence of real-world experiments, the efficiency of this method to counteract global warming as derived from model simulated remains poorly constrained. Here using state-of-the-art multimodel simulations, we have identified an emergent property of the Earth system between the decrease in solar radiation and the global land surface temperature. First, we relate long-term climate sensitivity to the short-term response of a natural observable analog in large volcanic eruptions. When applied to multiple data sets, which relate the observed temperature decrease to changes in incoming shortwave radiation, we constrain the model response to sulfate geoengineering. We find that state-of-the-art multimodel simulations overestimate the efficiency of this method to counteract global warming by about 20%.

1. Introduction

As anthropogenic emissions and the atmospheric concentration of greenhouse gases rise, climate change continues to become an increasingly challenging environmental problem (Le Quéré et al., 2018). Limiting the harmful impacts of global warming (e.g., melting ice, sea level rise, and extreme weather event) would require a drastic reduction in fossil fuel emissions (Fuss et al., 2014; Rogelj et al., 2015). However, according to the Emissions Gap Report (United Nations Environment Programme, 2017), the current global greenhouse gas emissions are already higher than the required level to halt global warming below 2°C by 2100, and mitigation strategies outlined in the Intended Nationally Determined Contributions might not be sufficient to achieve the ambitious objectives set out in the Paris agreement on climate (UNFCCC Secretariat, 2015). As a temporary measure of alleviating some of the effects of climate change, several deliberate climate modification or geoengineering techniques have been proposed to stabilize climate; many aim at removing carbon dioxide (CO_2) from the atmosphere, thereby damping the committed global warming (Fuss et al., 2014). Commonly denoted as carbon dioxide removal techniques, those approaches such as afforestation or the production of sustainable bioenergy with carbon capture and storage have several geophysical and time constraints that cannot be easily met or quantified (Smith et al., 2016). While the plausibility of such aggressive mitigation scenarios is controversial (Rogelj et al., 2015), geoengineering methods based on solar radiation management (SRM) have gained interest due to their potential effectiveness in limiting the increase of global mean surface temperature and its associated impacts within a few decades (Schäfer et al., 2015; Shepherd et al., 2009; Tilmes et al., 2016). Among the variety of SRM approaches, the deliberate injection of stratospheric

aerosols (SRM-SAI) or precursors gases such as sulfur dioxide (SO_2) is thought to be among the most effective at mitigating anthropogenic global warming (Lenton & Vaughan, 2009; Shepherd et al., 2009). This method has been suggested based on knowledge of the impacts of large volcanic eruptions on climate (Crutzen, 2006; Hansen et al., 1978), that is, that stratospheric sulfate aerosols backscatter a fraction of incident solar radiation, concomitantly reducing surface temperatures for several years after the eruption (Robock, 2000).

Implementation of stratospheric aerosol injection (SAI) methods would require a continuous injection of precursor gases, with sulfate aerosol and sulfur dioxide commonly assumed due to the volcanic analog (Visioni et al., 2017). This is contrasted with major volcanic eruptions, which transiently inject a large amount of SO_2 into the stratosphere. The eruption of Mount Pinatubo from June to August 1991 emitted approximately 20 Tg of SO_2 into the stratosphere within 3 months. As a result, the volcanic aerosol cloud increased the planetary albedo by about 2% (Trenberth & Dai, 2007), concomitantly reducing both downward surface solar radiation and surface temperature (Robock et al., 2013). Observations suggested that the Mount Pinatubo eruption induced a global cooling of 0.33 ± 0.03°C (Soden et al., 2002), as well as a decline in global precipitation (Trenberth & Dai, 2007) during the following two years. Despite the differences in timescale and the amount of SO_2 injected into the stratosphere, our working hypothesis is that the main processes involved in the response of surface solar dimming and related climate impacts are similar for episodic natural (i.e., volcanic eruptions) and continuous deliberate (i.e., SRM-SAI) injections of stratospheric aerosols.

Our main objective here is to constrain the climate models response to SRM-SAI simulations, by evaluating how models respond to twentieth century major volcanic eruptions. A technique has been recently proposed to reduce intermodel uncertainty in climate projections involving constraining variables. Across a multimodel ensemble, a relationship links the long-term climate response of a given variable to an observable feature such as the present-day mean state or seasonal to interannual variability. Observational constraints are then applied to narrow the uncertainty range of the long-term climate projection through the emergent relationship. Such a method has been used, for instance, to constrain projections of the springtime snow albedo feedback (Hall & Qu, 2006), terrestrial tropical carbon fluxes (Cox et al., 2013), Arctic sea ice retreat in September (Knutti et al., 2017), and tropical marine productivity (Kwiatkowski et al., 2017).

Section 2 describes the experiment design and the different data sets used. Results are shown in sections 3 to 6. In these sections, we first quantify the model climate sensitivities to SRM-SAI, to volcanic eruptions, and we discuss the use of volcanic eruptions as an analog of SRM-SAI. We then assess the observational constraint and point out the relationship that emerges between the long-term climate sensitivity to SRM-SAI and the short-term climate sensitivity following major volcanic eruptions. The main conclusions are drawn in section 7.

2. Methods and Data Sets

2.1. Model Simulations

The Geoengineering Model Intercomparison Project (GeoMIP, Kravitz et al., 2011) was created to coordinate standardized SRM simulations. Here we focus our analyses on experiment G4 of GeoMIP, simulating a 50-year continuous injection of 5 Tg of SO_2 (approximately one fourth of Mount Pinatubo eruption) per year into the stratosphere, from 2020 to 2069 under the RCP4.5 scenario (see Figure S1 in the supporting information). Then, the simulation is extended by 20 years after the 50-year geoengineered period to evaluate the resulting rapid warming. We acknowledge that while all simulations of G4 indicate that SRM-SAI simulated in this manner will cause cooling and precipitation reduction (Boucher et al., 2013), there are substantial uncertainties in the magnitude of the responses. These uncertainties would be greater in experiment G4 (introduction of stratospheric aerosol) than for other SRM-SAI simulations (reduction of the solar constant) due to the complicated and disparate nature of the compromises that must be made in representing stratospheric sulfate aerosols in climate models (Kashimura et al., 2017). It is in this context that we propose to split the total uncertainty on temperature into two process-based terms (see equation (1)): first, the temperature response to a given change in shortwave radiation. Second, how shortwave radiation is impacted by the given sulfur dioxide injection.

$$\Delta T = \frac{\Delta T}{\Delta SW} \times \frac{\Delta SW}{\Delta SO_2} \Delta SO_2 \tag{1}$$

Some studies have focused on this last term (Kleinschmitt et al., 2018; Niemeier & Schmidt, 2017), but less have examined the first one in the context of SRM-SAI. Such a metric accounts for a suite of physical

mechanisms of the climate system whereby a change in incoming solar radiation impacts the energy flow across the Earth system, leading in turn to changes in surface temperature. We choose to focus on the global mean land surface temperature (LT) and the corresponding global mean land surface downwelling shortwave radiation assuming clear sky (LSW). The use of clear-sky radiative fluxes allows us to assess the direct impact of injected aerosols on solar radiation, avoiding the radiative effect of clouds. Then, we define the normalized cooling estimation (Ψ) as the ratio in $K{\cdot}W^{-1}{\cdot}m^2$ between LT and LSW. Our metrics do not refer or have connection with equilibrium climate sensitivity, although units are identical. We justify the use of continental instead of global values with the higher level of confidence in continental observational data sets during the entire twentieth century. The strong correlation between land and global averages suggests a fairly robust land-sea contrast (see Figure S2 in the supporting information).

The comparison of the parallel RCP4.5 and G4 simulations (2006–2089) allows us to evaluate the climate response to SRM-SAI, while the historical run (1850–2005) is used to evaluate the model response to twentieth century major volcanic eruptions (see Figure S3 in the supporting information), outputs from the Coupled Model Intercomparison Project Phase 5 (CMIP5, see Table S1 in the supporting information).

The piControl run is used to quantify the potential influence of internal climate variability on the proposed emergent constraint: we estimate the influence of El Niño–Southern Oscillation (ENSO) using the correlation between LT and the sea surface temperature anomaly in the Niño3.4 region (120°W–170°W, 5°S–5°N). For each model, we obtain a regression line whose slope represents the LT sensitivity to ENSO. Then we remove the ENSO influence from each monthly LT time series with this simple regression in order to better isolate the climate impact of the volcanic eruptions. In the same way, we have also tested the ENSO influence on LSW but no significant connection was found. Then all LT time series were smoothed using LOESS regression (also called LOWESS for "locally weighted scatterplot smoothing", Cleveland & Devlin, 1988). In this study, we have set the smoothing parameter (called span) at 0.1, meaning that for each subset 10% of the data is used. Several smoothing windows were tested and have shown very similar results (see Table S2 in the supporting information).

2.2. Observational and Reanalysis Data Sets

During major volcanic eruptions, stratospheric aerosol optical depth (AOD) increases due to the enhanced atmospheric burden of sulfate aerosols, reducing incident shortwave solar radiation at the surface. The short-term response of LSW to volcanic eruptions was determined from two products: MERRA2 (Randles et al., 2017) is the first global atmospheric reanalysis that assimilates AOD observations and is assumed to provide an accurate reproduction of the global aerosol distribution, including volcanic aerosols (Gelaro et al., 2017). isccp_d2 (International Satellite Cloud Climatology Product, Rossow & Duenas, 2004) is a radiative transfer scheme assimilating satellite radiances from 1984 to 2009. Because those two data sets of LSW begin at the end of the twentieth century, we propose a method to reconstruct LSW estimates for previous volcanic eruptions: the strong linear correlation between LSW and AOD estimated for the Mount Pinatubo eruption using both MERRA2 and isccp_d2 products was used to reconstruct estimates of LSW for previous eruptions (see Figure S4 in the supporting information). For each LSW data sets, we have assessed the correlation with the AOD time series, obtained by averaging the Ammann et al. (2003) and Sato et al. (1993) products. Doing so, a 2-month lag correlation between AOD and LSW in MERRA2 has been found, compared to the zero-month lag between those two parameters in isccp_d2 (see Figure S5 in the supporting information). It could be attributed to biases in atmospheric transport of assimilated aerosols in MERRA2. This 2-month lag in MERRA2 for LSW has been corrected accordingly. Then, the strong linear correlation between LSW and AOD for the Mount Pinatubo eruption has been used to reconstruct estimates of LSW for previous major volcanic eruptions; the resulting slope coefficient used to reconstruct LSW is averaged between the two coefficients obtained using the Sato and Ammann products. Because MERRA2 data set also covers the eruption of El Chichón, we can evaluate our method through looking at this independent eruption (see Figure S6 in the supporting information): our reconstruction compares successfully to LSW as simulated by MERRA2.

LT estimates were derived from multiple data sets, including the widely used CRU_TS LT data set (starting in 1901, Harris et al., 2014) which covers four of the five major volcanic eruptions in the CMIP5 historical simulation (except the Krakatoa eruption at the end of the nineteenth century). In addition, global atmospheric reanalyses, which are more or less constrained by surface temperature measurements such as ERA-Interim (starting in 1979, Dee et al., 2011), MERRA2 (starting in 1980, Randles et al., 2017), and ERA-20C (starting in 1900, Poli et al., 2016), were also used. The four LT products combined with the two LSW products lead to

eight time series of $\Psi_{Volc,obs}$, half of which covers four volcanic eruptions while the other half only two: it generates 24 estimates of $\Psi_{Volc,obs}$.

2.3. Emergent Constraint and Bayesian Probabilities

The emergent constraint method use Bayesian probabilities to link the long-term climate response of a model ensemble to an observable analog as simulated by the same models. Then, observations are applied to bring a constraint on future projections. In our case, Ψ_{SRM} denotes the long-term sensitivity of Ψ to SRM-SAI, while Ψ_{Volc} represents the short-term sensitivity of Ψ to volcanic eruptions.

The observational probability density function (PDF) P_{obs}, a function of Ψ_{Volc}, is sampled from a Gaussian distribution and defined through equation (2):

$$P_{obs}(\Psi_{Volc}) = \frac{1}{\sqrt{2\pi\,\sigma^2_{Volc,obs}}} \exp\left\{-\frac{\left(\Psi_{Volc} - \overline{\Psi_{Volc,obs}}\right)^2}{2\sigma^2_{Volc,obs}}\right\} \tag{2}$$

where $\overline{\Psi_{Volc,\,obs}}$ is the mean observational estimate of Ψ for volcanic eruptions, represented in Figure 3a with the vertical blue line, while $\sigma_{Volc,obs}$ is the corresponding standard deviation (the blue shade represents plus and minus 1 $\sigma_{Volc,obs}$). The least squares linear regression f across the N models, represented by the red line on the same figure, is defined by minimizing equation (3):

$$s^2 = \frac{1}{N-2}\sum_{n=1}^{N}\left(\Psi_{SRM,\,mod,n} - f_n\right)^2 \tag{3}$$

where $\sum_{n=1}^{N}\left(\Psi_{SRM,\,mod,n} - f_n\right)^2$ is the sum of squared residuals, calculated from the differences between each model value, $\Psi_{SRM,mod}$, and the corresponding value predicted by the linear regression. The "prediction error" σ_f (in Figure 3a, the red shade represents plus and minus 1 σ_f) of the multimodel linear regression is function of Ψ_{Volc} describes in equation (4):

$$\sigma_f(\Psi_{Volc}) = s\sqrt{1 + \frac{1}{N} + \frac{\left(\Psi_{Volc} - \overline{\Psi_{Volc,\,mod}}\right)^2}{N\sigma^2_{Volc,\,mod}}} \tag{4}$$

where $\overline{\Psi_{Volc,\,mod}}$ and $\sigma_{Volc,mod}$ are the mean estimate and the standard deviation of Ψ_{Volc} across the ensemble of N models for all volcanic eruptions. This expression defines contours of equal probability density around the best fit linear regression (equation (5)), which represent the probability density of Ψ_{SRM} given Ψ_{Volc}:

$$P\langle\Psi_{SRM}|\Psi_{Volc}\rangle = \frac{1}{\sqrt{2\pi\sigma^2_f(\Psi_{Volc})}} \exp\left\{-\frac{\left(\Psi_{SRM} - f(\Psi_{Volc})\right)}{2\sigma^2_f(\Psi_{Volc})}\right\} \tag{5}$$

Given the two previous PDFs ($P_{obs}(\Psi_{Volc})$ and $P\langle\Psi_{SRM}|\Psi_{Volc}\rangle$), the PDF for the constrained estimate of Ψ_{SRM} (in Figure 3b, blue PDF) is finally determined with equation (6):

$$P(\Psi_{SRM}) = \int_{-\infty}^{\infty} P\langle\Psi_{SRM}|\Psi_{Volc}\rangle \cdot P_{obs}(\Psi_{Volc}) \cdot d\Psi_{SRM} \tag{6}$$

Comparatively, the "prior" PDF, represented in red in Figure 3b, arises from assuming that all models are equally likely and follow a Gaussian distribution.

3. Land Surface Cooling Response to SRM-SAI

SRM-SAI has the advantage of linking the target temperature in term of cooling to the aerosol injection rate. In experiment G4, the amount of injected aerosols is the same for each model and is set to 5 Tg per year. Earth system models agree on the cooling effect of such a technique: LT anomaly can be estimated at 0.7 K (Figure 1b) at the end of the geoengineered period. However, the large uncertainty (±54% around the multimodel mean) that emerges across models raises questions on studying impacts of SRM-SAI on the Earth system, because most processes and regional impacts are governed by the continental cooling.

We estimate an average decrease in LSW of 1.25 W·m^{-2} (±37%, Figure 1a). So doing, the long-term sensitivity of Ψ to SRM-SAI (Ψ_{SRM}) was diagnosed from experiment G4 using the last 20 years of the injection period (i.e.,

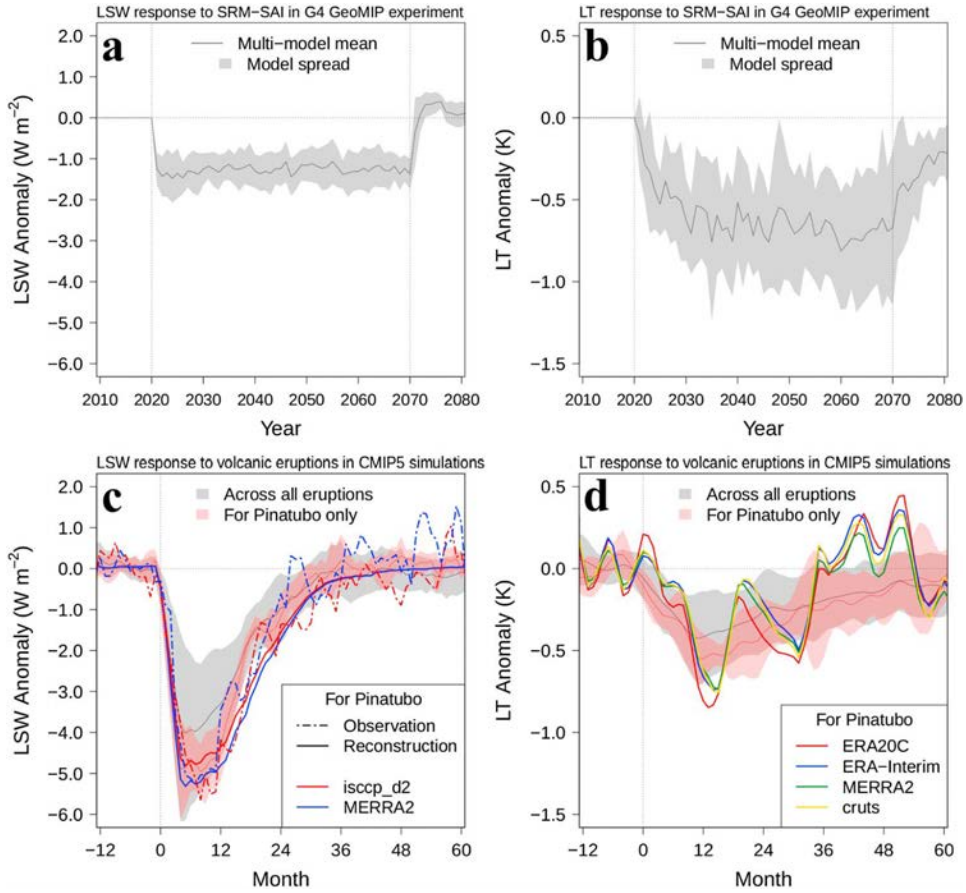


Figure 1. Stratospheric aerosol effect on shortwave radiation and temperature. Time series of global land averaged clear-sky surface downwelling shortwave radiation (LSW, a and c) and global land averaged surface temperature (LT, b and d) responses to solar radiation management by stratospheric aerosol injection (SRM-SAI, top) and volcanic eruptions (bottom). (a, b) Gray shadings represent the model spread (±1 standard deviation around the ensemble mean) for the Geoengineering Model Intercomparison Project (GeoMIP) G4 anomaly compared to RCP4.5. The aerosol injection period (2020–2069) is delimited by vertical black dotted lines. (c, d) Red and gray shadings represent the model spread (±1 standard deviation around the ensemble mean), respectively, for Pinatubo only and for the average of the five major recent eruptions. The time axis indicates the month after the eruption. Colored lines represent multiple observational data sets for the Pinatubo eruption: isccp_d2 (red) and MERRA2 (blue) for LSW (note that solid and dashed lines represent the reconstructed values from the Pinatubo aerosol optical depth-LSW relationship and the observed values respectively); CRU_TS (yellow), ERA-Interim (blue), MERRA2 (green), and ERA20C (red) for LT. CMIP5 = Coupled Model Intercomparison Project Phase 5.

from 2050 to 2069), when the LT perturbation has reached a quasi-steady state for all models. Ψ_{SRM} ranges between 0.33 and 0.85 $K{\cdot}W^{-1}{\cdot}m^2$ across the GeoMIP ensemble, leading to a mean estimate of about 0.54 $K{\cdot}W^{-1}{\cdot}m^2$.

4. Land Surface Cooling Response to Volcanic Eruptions

The short-term sensitivity of LSW and LT due to volcanic eruptions (Figures 1c and 1d) was diagnosed from the five major explosive volcanic eruptions of the twentieth century in both observations and CMIP5 historical simulations. Larger amount of SO_2 are injected into the stratosphere but in time frame much shorter. Monthly data of LSW (Figure 1c) shows higher values in response to volcanic eruptions comparatively to SRM-SAI, with a maximum decrease of the multimodel mean of around 5 $W{\cdot}m^{-2}$ for the Pinatubo eruption, and around 4 $W{\cdot}m^{-2}$ across the five eruptions. However, the steady state returns within 30 months after the beginning of the eruption. To determine the short-term sensitivity of Ψ due to volcanic eruptions (Ψ_{Volc}), the decrease in LSW is averaged over the consecutive 12 months following the first month of the eruption. For example, for the June–August 1991 eruption of Mount Pinatubo, LSW anomalies were averaged over the period July 1991–June 1992. The resulting cooling is defined as the minimum LT anomaly over the consecutive 24 months following the first month of the eruption, as calculated from the smoothed LT anomaly time series.

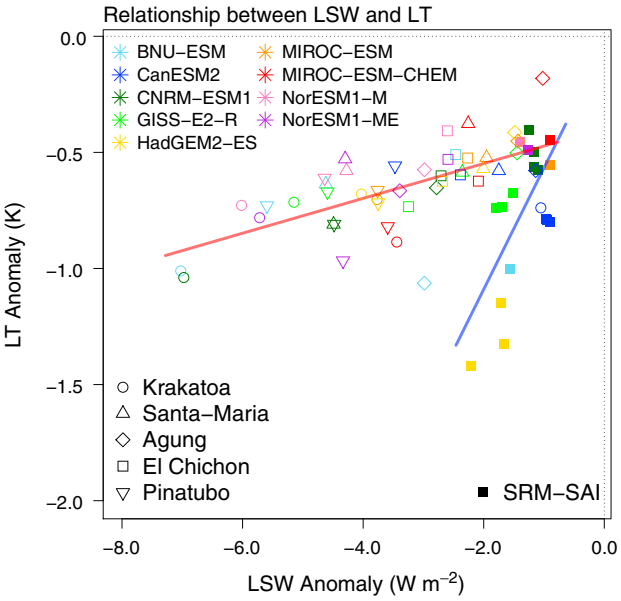


Figure 2. Sensitivity of global mean land surface temperature (LT) to reduced clear-sky surface downwelling shortwave radiation averaged over land (LSW) in response to major volcanic eruptions (empty symbols) and solar radiation management by stratospheric aerosol injection (SRM-SAI, filled symbols). For each one of the five major volcanic eruptions (Krakatoa, Santa-Maria, Agung, El Chichón, and Pinatubo), the short-term sensitivity of LT and LSW is determined with the ensemble mean for each Coupled Model Intercomparison Project Phase 5 models. Regressions across volcanic and SRM-SAI responses are represented with the red (r = 0.65) and blue line (r = 0.66) respectively.

To obtain estimates of changes, we subtracted from each parameter a baseline condition estimated by averaging over the year preceding the eruption. Our calculations could be sensitive to the internal climate variability, especially as we know the interactions between volcanism and ENSO (Khodri et al., 2017; Pausata et al., 2016). Since the magnitude and the chronology differ between model simulations and observations, we have removed the linear influence of ENSO on LT. Doing so, diagnosed LT changes in response to each volcanic eruption for a given model are robustly detected with a 95% confidence when compared to the internal LT variability estimated from millennial-long preindustrial simulations (see Figure S7 in the supporting information).

5. Linking Land Surface Cooling Induced by SRM-SAI and Volcanic Eruptions

The relationship between LSW and LT anomalies for both SRM-SAI (Ψ_{SRM}) and volcanic eruptions (Ψ_{Volc}) leads to a stronger response in the case of SRM-SAI due to sustained forcing than in the case of the short-term radiative response associated with volcanic eruptions (Figure 2). Various radiative and nonradiative processes may explain those differences between Ψ_{SRM} and Ψ_{Volc}. As far as Ψ_{SRM} is concerned, model-dependent adjustments and feedbacks due to water vapor and cloud amount have been shown to increase the downwelling shortwave radiation at the surface, thereby weakening more or less the net radiative effect of SRM-SAI found in the G4 experiments (Kashimura et al., 2017). In addition, the radiative cooling due to SRM-SAI can be also partly offset by a positive downwelling longwave forcing due to the absorption by large stratospheric particles (Kleinschmitt et al., 2018). Moreover, the breakdown of net surface radiation at the land surface into latent versus sensible heat fluxes is strongly influenced by soil moisture, which remains poorly constrained in most climate models (Anderson & Ault, 2014; Douville & Plazzotta, 2017; Ferraro & Griffiths, 2016). Most of those radiative and nonradiative processes (i.e., longwave forcing, rapid adjustment in the stratosphere and in the troposphere, and soil moisture climatology) are also active in response to volcanic eruptions. In both cases, the use of LT accounts for most of the radiative and nonradiative processes that could lead to changes in land surface energy budget, leading to a net decrease in LT. However, because of the shorter time span of volcanic eruption, these processes tend to lead to a weaker response in LT in comparison to SRM-SAI for a given decline in LSW.

The contrasted lifetime of stratospheric aerosols between SRM-SAI and major volcanic eruptions implies that some climate responses and feedbacks, such as the subsurface ocean response, would have time to develop in the case of SRM-SAI (Robock et al., 2013). Even if this difference is a potential caveat when considering volcanic eruptions as an analog of SRM-SAI, the use of this analog in our study is motivated by two main considerations: first, the emergent constraint method does not require a perfect analogy between the projected and the observable climate responses; second, the involved radiative processes are very similar between the SRM-SAI and volcanic climate perturbations despite their different timescale.

Multiple observational estimates of Ψ_{Volc} resulting from the five major volcanic eruptions were calculated by combining each global land cooling estimate and each global LSW anomaly. Averaged across all volcanic eruptions, the observational constraint $\Psi_{Volc,obs}$ is then 0.17 ± 0.06 $K{\cdot}W^{-1}{\cdot}m^{2}$ (confidence interval at 95%), giving observational best estimates of −0.55 K for LT and −3.51 $W{\cdot}m^{-2}$ for LSW.

6. Constraining the Land Surface Cooling Induced by SRM-SAI

When applied across the GeoMIP ensemble, we find a strong correlation (r = 0.86) between Ψ_{SRM} and Ψ_{Volc} (Figure 3a). Part of the intermodel spread therefore remains after the normalization by LSW, meaning that constraining the normalized cooling is a useful step for constraining the raw LT response to SRM-SAI. As expected, the most sensitive models to volcanic eruptions are also the most sensitive to SRM-SAI

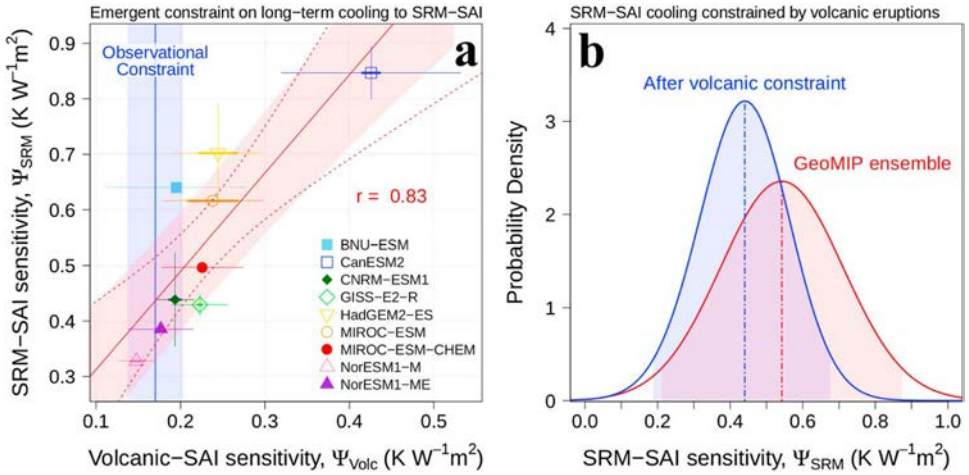


Figure 3. (a) Scatterplot of the long-term normalized sensitivity to solar radiation management by stratospheric aerosol injection (SRM-SAI, Ψ_{SRM}) versus the short-term normalized sensitivity to volcanic eruptions (Ψ_{Volc}) for the selected Geoengineering Model Intercomparison Project (GeoMIP) models. Estimates for each model are averaged across all members for SRM-SAI, and across all members and all eruptions for volcanic eruptions. Confidence intervals for each model (across all eruptions and members when available) are given at the 95% confidence level and represented with thin colored lines. The thicker horizontal lines around each model represent the contribution of internal climate variability, calculated by removing from the total uncertainties the part due to the spread between the five volcanic eruptions averaged across members when available. The red line shows the best linear fit ($r = 0.83$) across the GeoMIP models and the blue line represents the mean observational estimate of Ψ_{Volc} obtained across all volcanic eruptions. Respective uncertainties are symbolized with colored shades, representing ±1 standard deviation. The red dashed lines represent the Cook's distance around the multimodel regression. (b) Probability density functions (PDFs) for the sensitivity of Ψ_{SRM}. The blue PDF is derived after applying the volcanic observational constraint to the multimodel emergent relationship. The red line shows the unconstrained PDF, assuming that all GeoMIP models are equally likely and follow a Gaussian distribution. Shadings represent the 95% confidence intervals.

simulations, thereby supporting our hypothesis about the suite of common physical processes that govern the LT response to sudden but also partly to continuous perturbations of the stratospheric AOD. The radiative and temperature responses to volcanic eruptions could thus be used to constrain the long-term cooling effectiveness of SRM-SAI.

With the observational constraint established, we use the multimodel emergent relationship to estimate the mean Ψ_{SRM} at 0.44 $K{\cdot}W^{-1}{\cdot}m^2$ with a 95% confidence interval of [0.19,0.68] $K{\cdot}W^{-1}{\cdot}m^2$ (Figure 3b). Comparatively, the unconstrained ensemble PDF estimate gives an average sensitivity of 0.54 $K{\cdot}W^{-1}{\cdot}m^2$ ([0.21,0.87] $K{\cdot}W^{-1}{\cdot}m^2$). Therefore, the application of this observational constraint tends to reduce both the best guess (by approximately 20%) and the likely range of the normalized cooling effect of SRM-SAI.

7. Discussion

Emergent constraints can be flawed by the model interdependence and/or the sensitivity of the metrics to a given subset of models or experiments (Knutti et al., 2017). In order to discuss the robustness of our results, several sensitivity tests have been conducted. In line with Knutti et al. (2017), we have assessed the impact of CanESM2 on the multimodel regression (see Figure S8 in the supporting information). While the slope of the relationship between Ψ_{SRM} and Ψ_{Volc} is larger, the emergent relationship across the remaining models still exists and confirms a constrained estimate of Ψ_{SRM} that is lower than the prior estimate (see Table S2 in the supporting information). In order to further assess the robustness of our metrics, we have used the results from CCSM4, which was not used to establish our constrained estimate of Ψ_{SRM}. The addition of CCSM4 into the multimodel ensemble provides an independent assessment of our constrained estimate of Ψ_{SRM} because this model has been forced by a different baseline emission scenario (RCP6.0 instead of RCP4.5) and a different rate of SO_2 injection (8 Tg of SO_2 per year instead of 5 Tg). Our results show that our constrained estimate of Ψ_{SRM} is not sensitive to the inclusion of this model (see Figure S9 in the supporting information), implying the robustness of our metrics to a range of future scenarios and level of SO_2 injection.

Future emergent constraints on LT sensitivity to SRM-SAI will require a larger ensemble of Earth system models, as well as additional model outputs and observational data. So far, SRM-SAI simulations allow

flexibility in aerosols optical properties in models (see Table S1 in the supporting information): differences such as backscattering albedo or asymmetry parameters may lead to various LT response across models. Impacts of stratospheric aerosols on longwave radiation remain also largely unconstrained (Kleinschmitt et al., 2018; Niemeier & Schmidt, 2017) and seem to constitute a part of the uncertainties related to SRM-SAI. In order to tackle these uncertainties, a suit of detailed diagnostics such as the partitioning between direct and diffuse radiation or the vertical profiles of the modeled radiative budget might help to track further our understanding of the model response to SRM-SAI. As far as observations are concerned, the expected progresses in paleoclimate proxies of temperature and volcanic activity might further our understanding of the short-term response of LT to large volcanic eruptions because several major volcanic eruptions have occurred at millennial timescales (Kobashi et al., 2017). However, most of available reconstructions deduced from paleoclimate evidences only offer a very coarse temporal and spatial resolution, hampering detailed analyses as used in this work. Major improvements could be expected with the development of an observational strategy provides a more comprehensive information on future major eruptions. This latter would enable documentation of the full chain of mechanisms from the emission of aerosol precursors to the LT response, including the shortwave and longwave response to those stratospheric aerosols. A more complete database would lead to stronger observational constraints and reduce uncertainties.

Our analyses have large implications for controversial geoengineering strategies involving SRM-SAI. Our results imply that the implementation of SRM-SAI for a given long-term temperature objective would require a larger amount of SO_2 injection and hence be more expensive than previous estimates, as well as introducing a greater probability of encountering nonlinearities in the climate response (Fuss et al., 2014). Moreover, the forcing efficiency depends on several parameters such as the aerosol quantity, the particle size, or the injection flux (Kleinschmitt, 2017; Niemeier & Timmreck, 2015). Increasing the aerosol injection rate by 20% does not ensure that the radiative forcing will also increase by 20% given the fact that the aerosol shortwave cooling does not necessarily increase as strongly with injection magnitude as the longwave warming (Kleinschmitt, 2017). Beyond the possible side effects of SRM-SAI, our results also raise questions about the relevance of this strategy to counteract global warming and avoid potential overshoots (Tilmes et al., 2016) related to stringent mitigation pathways such as RCP2.6 (Van Vuuren et al., 2011).

Acknowledgments
This work was supported by Météo-France, CNRS, and CERFACS. We particularly acknowledge the support of the team in charge of the CNRM-CM climate model. Supercomputing time was provided by the Météo-France/DSI supercomputing center. This work was supported by the H2020 project CRESCENDO "Coordinated Research in Earth Systems and Climate: Experiments, kNowledge, Dissemination and Outreach," which received funding from the European Union's Horizon 2020 research and innovation program under grant agreement 641816. The Pacific Northwest National Laboratory is operated for the U.S. Department of Energy by Battelle Memorial Institute under contract DE-AC05-76RL01830. We acknowledge the World Climate Research Programme's Working Group on Coupled Modeling, which is responsible for CMIP and GeoMIP. Data are published thanks to the Earth System Grid Federation (ESGF) and IS-ENES2 projects. We are grateful to the modeling groups (listed in Table S1 in the supporting information) and developers for their assistance and for producing and making available their model outputs to be used in this study. A number of analyzing tools developed at CNRM, or in collaboration with CNRM scientists, are available on as Open Source code (see https://opensource.cnrm-game-meteo.fr/). Model simulations used in this paper are available upon authors request on https://climatedata.cnrm-game-meteo.fr/public/cnrm/. J. T. acknowledges RCN and Bjerknes Centre funded projects ORGANIC (239965) and BigChange.

References

Ammann, C. M., Meehl, G. A., Washington, W. M., & Zender, C. S. (2003). A monthly and latitudinally varying volcanic forcing dataset in simulations of 20th century climate. *Geophysical Research Letters*, *30*(12), 1657. https://doi.org/10.1029/2003GL016875

Anderson, A., & Ault, T. (2014). Temperature and precipitation responses to a stratospheric aerosol geoengineering experiment using the Community Climate System Model 4. J. Emerg. Investigators. Retrieved from www.emerginginvestigators.org/2014/08/aerosol-geoengineering

Boucher, O., Randall, D., Artaxo, P., Bretherton, C., Feingold, G., Forster, P., et al. (2013). Clouds and Aerosols. In T. F. Stocker et al. (Eds.), *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, UK and New York: Cambridge University Press.

Cleveland, W. S., & Devlin, S. J. (1988). Locally weighted regression: An approach to regression analysis by local fitting. *Journal of the American Statistical Association*, *83*(403), 596–610. https://doi.org/10.1080/01621459.1988.10478639

Cox, P. M., Pearson, D., Booth, B. B., Friedlingstein, P., Huntingford, C., Jones, C. D., & Luke, C. M. (2013). Sensitivity of tropical carbon to climate change constrained by carbon dioxide variability. *Nature*, *494*(7437), 341–344. https://doi.org/10.1038/nature11882

Crutzen, P. J. (2006). Albedo enhancement by stratospheric sulfur injections: A contribution to resolve a policy dilemma? *Climatic Change*, *77*(3-4), 211–220. https://doi.org/10.1007/s10584-006-9101-y

Dee, D. P., Uppala, S. M., Simmons, A. J., Berrisford, P., Poli, P., Kobayashi, S., et al. (2011). The ERA-Interim reanalysis: Configuration and performance of the data assimilation system. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, *137*(656), 553–597. https://doi.org/10.1002/qj.828

Douville, H., & Plazzotta, M. (2017). Midlatitude summer drying: An underestimated threat in CMIP5 models? *Geophysical Research Letters*, *44*, 9967–9975. https://doi.org/10.1002/2017GL075353

Ferraro, A. J., & Griffiths, H. G. (2016). Quantifying the temperature-independent effect of stratospheric aerosol geoengineering on global-mean precipitation in a multi-model ensemble. *Environmental Research Letters*, *11*(3), 034012. https://doi.org/10.1088/1748-9326/11/3/034012

Fuss, S., Canadell, J. G., Peters, G. P., Tavoni, M., Andrew, R. M., Ciais, P., et al. (2014). Betting on negative emissions. *Nature Climate Change*, *4*(10), 850–853. https://doi.org/10.1038/nclimate2392

Gelaro, R., McCarty, W., Suárez, M. J., Todling, R., Molod, A., Takacs, L., et al. (2017). The Modern-Era Retrospective Analysis for Research and Applications, version 2 (MERRA-2). *Journal of Climate*, *30*(14), 5419–5454. https://doi.org/10.1175/JCLI-D-16-0758.1

Hall, A., & Qu, X. (2006). Using the current seasonal cycle to constrain snow albedo feedback in future climate change. *Geophysical Research Letters*, *33*, L03502. https://doi.org/10.1029/2005GL025127

Hansen, J. E., Wang, W. C., & Lacis, A. A. (1978). Mount Agung eruption provides test of a global climatic perturbation. *Science*, *199*(4333), 1065–1068. https://doi.org/10.1126/science.199.4333.1065

Harris, I. P. D. J., Jones, P. D., Osborn, T. J., & Lister, D. H. (2014). Updated high-resolution grids of monthly climatic observations—The CRU TS3.10 dataset. *International Journal of Climatology*, *34*(3), 623–642. https://doi.org/10.1002/joc.3711

Kashimura, H., Abe, M., Watanabe, S., Sekiya, T., Ji, D., Moore, J. C., et al. (2017). Shortwave radiative forcing, rapid adjustment, and feedback to the surface by sulfate geoengineering: Analysis of the Geoengineering Model Intercomparison Project G4 scenario. *Atmospheric Chemistry and Physics*, *17*(5), 3339–3356. https://doi.org/10.5194/acp-17-3339-2017

Khodri, M., Izumo, T., Vialard, J., Janicot, S., Cassou, C., Lengaigne, M., et al. (2017). Tropical explosive volcanic eruptions can trigger El Niño by cooling tropical Africa. *Nature Communications*, *8*(1), 778. https://doi.org/10.1038/s41467-017-00755-6

Kleinschmitt, C. (2017). Climate engineering with stratospheric sulphate aerosol: Development and application of a global atmosphere-aerosol model for studying potential efficacy and impacts (PhD thesis) (138 pp.). Germany: Ruperto-Carola-University of Heidelberg.

Kleinschmitt, C., Boucher, O., & Platt, U. (2018). Sensitivity of the radiative forcing by stratospheric sulfur geoengineering to the amount and strategy of the SO_2 injection studied with the LMDZ-S3A model. *Atmospheric Chemistry and Physics*, *18*(4), 2769–2786. https://doi.org/10.5194/acp-18-2769-2018

Knutti, R., Sedláček, J., Sanderson, B. M., Lorenz, R., Fischer, E. M., & Eyring, V. (2017). A climate model projection weighting scheme accounting for performance and interdependence. *Geophysical Research Letters*, *44*, 1909–1918. https://doi.org/10.1002/2016GL072012

Kobashi, T., Menviel, L., Jeltsch-Thömmes, A., Vinther, B. M., Box, J. E., Muscheler, R., et al. (2017). Volcanic influence on centennial to millennial Holocene Greenland temperature change. *Scientific Reports*, *7*(1), 1441. https://doi.org/10.1038/s41598-017-01451-7

Kravitz, B., Robock, A., Boucher, O., Schmidt, H., Taylor, K. E., Stenchikov, G., & Schulz, M. (2011). The Geoengineering Model Intercomparison Project (GeoMIP). *Atmospheric Science Letters*, *12*(2), 162–167. https://doi.org/10.1002/asl.316

Kwiatkowski, L., Bopp, L., Aumont, O., Ciais, P., Cox, P. M., Laufkötter, C., et al. (2017). Emergent constraints on projections of declining primary production in the tropical oceans. *Nature Climate Change*, *7*(5), 355–358. https://doi.org/10.1038/nclimate3265

Le Quéré, C., Andrew, R. M., Friedlingstein, P., Sitch, S., Pongratz, J., Manning, A. C., et al. (2018). Global carbon budget 2017. *Earth System Science Data Discussions*, *10*(1), 405–448. https://doi.org/10.5194/essd-10-405-2018

Lenton, T. M., & Vaughan, N. E. (2009). The radiative forcing potential of different climate geoengineering options. *Atmospheric Chemistry and Physics*, *9*(15), 5539–5561. https://doi.org/10.5194/acp-9-5539-2009

Niemeier, U., & Schmidt, H. (2017). Changing transport processes in the stratosphere by radiative heating of sulfate aerosols. *Atmospheric Chemistry and Physics*, *17*(24), 14,871–14,886. https://doi.org/10.5194/acp-17-14871-2017

Niemeier, U., & Timmreck, C. (2015). What is the limit of climate engineering by stratospheric injection of SO_2? *Atmospheric Chemistry and Physics*, *15*(16), 9129–9141. https://doi.org/10.5194/acp-15-9129-2015

Pausata, F. S. R., Karamperidou, C., Caballero, R., & Battisti, D. S. (2016). ENSO response to high-latitude volcanic eruptions in the Northern Hemisphere: The role of the initial conditions. *Geophysical Research Letters*, *43*, 8694–8702. https://doi.org/10.1002/2016GL069575

Poli, P., Hersbach, H., Dee, D. P., Berrisford, P., Simmons, A. J., Vitart, F., et al. (2016). ERA-20C: An atmospheric reanalysis of the twentieth century. *Journal of Climate*, *29*(11), 4083–4097. https://doi.org/10.1175/JCLI-D-15-0556.1

Randles, C. A., da Silva, A. M., Buchard, V., Colarco, P. R., Darmenov, A., Govindaraju, R., et al. (2017). The MERRA-2 aerosol reanalysis, 1980–onward, Part I: System description and data assimilation evaluation. *Journal of Climate*, *30*(17), 6823–6850. https://doi.org/10.1175/JCLI-D-16-0609.1

Robock, A. (2000). Volcanic eruptions and climate. *Reviews of Geophysics*, *38*(2), 191–219. https://doi.org/10.1029/1998RG000054

Robock, A., MacMartin, D. G., Duren, R., & Christensen, M. W. (2013). Studying geoengineering with natural and anthropogenic analogs. *Climatic Change*, *121*(3), 445–458. https://doi.org/10.1007/s10584-013-0777-5

Rogelj, J., Luderer, G., Pietzcker, R. C., Kriegler, E., Schaeffer, M., Krey, V., & Riahi, K. (2015). Energy system transformations for limiting end-of-century warming to below 1.5 °C. *Nature Climate Change*, *5*(6), 519–527. https://doi.org/10.1038/nclimate2572

Rossow, W. B., & Duenas, E. N. (2004). The International Satellite Cloud Climatology Project (ISCCP) web site: An online resource for research. *Bulletin of the American Meteorological Society*, *85*, 167–172.

Sato, M., Hansen, J. E., McCormick, M. P., & Pollack, J. B. (1993). Stratospheric aerosol optical depths, 1850–1990. *Journal of Geophysical Research*, *98*(D12), 22,987–22,994. https://doi.org/10.1029/93JD02553

Schäfer, S., Lawrence, M., Stelzer, H., Born, W., Low, S., Aaheim, A., & Vaughan, N. (2015). The European Transdisciplinary Assessment of Climate Engineering (EuTRACE): Removing greenhouse gases from the atmosphere and reflecting sunlight away from Earth. Final report of the FP7 CSA project EuTRACE. Funded by the European Union's Seventh Framework Programme under Grant Agreement 306993. *Potsdam: Institute for Advanced Sustainability Studies (IASS)*. https://doi.org/10.2312/iass

Shepherd, J., Caldeira, K., Cox, P., Haigh, J., Keith, A., Launder, D., et al. (2009). *Geoengineering the Climate: Science, Governance and Uncertainty*. London, UK: The Royal Society.

Smith, P., Davis, S. J., Creutzig, F., Fuss, S., Minx, J., Gabrielle, B., et al. (2016). Biophysical and economic limits to negative CO_2 emissions. *Nature Climate Change*, *6*(1), 42–50. https://doi.org/10.1038/nclimate2870

Soden, B. J., Wetherald, R. T., Stenchikov, G. L., & Robock, A. (2002). Global cooling after the eruption of Mount Pinatubo: A test of climate feedback by water vapor. *Science*, *296*(5568), 727–730. https://doi.org/10.1126/science.296.5568.727

Tilmes, S., Sanderson, B. M., & O'Neill, B. C. (2016). Climate impacts of geoengineering in a delayed mitigation scenario. *Geophysical Research Letters*, *43*, 8222–8229. https://doi.org/10.1002/2016GL070122

Trenberth, K. E., & Dai, A. (2007). Effects of Mount Pinatubo volcanic eruption on the hydrological cycle as an analog of geoengineering. *Geophysical Research Letters*, *34*, L15702. https://doi.org/10.1029/2007GL030524

United Nations Environment Programme (2017). *The Emissions Gap Report 2017*. Nairobi: United Nations Environment Programme (UNEP).

UNFCCC Secretariat (2015). Synthesis report on the aggregate effect of the intended nationally determined contributions. In *Bonn* (pp. 1–66). Germany: United Nations Framework Convention on Climate Change.

Van Vuuren, D. P., Edmonds, J., Kainuma, M., Riahi, K., Thomson, A., Hibbard, K., et al. (2011). The representative concentration pathways: An overview. *Climatic Change*, *109*(1-2), 5–31. https://doi.org/10.1007/s10584-011-0148-z

Visioni, D., Pitari, G., & Aquila, V. (2017). Sulfate geoengineering: A review of the factors controlling the needed injection of sulfur dioxide. *Atmospheric Chemistry and Physics*, *17*(6), 3879–3889. https://doi.org/10.5194/acp-17-3879-2017

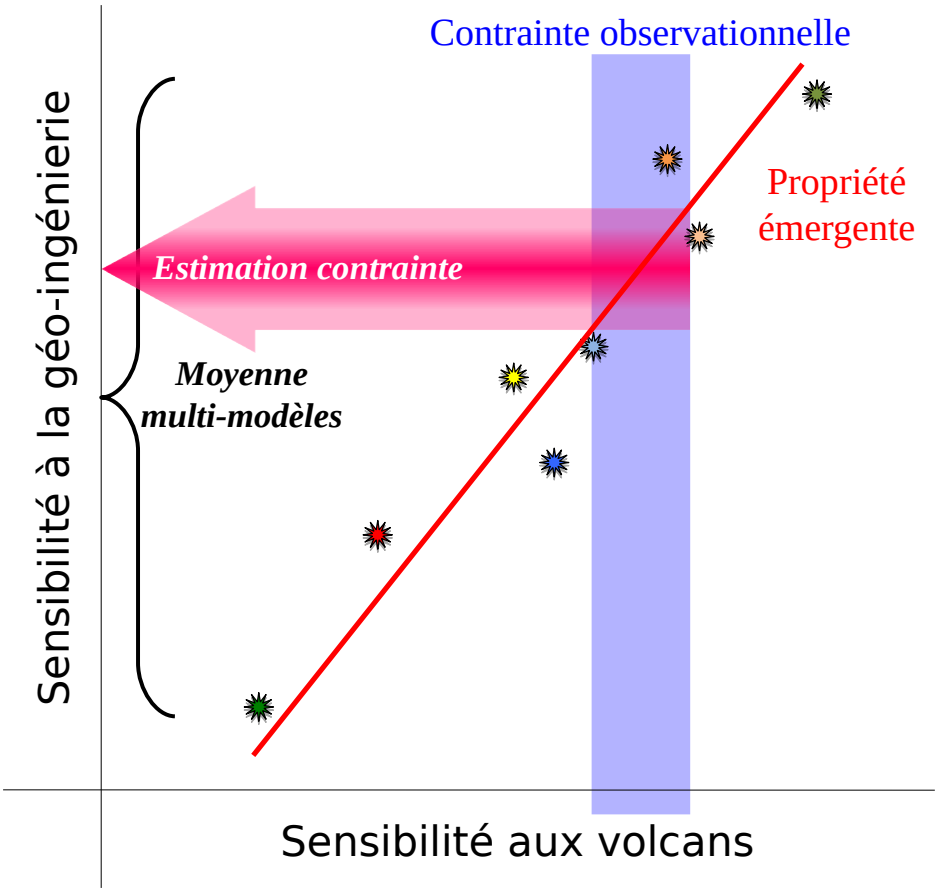


Figure 3.12 – Représentation schématique de la méthode de contrainte émergente.

3.4.4 Conclusions de cette étude et discussion

Dans cette étude, nous avons mis en évidence l'existence d'une propriété statistique émergente à travers l'ensemble des modèles ayant participé à l'expérience G4 de GeoMIP, entre le refroidissement long terme des continents en réponse à la SRM et le refroidissement court terme des continents imputé aux éruptions volcaniques majeures ayant eu lieu depuis 1850. La contrainte observationnelle établie à partir de multiples jeux de données d'observations et de réanalyses permet d'évaluer d'une part le comportement des modèles en réponse aux éruptions volcaniques, et d'autre part de le contraindre dans le scénario de SRM à travers la propriété émergente.

L'implication de cette méthode est double, puisqu'elle permet dans le même temps de contraindre la valeur moyenne des modèles et de réduire l'incertitude autour de la moyenne. Ainsi, la nouvelle estimation du refroidissement normalisé par la diminution du rayonnement solaire est établie à 0.44 $K.W^{-1}.m^2$ (intervalle de confiance à 95 % : [0.19,0.68] $K.W^{-1}.m^2$), contre 0.54 $K.W^{-1}.m^2$ ([0.21,0.87] $K.W^{-1}.m^2$) pour la valeur non contrainte, c'est-à-dire simplement la moyenne arithmétique multi-modèle. Cela implique que, pour une diminution du rayonnement donné, l'efficacité de la SAI à refroidir les basses couches de l'atmosphère est réduite de 20 %. Des tests de sensibilité ont été effectués et sont présentés dans le matériel supplémentaire de la publication, et sont

disponibles en Annexe B. Nous avons par exemple justifié la robustesse de notre étude en démontrant que les conclusions principales ne sont pas sensibles à la méthodologie choisie. Par exemple, nous avons présenté et justifié les traitements apportés aux séries temporelles et la méthodologie de calcul des anomalies de température et de rayonnement, mais aussi certains choix effectués sur les observations. Nous avons également testé la robustesse de la méthode de contrainte émergente à l'ajout et au retrait d'un modèle de l'étude.

Par contre, nous avons montré que l'utilisation de paramètres climatiques globaux (par exemple la température de surface en moyenne globale) amoindrit l'effet de la contrainte observationnelle. Cela est en grande partie dû au fait que la dispersion inter-modèle est plus faible en moyenne globale qu'en moyenne sur les continents à cause du rôle des océans qui tempèrent le refroidissement global continental en libérant de la chaleur dans l'atmosphère, réduisant ainsi la gamme de réponses des modèles sur la température en moyenne globale.

Un point important à évoquer est que notre étude n'a abordé qu'une partie de l'incertitude totale qui lie le refroidissement de surface à la quantité d'aérosols injectée. En effet, comme mentionné dans l'article, la réponse fonctionnelle de la température de surface à l'injection d'aérosols stratosphériques T=f(SO_2) peut se décomposer selon trois composantes :

$$\Delta T = \frac{\Delta T}{\Delta SW} \times \frac{\Delta SW}{\Delta AOD} \times \frac{\Delta AOD}{\Delta SO_2} \times \Delta SO_2$$

Avec, $\frac{\Delta SW}{\Delta AOD}$ qui représente une seconde source d'incertitude provenant de la réponse du rayonnement solaire descendant au forçage en AOD, et $\frac{\Delta AOD}{\Delta SO_2}$ qui représente l'incertitude provenant de l'efficacité des aérosols injectés dans la stratosphère à agir sur l'épaisseur optique de l'atmosphère. Cette dernière incertitude extérieure au protocole expérimental de G4 peut lier la quantité d'aérosols réellement injectée dans l'atmosphère au forçage par l'AOD utilisé dans les modèles. On peut aussi distinguer une quatrième composante en isolant dans ce dernier terme l'effet des injections sur la charge en SO_2, de l'effet de la charge sur l'épaisseur optique.

Certaines études récentes ont d'ores et déjà fourni quelques éléments de réponse à ces incertitudes (Niemeier and Timmreck, 2015; Kleinschmitt et al., 2018), que je n'ai pas pu aborder dans mon étude à cause de la nature du protocole et du manque de modèles avec émissions prescrites et aérosols stratosphériques interactifs.

Résumé du Chapitre 3

Dans ce chapitre, nous avons présenté un scénario relativement réaliste d'injection d'aérosols stratosphériques adossé à un scénario médian (RCP4.5) de concentration de gaz à effet de serre, et testé dans un exercice international d'intercomparaison de modèles (GeoMIP). Les principaux éléments à retenir de ce chapitre sont les suivants :

- la réponse des modèles à une injection d'aérosols d'origine naturelle (volcans) ou anthropique (SRM) est cohérente et comparable à l'échelle globale, induisant une diminution du rayonnement solaire en surface et un refroidissement global. Néanmoins, cette analogie est très limitée quand on s'intéresse aux patterns régionaux, fortement influencés par les échelles temporelles différentes.

- bien que l'ensemble des modèles utilisés dans cette étude s'accordent sur le signe de la réponse de la température de surface dans le cadre de la simulation G4, il existe une grande incertitude sur l'amplitude du refroidissement simulé en moyenne globale, notamment sur les continents.

- grâce à une méthode statistique bayésienne et l'utilisation des éruptions volcaniques comme un analogue de la SAI anthropique, nous avons contraint la réponse des modèles et réduit de 20 % l'amplitude du refroidissement continental induit par la SAI et de 40 % l'incertitude associée.

- l'utilisation des éruptions volcaniques comme analogue de la SRM-SAI réside principalement dans la méthode actuelle de modélisation de la SRM-SAI dans les modèles de climat. Les travaux de Kleinschmitt et al. (2018) montrent l'importance de la stratégie d'injection sur la chaine de processus engendrée. La nécessité d'élaborer des protocoles plus sophistiqués afin d'étudier plus précisément les impacts de la SAI va naturellement réduire l'analogie qui peut être faite entre les éruptions volcaniques et la SRM-SAI.

Chapitre 4

Réponse du cycle du carbone à la SRM

Sommaire

4.1 Introduction 70

4.2 Représentation et évaluation du cycle du carbone global dans les modèles de climat 72

4.2.1 Fonctionnement des principaux puits de carbone 72

4.2.2 La rétroaction climat-carbone 73

4.2.3 Le concept d'émissions "compatibles" 74

4.3 Réponse du cycle du carbone à une injection continue d'aérosols stratosphériques : cas de la SRM 75

4.3.1 Rôle des "drivers" climatiques : résultats attendus *a priori* ? 75

4.3.2 Réponse du cycle du carbone aux éruptions volcaniques . . 76

4.3.3 Motivations de l'étude 77

4.3.4 *Why Solar Radiation Management cannot be considered as a reliable and sustainable mitigation technique ?*, Environmental Research Letters, Plazzotta et al., in prep 77

4.3.5 Conclusions principales de l'étude 101

4.4 Comment appréhender les incertitudes des modèles : retour sur les processus 103

4.1 Introduction

Les études paléoclimatiques ont démontré le lien fort existant entre la température globale de la Terre et la teneur en dioxyde de carbone de son atmosphère (Barnola et al., 1987; Petit et al., 1999). Ainsi, les flux de carbone existants entre les différents réservoirs du système climatique sont perturbés en réponse aux modifications climatiques naturelles de la Terre, comme par exemple celles liées à l'évolution temporelle des paramètres orbitaux terrestres (la théorie de Milankovitch est détaillée dans la sous-section 2.2.3). À l'inverse, le réchauffement climatique récent est attribué à l'augmentation des concentrations atmosphériques en gaz à effet de serre, dont le dioxyde de carbone (CO_2) et le méthane (CH_4) constituent les principales formes du carbone dans le réservoir atmosphérique (Bindoff et al., 2013, AR5, Chap. 10). Les puits de carbone atmosphérique (l'océan et la biosphère continentale) ont contribué à limiter le réchauffement climatique global en absorbant une partie des émissions anthropiques de CO_2 depuis l'ère industrielle (Figure 4.1).

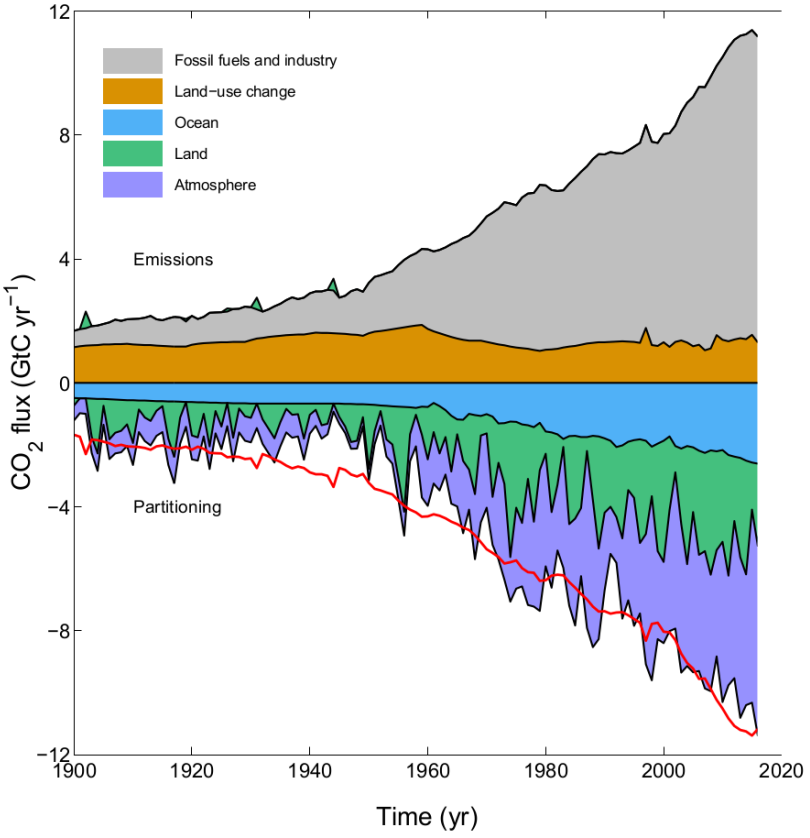


Figure 4.1 – Évolution temporelle combinée des différents termes de sources (valeurs positives) et de puits (valeurs négatives) de carbone. Les émissions issues de l'utilisation d'énergies fossiles et de l'industrie (gris), ainsi que celles résultant de changements d'utilisation des sols (orange) contribuent à l'augmentation du CO_2 dans l'atmosphère (violet), les surfaces continentales (vert) et l'océan (bleu). La courbe rouge (renversement des émissions totales) met en avant la différence entre les émissions totales et l'évolution des différents stocks de carbone, et l'imperfection de la compréhension actuelle du cycle du carbone total (source : Le Quéré et al., 2018, Global Carbon Budget 2017).

Les modifications du système climatique en lien avec le réchauffement global pourraient altérer les mécanismes de sources et de puits de carbone et contribuer à un réchauffement additionnel via une boucle de rétroaction positive (Friedlingstein et al., 2006, 2014). Le couplage qu'il existe entre le cycle du carbone et le climat implique de développer l'étude et la compréhension du cycle du carbone afin de prédire l'évolution des stocks dans chacun des réservoirs, notamment le CO_2 atmosphérique dont l'accroissement de la concentration contribue majoritairement au renforcement de l'effet de serre. Dans le cas de la SRM, et plus spécifiquement de la SAI, une étude récente (Keith et al., 2017) suggère que la SRM pourrait aussi être considérée comme une technique de CDR, c'est-à-dire capable de retirer du CO_2 de l'atmosphère via ses effets indirects sur le cycle du carbone. Plusieurs études ont déjà montré que les perturbations climatiques induites par la SRM tendent à favoriser les flux de carbone vers les puits naturels (Govindasamy et al., 2002; Matthews and Caldeira, 2007; Eliseev, 2012; Keller et al., 2014; Muri et al., 2015; Lauvset et al., 2017).

Dans ce chapitre, je vais étudier la réponse du cycle du carbone en réponse à l'injection d'aérosols stratosphériques dans le cadre de l'expérience G4 de GeoMIP. L'enjeu sera ici d'évaluer si la SAI présente ou non les caractéristiques intrinsèques nécessaires pour être considérée comme une technique de CDR. Contrairement aux études précédentes sur ce sujet, mon travail se base sur une analyse multi-modèle issue d'un exercice coordonné (GeoMIP) et s'appuie sur une simulation réaliste de SRM (G4). Je présenterai au préalable les différentes méthodes de représentation du cycle du carbone dans les modèles de climat, notamment la manière dont il est pris en compte dans les scénarios climatiques futurs. Je détaillerai aussi les processus majeurs responsables d'échanges de carbone entre les différents réservoirs.

4.2 Représentation et évaluation du cycle du carbone global dans les modèles de climat

Jusqu'aux années 2000, la plupart des modèles de climat étaient purement physiques et ne représentaient pas le cycle du carbone. Les interactions existantes entre le cycle du carbone et le climat ont ensuite incité les groupes de modélisation à représenter les échanges de carbone au sein du système climatique, afin de faire du CO_2 atmosphérique une variable évolutive, d'abord en moyenne annuelle et globale, puis évoluant de manière tridimensionnelle à chaque pas de temps, au même titre que les autres variables pronostiques du modèle atmosphérique.

4.2.1 Fonctionnement des principaux puits de carbone

4.2.1.1 Le puits de carbone océanique

L'océan est le plus gros réservoir de carbone sur Terre, avec un ordre de grandeur cent fois supérieur à la quantité de carbone dans l'atmosphère. À l'interface océan-atmosphère, deux processus majeurs régissent les échanges de carbone : la pompe de solubilité et la pompe biologique.

La pompe de solubilité : elle tire son nom de la forte solubilité du CO_2 dans l'eau. Cette pompe décrit l'ensemble des mécanismes physiques pilotant le flux de carbone à l'interface océan-atmosphère. La loi de Henry stipule que la concentration d'un gaz dissous dans un liquide est proportionnelle à la pression partielle qu'exerce ce gaz sur le liquide. La direction du flux de carbone dépend alors des concentrations atmosphériques et océaniques, mais aussi de certains paramètres comme par exemple la température de l'eau, une température froide favorisant la dissolution du CO_2 dans l'eau. Les eaux froides aux hautes latitudes sont riches en CO_2 et l'exportent vers le fond de l'océan. À l'inverse, la remontée des eaux aux basses latitudes favorise un dégazage du carbone océanique vers l'atmosphère.

La pompe biologique : les processus physiques de la pompe de solubilité sont complétés par les processus de la "pompe biologique" : la couche euphotique décrit la couche superficielle de l'océan dans laquelle la lumière solaire est suffisante pour permettre à la photosynthèse de se produire. Ce processus photosynthétique effectué par le plancton marin contribue à stocker du CO_2 atmosphérique dans l'océan, qui est ensuite exporté sous forme de matière organique dans l'océan profond à la mort de l'organisme.

Dans les modèles système Terre, l'ensemble des échanges de carbone entre l'océan et l'atmosphère est résumé au travers d'une seule variable quantifiant le flux net de CO_2 entre les deux réservoirs de carbone. L'acronyme officiel CMIP5 de cette variable est $\mathbf{fgCO_2}$, qui est par convention positive lorsque l'océan stocke du carbone.

4.2.1.2 Le puits de carbone continental

Les surfaces continentales échangent également du carbone avec l'atmosphère, via le rôle de la biosphère. En effet, les organismes autotrophes effectuent la photosynthèse et consomment du CO_2 atmosphérique. Le processus photosynthétique est mis en concurrence avec la respiration de ces mêmes organismes, qui relâche du carbone vers l'atmosphère. Enfin, la respiration des organismes hétérotrophes relâche également du carbone vers l'atmosphère. Ces trois paramètres sont représentés dans les modèles par les acronymes **GPP** (Growth Primary Production, soit la production primaire brute, quantifiant l'activité photosynthétique), **RA** (Respiration Autotrophique), et **RH** (Respiration Hétérotrophique). Ces trois processus sont fortement influencés par les principaux paramètres climatiques (température, rayonnement, ressource en eau...) dont la réponse sous l'effet de la SAI déplace l'état du système vers des conditions particulières (température plus faible mais forte concentration atmosphérique en CO_2, diminution du rayonnement total mais augmentation de la proportion du rayonnement diffus...).

4.2.1.3 Réponse régionale des puits de carbone

Les flux de carbone ne sont pas répartis uniformément sur le globe : certaines régions sont particulièrement efficaces pour stocker du carbone atmosphérique, d'autres le sont moins et certaines peuvent être des sources de carbone pour l'atmosphère. Par exemple le pergélisol est potentiellement une réserve de carbone susceptible d'être relâché dans l'atmosphère en réponse au réchauffement climatique (Zimov et al., 2006). Concernant les surfaces continentales, les flux de carbone vont principalement être pilotés par l'utilisation des sols, et la nature du couvert végétal. La bande tropicale comprenant la forêt amazonienne, africaine et indonésienne est la plus active compte tenu de la saisonnalité particulière sous ces très faibles latitudes. En effet, le développement et le rôle de ces gigantesques couverts végétaux sur les flux de carbone sont fortement influencés par le climat relativement constant en terme d'apport énergétique solaire et de température, contrairement aux forêts boréales qui, bien qu'ayant un rôle non négligeable, subissent un cycle saisonnier très marqué.

Dans l'océan, une zone géographique est particulièrement efficace pour absorber le carbone de l'atmosphère : il s'agit de l'Atlantique Nord (Key et al., 2004). La zone de convection océanique au sud du Groenland, moteur de la circulation thermohaline, contribue à l'export d'eau riche en carbone vers le fond de l'océan. Ce bassin océanique représentant 15% de la surface océanique global est responsable de 23% du stockage océanique de carbone anthropique (Sabine et al., 2004). Pour les mêmes raisons de convection océanique d'eau froide favorisant la dissolution du carbone atmosphérique dans l'eau, l'océan Austral est également une zone privilégiée de stockage de carbone atmosphérique (Landschützer et al., 2015).

4.2.2 La rétroaction climat-carbone

L'importance du cycle du carbone et de sa représentation dans les modèles de climat réside dans sa forte interaction avec le système climatique. Jusqu'à présent, environ

la moitié des émissions de CO_2 anthropiques ne s'accumule pas dans l'atmosphère, limitant ainsi les effets sur le climat. Dans le cadre du réchauffement climatique global, l'efficacité des puits de carbone décrits précédemment pourrait diminuer, amplifiant de fait l'effet des émissions sur les concentrations atmosphériques de CO_2 (Cox et al., 2000). Cette dualité entre l'importance du niveau atmosphérique de CO_2 sur le climat et le rôle que joue le climat sur les différents flux de CO_2 montre qu'il est complexe d'étudier précisément le rôle du cycle du carbone dans le futur : le climat et le cycle du carbone vont fortement dépendre du niveau des émissions de gaz à effet de serre futures. Ainsi, plusieurs trajectoires sont imaginées pour balayer l'éventail des possibles. Il existe à l'heure actuelle deux méthodes pour représenter le cycle du carbone dans les modèles de climats :

- la plupart des modèles de climat sont utilisés en mode "pilotage en concentration" : dans ce cas, l'évolution de la concentration atmosphérique en CO_2 est prescrite et l'influence des rétroactions du cycle du carbone sur le climat n'est pas prise en compte. En revanche, l'évolution des stocks de carbone dans les autres réservoirs que l'atmosphère peut être modélisée, ce qui permet de calculer *a posteriori* les émissions compatibles avec un scénario donné de concentrations.

- une autre méthode de simulation consiste à utiliser le modèle en mode "pilotage en émission". Cette fois-ci, les émissions de carbone anthropiques sont explicitement modélisées : le modèle calcule conjointement l'évolution du climat et l'évolution du CO_2 atmosphérique. L'évolution du CO_2 atmosphérique dépend alors des émissions de carbone anthropiques imposées, mais aussi des flux de carbone vers les puits naturels de carbone.

La différence du mode de pilotage va influencer le mode de fonctionnement du modèle et les trajectoires climatiques qu'il va emprunter. En effet, lorsque le modèle simule directement les émissions de carbone, le carbone ainsi émis dans l'atmosphère suivra le cycle classique : une partie restera dans l'atmosphère contribuant à augmenter la concentration atmosphérique en CO_2 ; l'océan et la biosphère continentale joueront leur rôle de puits et stockeront une partie du carbone émis. En revanche, lorsque le modèle fonctionne en concentration, il ne simule plus les émissions de carbone mais l'augmentation de la concentration atmosphérique en CO_2. Le cycle du carbone paramétré dans le modèle vise alors à quantifier les différents flux de carbone, sans jamais influencer la croissance atmosphérique en CO_2. Dans cette simulation, les émissions "réelles" correspondent donc à la somme du carbone stocké dans l'atmosphère (qui est un forçage du modèle) et des différents flux de carbone affectant l'atmosphère.

4.2.3 Le concept d'émissions "compatibles"

La principale conséquence de la différence de représentation entre les deux méthodes décrites précédemment réside dans l'influence du cycle du carbone sur le climat, qui est directement prise en compte dans les modèles fonctionnant en émissions. Pour les autres modèles, cette rétroaction climat-carbone n'est pas prise en compte, mais peut être évaluée *a posteriori* : ce diagnostic a été proposé pour la première fois dans le cadre de CMIP5 par Jones et al. (2013). Ce concept permet d'estimer pour chaque modèle le niveau d'émissions anthropiques compatibles avec la trajectoire de

concentration atmosphérique en CO_2, en considérant le rôle des puits naturels simulés par le modèle. Le cumul des émissions compatibles dans le temps permet d'approcher le concept de budget carbone. Dans le cas de la SRM-SAI ce concept permet de quantifier dans quelle mesure le climat induit par la SAI va influencer les niveaux de CO_2.

Dans l'étude qui suit, nous proposons de reproduire ce diagnostic dans le cas de la simulation G4. La croissance atmosphérique en CO_2 est identique entre la simulation G4 et son scénario de référence RCP4.5 : le diagnostic d'émissions compatibles consiste donc à évaluer et quantifier l'impact de la SAI sur les flux nets de carbone vers l'océan et les surfaces continentales. Parmi l'ensemble de modèles utilisés dans le chapitre précédent, certains sont écartés de cette étude pour différentes raisons : le modèle CCSM4 s'adosse au scénario de concentration RCP6.0 dont la trajectoire de concentration atmosphérique en CO_2 est différente du scénario RCP4.5. La différence de composition de l'atmosphère engendre une réponse différente des flux de carbone, et l'impact de la SAI serait difficilement isolable. D'autres modèles ont réalisé la simulation G4 ainsi que le scénario de référence RCP4.5 en mode émissions. La contribution de la rétroaction climat-carbone est donc intrinsèque à ses modèles. Finalement, six modèles ont réalisé la simulation en pilotage en concentration. Il s'agit des modèles BUN-ESM, CanESM2, CNRM-ESM1, HadGEM2-ES, MIROC-ESM et MIROC-ESM-CHEM.

4.3 Réponse du cycle du carbone à une injection continue d'aérosols stratosphériques : cas de la SRM

4.3.1 Rôle des "drivers" climatiques : résultats attendus *a priori* ?

Dans le chapitre précédent, nous avons montré que tous les modèles répondent de manière similaire à la SAI : ils montrent une diminution à l'échelle globale du rayonnement solaire, de la température en surface, et des précipitations. Ces impacts sur trois paramètres clés dans le calcul des processus régissant les flux de carbone vont modifier l'intensité des flux de carbone dans la simulation G4.

Concernant le flux net de carbone océanique, la pompe de solubilité pilote généralement le signal (plus que la pompe biologique) car elle est sensible à la température des couches superficielles de l'océan. À l'inverse de ce qui est simulé en réponse au réchauffement océanique dans le scenario RCP4.5, le refroidissement superficiel induit par la SAI (Figure 3.6) favorise l'absorption du CO_2 atmosphérique dans l'eau. On peut donc s'attendre à une augmentation relative du stockage du carbone atmosphérique dans l'océan.

La réponse de la biosphère continentale à la SAI est beaucoup moins évidente, puisque le flux net est la combinaison des processus photosynthétique et de respirations précédemment décrits, agissant tantôt comme un puits et tantôt comme une source de

carbone pour l'atmosphère. Parmi ces processus, la GPP, qui représente la production primaire brute donc l'activité photosynthétique de la biosphère, dépend fortement du rayonnement solaire incident et sera par conséquent sensiblement modifiée par la SAI. Cependant, la SAI va concomitamment diminuer le rayonnement solaire et modifier la proportion de rayonnement direct et de rayonnement diffus. En effet, la modification de la composition de l'atmosphère et la présence d'aérosols va tendre à augmenter la proportion de rayonnement diffus par rapport au rayonnement direct. Si à première vue la diminution du rayonnement total pourrait laisser croire à une diminution de la photosynthèse et donc de la GPP, certaines études montrent qu'une augmentation de la proportion du rayonnement diffus par rapport au rayonnement direct tend à augmenter la GPP (Mercado et al., 2009). L'explication de ce phénomène viendrait de la capacité du rayonnement diffus à pénétrer dans la canopée et ainsi à augmenter l'activité photosynthétique. La température et la ressource en eau du sol jouent également un rôle sur l'activité photosynthétique, puisqu'une température trop forte ou un déficit d'eau du sol peuvent limiter la photosynthèse. Il est donc difficile d'anticiper comment la GPP va réagir à la SAI. La variable RA est normalement anticorrélée à la GPP, puisque la respiration de la biosphère dépend principalement de son activité photosynthétique. Concernant la respiration hétérotrophique RH, elle n'est pas influencée par le rayonnement, mais principalement pilotée par la température. Le refroidissement induit par la SAI tendrait donc à diminuer la respiration hétérotrophique.

4.3.2 Réponse du cycle du carbone aux éruptions volcaniques

Dans le Chapitre 3, j'ai utilisé les éruptions volcaniques majeures comme un analogue de la SRM-SAI. Cette analogie présentait certaines limites, notamment spatiale et temporelle, mais reposait sur les processus communs entre ces deux phénomènes reliant une baisse de rayonnement et une baisse de la température globale. L'analogie peut être poussée plus loin dans le cadre de la modélisation numérique puisque la SAI est rigoureusement implémentée comme une éruption volcanique constante dans le temps. Tjiputra and Otterå (2011) ont étudié par exemple la réponse du cycle du carbone à l'éruption du Pinatubo, en découplant l'éruption de leur simulation numérique : le flux net de carbone est significativement augmenté durant les deux années suivant l'éruption. Les travaux de Lucht et al. (2002) montrent également la décomposition du flux net en deux : d'une part la production primaire nette (NPP) qui est la différence entre la GPP et la RA, ce qui permet de quantifier le flux net de carbone vers les organismes autotrophes, et d'autre part la respiration hétérotrophique RH. Ces deux paramètres décroissent en réponse à l'éruption du Pinatubo lorsque l'on s'intéresse aux forêts boréales, contribuant à une diminution de l'indice foliaire (LAI), validée par les données satellitaires. Néanmoins la diminution du carbone stocké via la NPP est plus faible que la diminution du carbone exporté vers l'atmosphère due à la RH, ce qui contribue à une augmentation du flux net de carbone vers l'écosystème. Enfin, Rothenberg et al. (2012) ont étudié l'impact des éruptions volcaniques sur les flux de carbone sur la période 1870-2000. Ils trouvent également une augmentation du flux net de carbone vers la biosphère, concentrée principalement dans la bande tropicale, accompagnée toutefois d'une grande variabilité spatiale.

4.3.3 Motivations de l'étude

L'étude qui suit se base sur la simulation G4, qui est la simulation la plus réaliste du jeu de simulations de GeoMIP dans le cadre de CMIP5. De plus, cette étude est innovante du fait de la particularité d'étudier la réponse du cycle du carbone dans un cadre multi-modèle. Un objectif original est d'évaluer si l'on peut assimiler cette technique de SRM à une technique de géo-ingénierie de type CDR, en raison de sa capacité à stimuler les puits de carbone à l'instar de ce qui a été récemment suggéré (Keith et al., 2017).

Cette étude se place aussi dans le contexte des accords de Paris (UNFCCC, 2015), dont l'objectif très ambitieux de limiter le réchauffement global en deçà de 1.5°C nécessite de limiter l'accroissement du CO_2 atmosphérique et de fait les émissions anthropiques. Le très récent rapport spécial du GIEC sur le scénario 1.5°C laisse une place aux différentes formes de géo-ingénierie, les techniques de SRM étant notamment étudiées pour éviter de dépasser un certain seuil de réchauffement. L'étude récente de Lawrence et al. (2018) présente également l'état actuel des recherches scientifiques sur l'ensemble des techniques de géo-ingénierie, les replaçant dans le contexte des accords de Paris. Ils jugent qu'en l'état actuel des connaissances, les techniques de géo-ingénierie ne peuvent pas significativement contribuer à atteindre l'objectif en température des accords de Paris. Dans ce contexte, la technique de SRM-SAI capable de limiter l'augmentation de la température globale, mais aussi de potentiellement stimuler les puits de carbone, semble présenter l'atout de limiter simultanément les causes et les conséquences du réchauffement climatique.

4.3.4 *Why Solar Radiation Management cannot be considered as a reliable and sustainable mitigation technique ?*, Environmental Research Letters, Plazzotta et al., in prep

Why Solar Radiation Management cannot be considered as a reliable and sustainable mitigation technique?

Maxime Plazzotta[1]*, Roland Séférian[1], Hervé Douville[1]

[1]Centre National de Recherches Météorologiques, UMR 3589 CNRS/Météo-France, Toulouse, France

*Corresponding author: maxime.plazzotta@meteo.fr

The classification of solar radiation management (SRM) as either an adaptation or a mitigation technique has been debated for almost a decade. SRM can be understood as an adaptation measure to counteract anthropogenic global warming by reducing the flow of solar energy entering the climate system. At the same time, SRM might also be considered as a form of mitigation because of its possible stimulation of natural carbon sinks. However, such a potential has not yet been assessed in regards of genuine carbon dioxide removal (CDR) techniques. Here we quantify the impact of SRM on the global carbon budget using results from experiment G4 of the Geoengineering Model Intercomparison Project (GeoMIP), simulating a continuous stratospheric injection of 5 Tg of sulfur dioxide (SO_2) per year between 2020 and 2069 under the RCP4.5 scenario. We find that 40 ± 19 GtC are furthermore absorbed by natural carbon sinks in response to SRM after 50 years of SRM; 85% into the land biosphere and 15% into the ocean. While each of the six Earth System Models (ESM) used in this study predicts an increase in the net carbon uptake over both land and ocean, a substantial inter-model spread remains on the magnitude of the response. Moreover, the stoppage of SRM after 2070 is shown to release of 8 ± 11 GtC previously stored back to the

atmosphere during the following 20 years, highlighting the transience of the carbon storage induced by the SRM. Therefore, when comparing SRM to CDR in terms of efficiency, cost and sustainability, and given the highlighted uncertainties of the ESM response, we conclude that SRM cannot be considered as an effective mitigation option.

1. Introduction

Due to an increase in carbon dioxide (CO_2) emissions, the global atmospheric CO_2 concentration reached 402.8 ± 0.1 ppm averaged over 2016 (Le Quéré et al., 2018). According to 'Bridging the Emissions Gap Report' (UNEP, 2017), the current global CO_2 emissions are already considerably higher than the required level to halt global warming below 2°C by 2100, with respect to preindustrial level. In order to have reasonable likelihood to limit global warming to well below 2°C, it would probably be necessary to massively deploy global-scale negative emissions technologies (NETs) such as bioenergy carbon capture and storage (Fuss et al., 2014) before the end of the century, and/or to implement alternative geoengineering techniques in order to limit the flow of solar radiation entering the climate system (Parker and Geden, 2016). While NETs are widely accepted as desirable mitigation options, the use of solar radiation management (SRM, also called solar geoengineering or albedo modification) is still debated because it is a remedial option that only aims at limiting the global temperature increase without reducing the atmospheric CO_2 concentration, thereby not addressing all their predicted effects on the Earth system raising serious concerns about the fate of the climate system in case of failure or deliberate termination of SRM.

However, a recent study (Keith et al., 2017) suggests that SRM might be understood as a form of carbon dioxide removal (CDR) technique because of its impacts on the global carbon cycle. This statement is also supported by former studies (Matthews and Caldeira, 2007; Govindasamy et al., 2002; Eliseev, 2012; Keller et al., 2014; Muri et al., 2015; Lauvset et al. 2017) which suggest that SRM is likely to enhance the carbon uptake by both ocean and terrestrial ecosystems. This finding

is based on results of numerical SRM experiments as well as on natural analogues of SRM: major volcanic eruptions (Brovkin et al., 2010; Tjiputra and Ottera, 2011; Rothenberg et al., 2012; MacMartin et al., 2016). In both cases, the same mechanism is at play. Indeed, the global carbon cycle mainly responds to the thermal adjustment of the climate system after a decrease in incoming solar energy (e.g., Cao, 2018). Over land, SRM could cause a decrease in soil respiration driven by a reduction in surface temperature. The difference between photosynthesis and respiration then results in a potential increase of the net carbon uptake. In addition, the ocean carbon sink could also be enhanced because of an increase in CO_2 solubility induced by the cooling of sea surface temperatures. Such impacts remain largely dependent on both experiment set-up (baseline scenario, SRM design) and model formulation, resulting in a wide range of estimated atmospheric CO_2 responses from around 19 GtC (Tjiputra et al., 2016) to 251 GtC (Keller et al., 2014) within about eight decades (see Table 1). Yet, in order to be claimed as an effective CDR or mitigation option, carbon removal must be sustainable. So far, the potential rebound effect of the carbon cycle after stopping SRM has not been much documented and remains very uncertain.

Here, using a set of coordinated experiments from the Geoengineering Model Intercomparison Project (GeoMIP, Kravitz et al., 2011), we assess the impacts of SRM on the global carbon uptake and the potential of SRM to act as a CDR option. To investigate this question, we determine the amount of carbon removal induced by the deployment of SRM across six state-of-the-art Earth System Models (ESMs) using the allowable carbon emission framework (Jones at al., 2013a). The sustainability of this carbon removal after SRM termination is also explored, across the six ESMs over a period of 20 years after SRM termination, and using an extended simulation of 80 years after SRM termination performed with Centre National de Recherches Météorologiques-Earth System Model version 1 (CNRM-ESM1, Séférian et al., 2016).

Previous Studies	Baseline Scenario	Solar Radiation Management Experiment Design			Decrease in incoming insolation	Carbon uptake (GtC)		
		Name	Period (Year)	SRM forcing		**TOTAL**	Ocean	Land
Matthews and Caldeira, 2007	A2 (AR4)	ON_2025	2025-2100	Gradualy reducing the solar constant to balance the radiative forcing from anthropogenic CO_2	-5 $W.m^{-2}$	**233**	NC	NC
Keller et al., 2014	RCP8.5 (AR5)	SRM	2020-2100	Gradualy reducing the solar constant to balance the radiative forcing from anthropogenic CO_2	-5 $W.m^{-2}$	**251**	2	249
Tjiputra et al., 2016	RCP8.5 (AR5)	r85ce1	2020-2100	Linear scaling from 0 times Pinatubo at 2020 up to **2** times Pinatubo by the year 2100	-1 $W.m^{-2}$	**19**	17	2
		r85ce2	2020-2100	Linear scaling from 0 times Pinatubo at 2020 up to **5** times Pinatubo by the year 2100	-2.5 $W.m^{-2}$	**43**	39	4
This study	RCP4.5 (AR5)	G4	2020-2070	Simulating a constant injection of 5 Tg of SO_2 per year (1/4 of Pinatubo eruption)	-1.3 $W.m^{-2}$	**40**	6	34

Table 1. *Impacts of SRM by either stratospheric SO_2 injection or declining incoming solar radiation on net carbon uptake as estimated by several studies. Decrease in incoming solar radiation at surface and cumulative carbon uptake are given at the end of the stratospheric SO_2 injection.*

Section 2 describes the models and the diagnosis used in this study; section 3 shows the results, including the evaluation of the efficiency, the sustainability and the cost of SRM to remove CO_2 out of the atmosphere. Results are further discussed and conclusions are drawn in section 4.

2. Experiment design and methods

2.1. Model simulations

In this study, we use six state-of-the-art ESMs that contributed to CMIP5 and GeoMIP. They all include the carbon cycle as an interactive component. Yet, all simulations are "concentration driven", meaning that the time evolution of atmospheric CO_2 is prescribed for all models according to the CMIP5 recommendations for the historical period and to a representative concentration scenario after 2005 (Taylor et al., 2012). The simulated natural flux of carbon dioxide between land or ocean and the atmosphere allows us to diagnose the anthropogenic CO_2 emissions that are compatible with the prescribed concentration pathway.

We use the RCP4.5 scenario (Van Vuuren et al., 2011) as a baseline for the so-called G4 geoengineering experiment (Kravitz et al., 2011). In this experiment, the SRM deployment assumes a 50-year continuous injection of 5 Tg of SO_2 (¼ of Mount Pinatubo eruption) per year into the stratosphere, from 2020 to 2069. Then, the simulation is extended by 20 years after the 50-year stratospheric SO_2 injection to evaluate the resulting rapid warming. In order to analyze over a longer period the impact of SRM termination, we extend the G4 and RCP4.5 simulations with CNRM-ESM1 from 2070 to 2150. For these extended simulations, the external forcings (concentrations of greenhouse gases and aerosol loading) are still prescribed according to the RCP4.5 scenario. All analyses are based on available monthly model outputs, exploiting 3 realizations for CanESM2, 2 for BNU-ESM, CNRM-ESM1 and HadGEM2-ES, and only 1 for MIROC-ESM and MIROC-ESM-CHEM; ocean model outputs are projected on the regular

atmospheric grid for each model using a nearest neighbor interpolation. Several other interpolation procedures have been tested; they do not affect the results and hence the conclusion of this study.

2.2. Compatible emissions diagnosis

The total anthropogenic carbon storage can be divided into three main reservoirs: atmosphere, ocean, and land biosphere (Equation 1).

$$C_{TOT} = C_{atm} + C_{oce} + C_{land} \quad (1)$$

Allowable carbon emissions (ACE) are defined as the time evolution of the global carbon storage, so the sum of the time evolution of the three reservoirs (Jones et al., 2013a, Equation 2).

$$ACE = \frac{dC_{TOT}}{dt} = \frac{dC_{atm}}{dt} + \frac{dC_{oce}}{dt} + \frac{dC_{land}}{dt} \quad (2)$$

In this study, the SRM impact on ACE is computed as the difference between the baseline scenario (RCP4.5) and the SRM experiment (G4). This is suitable since the atmospheric CO_2 growth rate or the land use change scenario are identical between the two simulations. SRM impacts on ACE can be summarized as the differences in fluxes from the atmosphere to the ocean and to the land biosphere. These two fluxes are calculated following Equations 3 and 4.

$$\frac{dC_{land}}{dt} = \Delta NEP = \Delta\left(NPP - RH\right) = \Delta\left(GPP - RA - RH\right) \quad (3)$$

$$\frac{dC_{oce}}{dt} = \Delta fgCO_2 \quad (4)$$

where NEP represents the net ecosystem production; GPP and NPP are the gross and the net primary production respectively; RH and RA are the heterotrophic and the autotrophic respiration respectively; finally $fgCO_2$ is the CO_2 flux between the ocean and the atmosphere.

2.3. γ diagnosis

In order to assess the transient response of land carbon cycle to SRM, we compute the sensitivity of land carbon fluxes to climate using the carbon-climate feedback framework as described in Friedlingstein et al. (2006). Under this framework, we define γ_{SRM} as the sensitivity of land carbon storage as follows:

$$\gamma_{SRM} = \frac{\sum_{2020}^{2069} \frac{dC_{land}}{dt} dt}{\langle \overline{\Delta T} \rangle_{2050-2069}} \quad (5)$$

γ_{SRM} is defined as the total carbon stored by land over the SRM period normalized by an average cooling over this period. Here we have chosen to deviate from the original carbon-climate feedback analysis published by Friedlingstein et al. (2006) because of the specific nature of the SRM temperature response: we compute γ_{SRM} using an average cooling over 2050-2069 (the last 20 years of the stratospheric SO_2 injection period), when the global mean temperature difference between the G4 and RCP4.5 simulations has reached a steady state.

3. Results

3.1 Efficiency of SRM to remove CO_2 out of the atmosphere

In the G4 experiment, the simulated injection of sulfate stratospheric aerosols leads to increase the planetary albedo, thereby reducing both the incoming solar radiation and the resulting global mean temperature at the Earth's surface. Processes governing the time evolution of the carbon uptake by the ocean and the land biosphere are altered by such changes in surface radiation and temperature. Previous studies have shown that carbon sinks are enhanced and that SRM allows ocean and land to store additional carbon with respect to a baseline scenario (Matthews and Caldeira, 2007; Keller et al., 2014; Tjiputra et al., 2016; see Table 1). Even if the aerosol injection rates are significantly

lower in experiment G4 than in those previous studies, we also find a net increase in oceanic and terrestrial carbon uptake in G4 with respect to RCP4.5 (Fig. 1a). We estimate at 40 ± 19 GtC (± 1 standard deviation) the total additional carbon uptake by land and ocean after 50 years of SRM deployment. It represents around 4 years of global anthropogenic CO_2 emissions at the current rate. The response is mainly driven by the land biosphere which represents 85% of the total uptake, representing 34 ± 17 GtC (± 1 standard deviation) and the remaining 15% (6 ± 4 GtC, ± 1 standard deviation) is attributed to the ocean uptake.

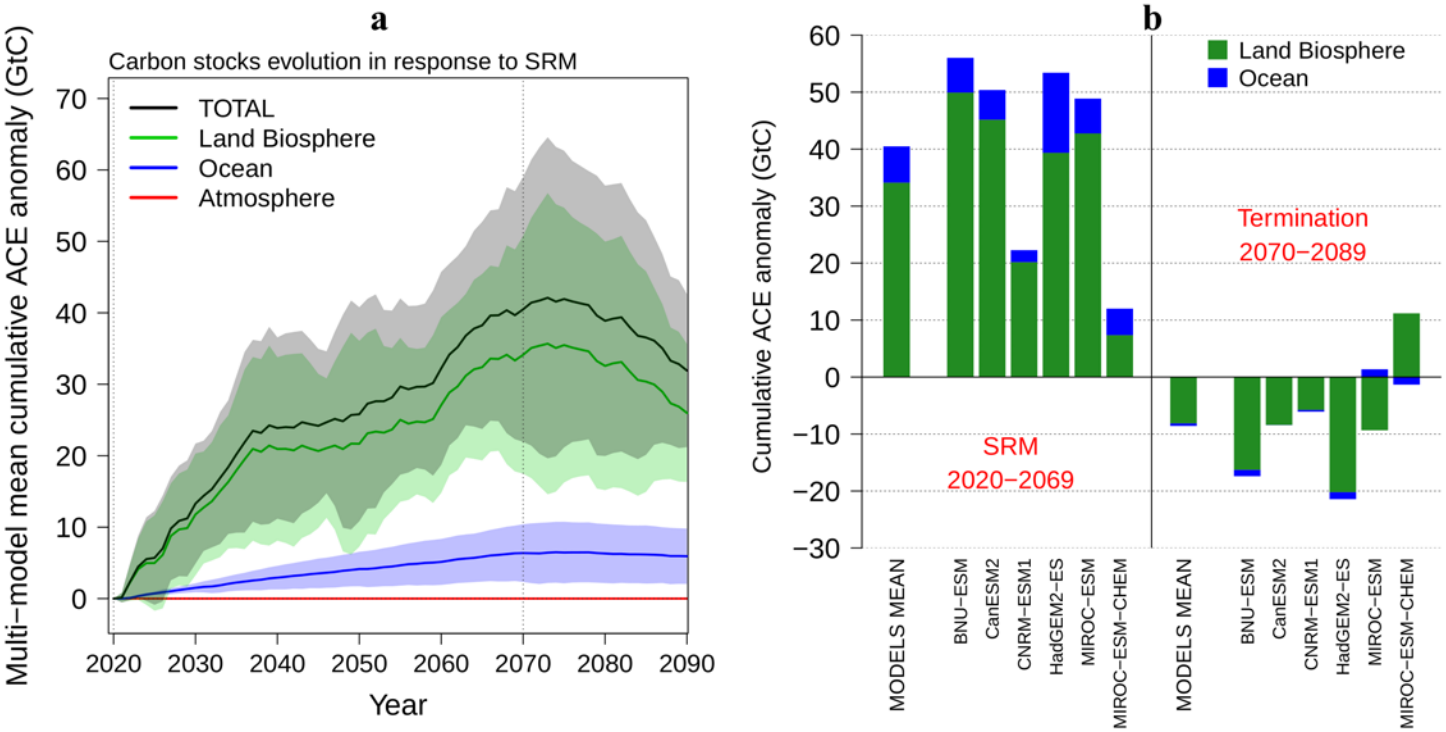


Figure 1. a. *Multi-model cumulative evolution of allowable carbon emissions (ACE) anomaly between G4 and RCP4.5 (black). The evolution of the three different carbon stocks that are atmosphere, ocean and land biosphere are represented in red, blue and green respectively. Note that atmospheric CO_2 growth rate is identical in G4 and RCP4.5 simulations involving no anomaly.* ***S****hadings represent the model spread (± one standard deviation around the ensemble mean). The period of stratospheric SO_2 injection (from the 1rst January 2020 to the 31rst December 2069) is delimited by vertical black dotted lines.* ***b.*** *Bar chart representing G4 minus RCP4.5 differences in cumulative ACE for the multi-model ensemble mean and for each model at the end of the*

stratospheric SO_2 injection (left), and 20 years later (right). Note that termination effect on carbon stocks is given with respect to their values in 2070. Ocean and land anomalies are represented in blue and green respectively.

The capacity of SRM to remove carbon out of the atmosphere is robust across all ESMs, but a large uncertainty is found around the multi-model ensemble mean. The left side in Fig. 1b summarizes the ability of each model to accumulate additional carbon into the two carbon sinks up to 2069 (i.e., the end of the stratospheric SO_2 injection). Two out of the six ESMs stand out from others with cumulative ACE anomalies of 12 and 22 GtC while the other four agree on values from 50 to 60 GtC. Such differences do not affect the proportion of carbon taken up by land versus ocean: all ESMs show that the land biosphere dominates the total carbon uptake in response to SRM.

The enhanced land biosphere carbon uptake absorbs almost 34 ± 17 GtC (± 1 standard deviation), representing 85% of additional ACE. The response of land carbon uptake is generally explained by changes in photosynthetic and respiration processes which both respond to the decrease in incoming solar radiation and surface temperature (Piao et al., 2013). Here the same suite of processes is at play although the amplitude and timing can differ substantially between models.

The ocean carbon uptake amounts to approximately 6 ± 4 GtC (± 1 standard deviation) over the SRM period. This uptake of carbon represents almost 15% of the total ACE increase in response to SRM. The response of the ocean carbon uptake is prominently driven by the change in CO_2 solubility due to the SST cooling in response to SRM (Tjiputra et al., 2016). Because most models capture this process, there is a relatively good agreement between the response of ocean carbon uptake to SRM among the six ESMs.

In line with global average values, the mean spatial distribution of the cumulative ACE anomaly across the ESM ensemble (Fig. 2, top panel) also shows a larger response of the land carbon uptake to SRM than that of the oceans. However, our analysis shows that there is no clear consensus across

models on the sign of the response of the global carbon uptake to SRM. This is especially the case over land where models disagree on the sign of the response. The only noticeable exception is found in the tropics where there is not only a strong response of the land carbon uptake to SRM but also a rather good agreement between the models. On the contrary, there is a broad consensus on the sign of the ocean carbon uptake response to SRM although the response of ocean carbon uptake to SRM remains much smaller than that of the land.

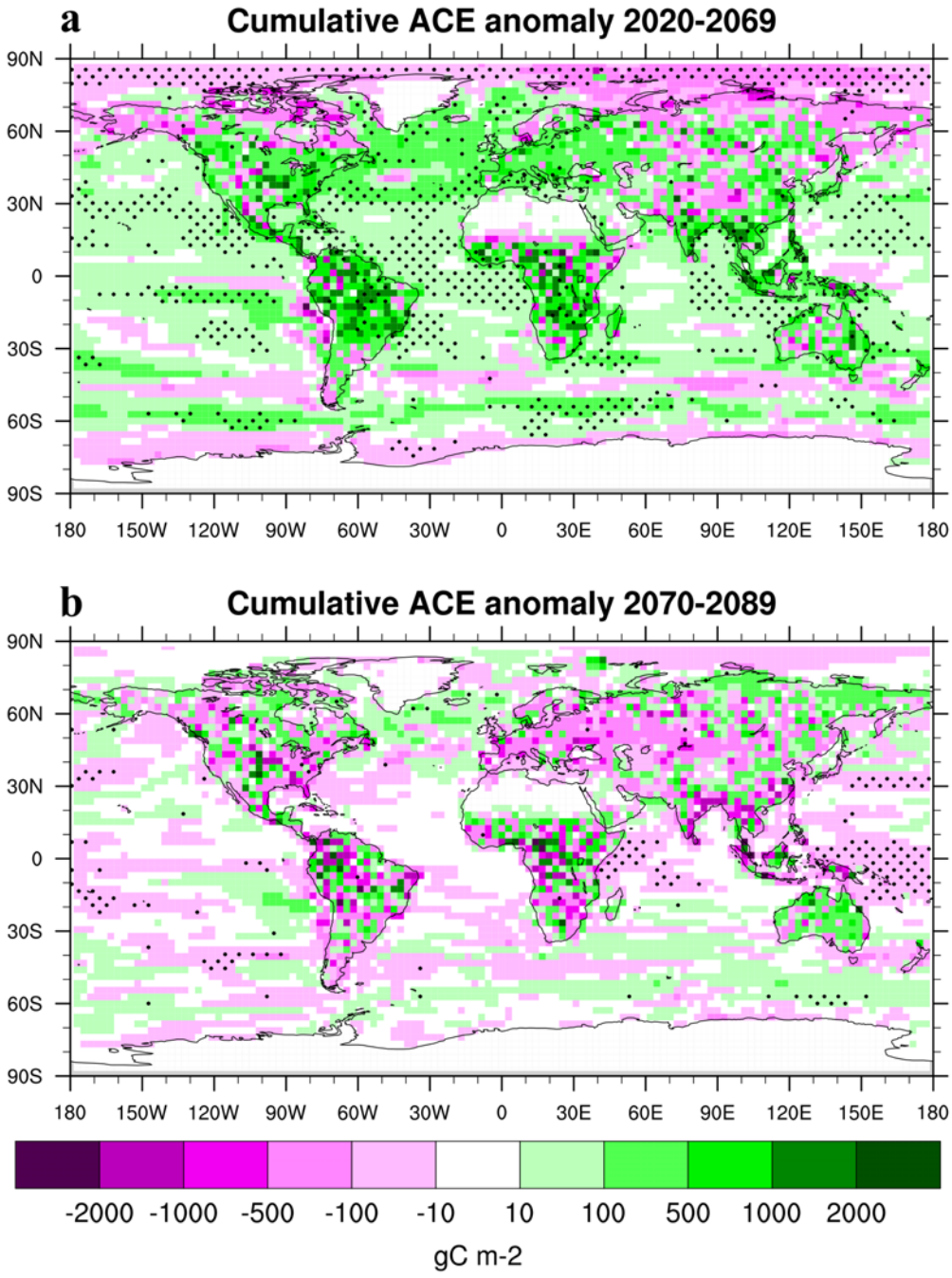


Figure 2. Multi-model maps of changes in additional carbon storage in response to SRM (top)

and after stopping SRM (bottom). a. *The evolution of allowable carbon emissions (ACE) anomaly between G4 and RCP4.5 is cumulated from 2020 to 2069 to evaluate SRM impact on carbon fluxes.* ***b.*** *ACE evolution cumulated from 2070 to 2089 to evaluate termination effect. Stippling indicates where more than 66% of the models (4 out of 6) agree on the sign of the difference.*

To further our analysis and to understand why ESM generally agree on the sign and the magnitude of the ACE in response to SRM, we have split the net carbon uptake in several contributions. This breakdown focuses on the land carbon uptake because it represents up to 85% of the ACE. The response of the gross carbon fluxes (namely, the Gross Primary Production (GPP), the Autotrophic Respiration (RA) and the Heterotrophic Respiration (RH)) to SRM controls the evolution of the land biosphere carbon uptake to SRM evolution (consider hereafter as Net Ecosystem Production, NEP). Our analysis shows that there is a wide diversity of response in gross land carbon fluxes to SRM, which nonetheless leads to a rather good agreement in the response of NEP to SRM (Fig. 3). Depending on models, changes in NEP can be attributed to a single process (decrease in RA for CanESM2, decrease in RH for MIROC-ESM), or results of a competition between two or even three processes (decreases in GPP and RA for CNRM-ESM1, competition between NPP and RH for BNU-ESM and HadGEM2-ES). Finally, MIROC-ESM-CHEM stands out from other models because it shows a drastic reduction in NPP due to a larger decrease in GPP than in RA. For this model, the competition between decreases in NPP and RH leads to a slight increase in NEP when SRM is stopped.

When applying the carbon-climate feedback analysis, we show that the range of γ_{SRM} compares well in sign and magnitude to the range of γ_{CMIP5} (Arora et al., 2013). This broad consistency is prominently explained by the robust response of soil temperature to declining surface temperature. As a consequence, it is likely that other climate drivers, such as precipitation or soil moisture, contribute to the large differences between models.

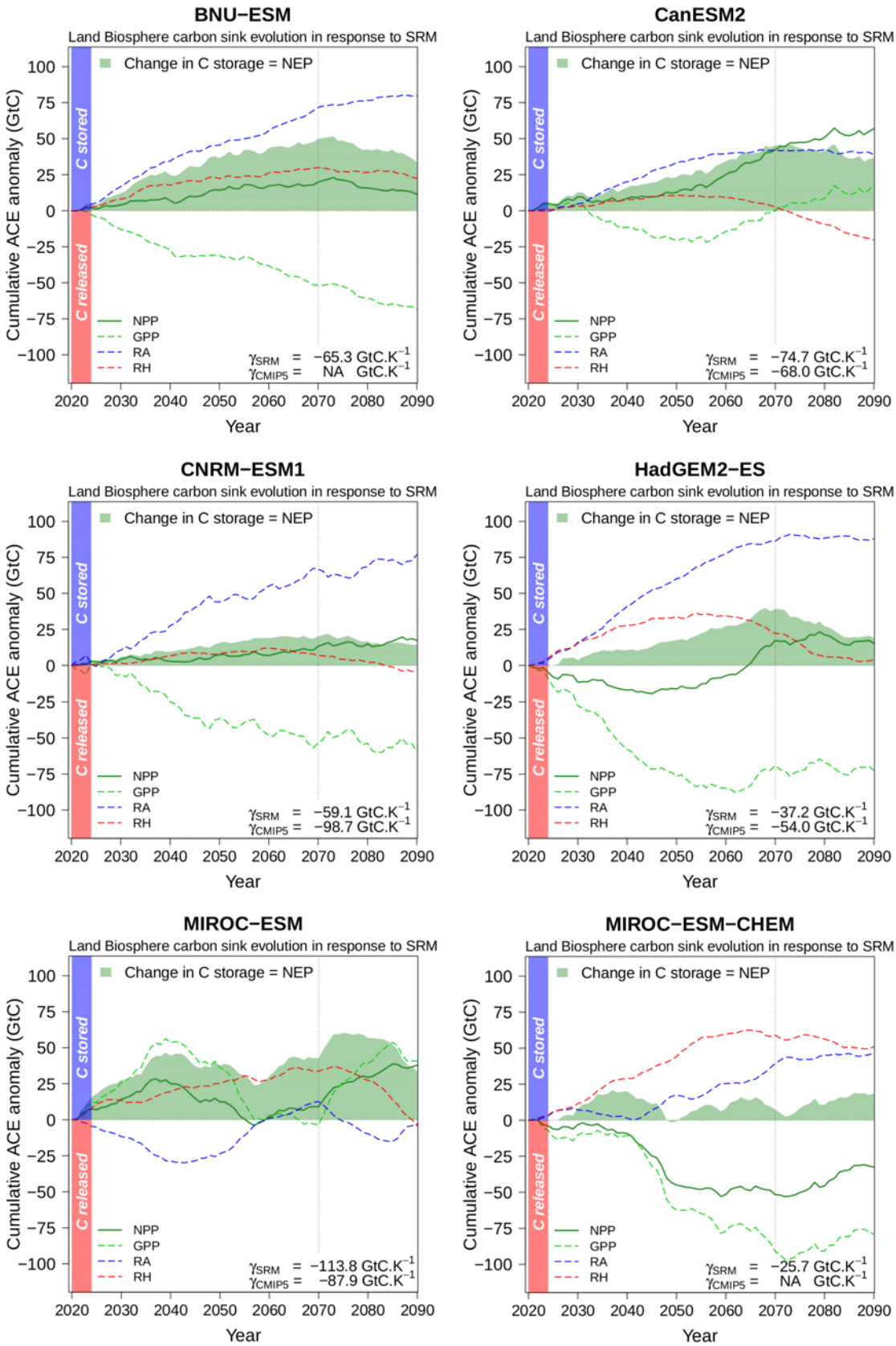

BNU−ESM
Land Biosphere carbon sink evolution in response to SRM
Change in C storage = NEP
C stored
C released
NPP
GPP
RA
RH
γSRM = −65.3 GtC.K−1
γCMIP5 = NA GtC.K−1
Cumulative ACE anomaly (GtC)
Year
CanESM2
Land Biosphere carbon sink evolution in response to SRM
Change in C storage = NEP
γSRM = −74.7 GtC.K−1
γCMIP5 = −68.0 GtC.K−1
CNRM−ESM1
Land Biosphere carbon sink evolution in response to SRM
Change in C storage = NEP
γSRM = −59.1 GtC.K−1
γCMIP5 = −98.7 GtC.K−1
HadGEM2−ES
Land Biosphere carbon sink evolution in response to SRM
Change in C storage = NEP
γSRM = −37.2 GtC.K−1
γCMIP5 = −54.0 GtC.K−1
MIROC−ESM
Land Biosphere carbon sink evolution in response to SRM
Change in C storage = NEP
γSRM = −113.8 GtC.K−1
γCMIP5 = −87.9 GtC.K−1
MIROC−ESM−CHEM
Land Biosphere carbon sink evolution in response to SRM
Change in C storage = NEP
γSRM = −25.7 GtC.K−1
γCMIP5 = NA GtC.K−1

Figure 3. Cumulative evolution of land biosphere fluxes in response to SRM. *A positive value indicates that carbon is stored into land biosphere. Green shade represents net ecosystem production (NEP) evolution that quantifies additional carbon stored into land biosphere. Processes responsible for changes in carbon storage are represented with colored dashed lines: positive values for the green dashed line show an increase in gross primary production (GPP), positive values for the blue and red dashed lines show decreases in autotrophic respiration (RA) and heterotrophic respiration (RH) respectively. Net primary production (NPP) is represented with the dark green line. Note that* γ_{SRM} *as computed from Equation 5 and* γ_{CMIP5} *as reported from Arora et al. (2013) are given at the bottom right for each model (NA signifies not available).*

3.2 Sustainability of SRM to remove CO_2 out of the atmosphere

To be claimed as CDR options, methods able to remove CO_2 out of the atmosphere need to durably store the carbon that has been removed, even decades after stopping their implementation. In the G4 experiment, the stratospheric SO_2 injection is stopped in 2069. As a consequence, incoming solar radiation and surface temperature return to their respective RCP4.5 level within a few years (Jones et al., 2013b; Plazzotta et al., 2018). The corresponding adjustment of the global carbon cycle can thus lead to a reduction in carbon fluxes and stocks as expected from climate-carbon feedbacks (Friedlingstein et al., 2014).

We estimate that 8 ± 11 GtC (± 1 standard deviation) of the additional carbon stored during the 50 years of SRM are released back to the atmosphere during the 20 years following termination (Fig. 1a). Our analysis over the 20 years after the SRM stoppage confirms the previous findings: the land biosphere dominates the global signal, while the ocean plays a minor role. Fig. 1b shows that there is a rather good agreement between models in the sign of the response of land and ocean carbon uptake after SMR termination. Indeed, four out of the six models show a decrease in both land and ocean carbon uptake during the 20 years after stopping SRM. The outliers of this model ensemble

exhibit an increase in either land or ocean carbon sink 20 years after stoppage of the SRM. The spatial distribution is consistent with those uncertainties (Fig. 2, bottom panel), showing even less consensus on termination than the direct SRM impact, which might be partly related to the shorter averaging period and the possible stronger influence of internal climate variability.

In order to further investigate the sustainability of carbon removal attributed to SRM, we have extended the CNRM-ESM1 G4 and RCP4.5 simulations until 2150 (Fig. 4). We estimate that at least 50% of the carbon stored during the 50-year stratospheric SO_2 injection is released back to the atmosphere within the same time scale (50 years). In comparison to the response of land carbon cycle, which continue to release carbon back to the atmosphere decades after decades, it is important to note that the termination effect on oceanic carbon is not as clear. The extended simulation does not provide more further explanation on oceanic response.

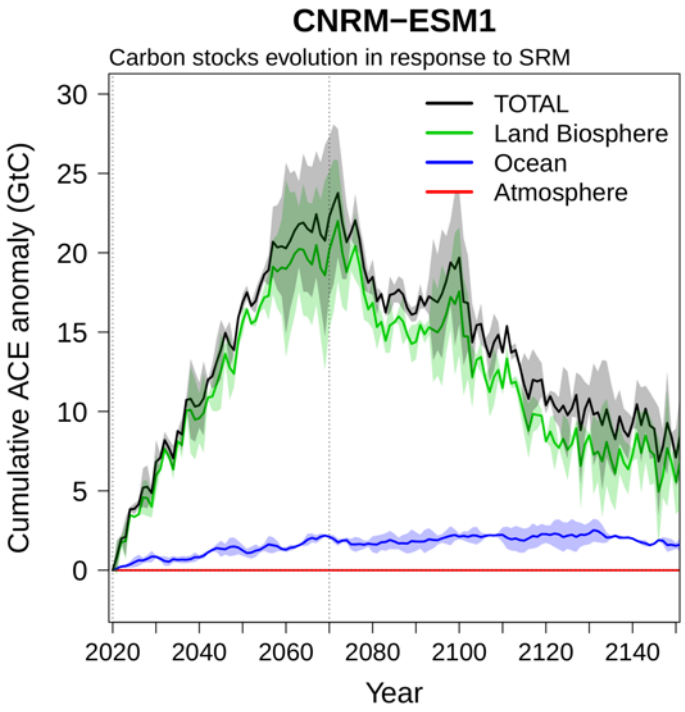


Figure 4. Long-term evolution of cumulative allowable carbon emissions in response to SRM termination. *Evolution of cumulative carbon uptake anomaly (G4 with respect to RCP45) for ocean (blue) and land biosphere (green) and both combined (black) as simulated with CNRM-ESM1 from 2020 to 2150. The stratospheric SO_2 injection spans from the 1rst January 2020 to the 31rst*

December 2069; it is delimited by vertical black dotted lines. Shadings indicate the 1-standard deviation range for the cumulative carbon uptake anomaly as deduced from the 2 ensemble members of CNRM-ESM1.

3.3 Cost of SRM to remove CO_2 out of the atmosphere

In order to further discuss the advantages and shortcomings of SRM as a CDR option, we now propose to evaluate its cost in comparison to other genuine CDR methods (Fig. 5). So far, CDR studies have focused on several methods, among which: bioenergy with carbon capture and storage (BECCS), direct air capture of CO_2 from ambient air by engineered chemical reactions (DAC), enhanced weathering of mineral (EW), afforestation and reforestation to fix carbon in biomass and soils (AR).

In comparison, SRM methods (in particular by stratospheric aerosol injection) remain attractive due to the induced rapid surface cooling and, thereby, the possibility to avoid harmful impacts of global warming. This is also considered as a relatively cheap technique compared to the potential cost of global warming. The annual cost for delivery systems based on aircraft designs is estimated to be $2-8B to deliver 5 Mt to 20-30km (McClellan et al., 2012). We have also estimated that along the 50-year implementation of SRM, natural carbon sinks are stimulated and able to store 40 GtC (around 0.8 GtC y^{-1}), leading to a normalized cost of 2.5-10 B$ per GtC.

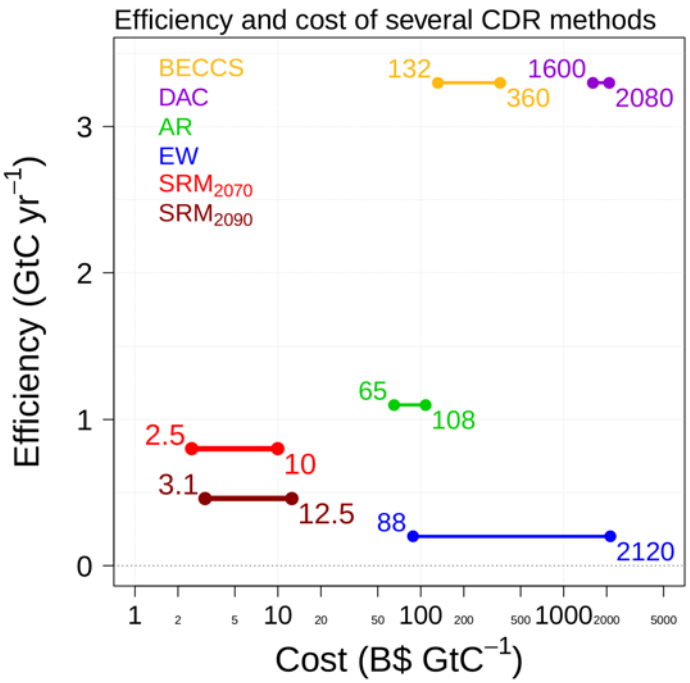


Figure 5. Comparison of several CDR methods in term of efficiency (in GtC per year) and cost (in B$ per GtC). *Four methods are presented: bioenergy with carbon capture and storage (BECCS, yellow), direct air capture (DAC, purple), enhanced weathering (EW, blue) and afforestation and reforestation (AR, green). Efficiency and cost of each CDR option are taken from Smith et al. (2016). In comparison, SRM efficiency to remove carbon from the atmosphere is evaluated just after stopping SRM in 2070, and 20 years later in 2090 (in red and dark-red, respectively). Cost estimation of SRM is taken from McClellan et al. (2012).*

Contrary to the genuine CDR methods whose purpose is only to remove carbon from the atmosphere, SRM primarily intends to reduce the global mean surface temperature. SRM efficiency to remove atmospheric carbon dioxide is therefore a side effect resulting from climate-carbon feedbacks rather than a deliberate objective. By contrast, Smith et al. (2016) have implemented CDR scenarios consistent with a 2°C global warming target. In this study the authors have estimated that, to be consistent with this target, an annual amount of 3.3 GtC has to be removed from the atmosphere in order to reach atmospheric CO2 concentrations between 430-480 ppm. Two out of the four CDR methods are able to reach this goal: BECCS and DAC. For other CDR methods

which are not able to meet the same level of removals, the recent literature is used to give mean levels. So far, AR and EW are able to remove respectively 1.1 and 0.2 GtC y^{-1}. Fig. 5 shows that SRM compares well to various CDR methods implemented in most integrated assessment models when comparing carbon removal potential versus cost, supporting the claim that SRM can be understood as a possible mitigation option. Yet, this comparison is questioned when considering the fact that the carbon removal induced by SRM is not sustainable because of the rebound effect. Our evaluation across six ESMs suggests that SRM efficiency is reduced by at least 40% (from 0.80 to 0.46 GtC y^{-1}) when considering the impact of the SRM termination on carbon uptake. Reducing the total carbon stored from 40 GtC to 32 GtC implies also to increase the normalized cost of SRM to 3.1-12.5 B$ GtC^{-1}.

4. Discussion

At first glance, SRM can be understood as a form CDR through its ability to stimulate natural carbon sinks, in proportions comparable to the rate of CO_2 removal expected from the main deliberate CDR methods (Fig. 5). However, several important considerations lead to the opposite conclusion; that is SRM cannot be understood as a reliable and sustainable mitigation option.

A first consideration arises from the fact that important uncertainties remain in the current understanding of driving processes governing the global carbon cycle response to SRM. Indeed, our analyses show substantial inter-model differences in terms of GPP and RA. In comparison, models agree on the response of RH which is mostly driven by the induced surface cooling (Fig. 3). In addition to these uncertainties, several key processes are missing in the current generation of ESMs. On the one hand, SRM is expected to modify the ratio between diffuse and direct radiation, leading to an enhancement of photosynthesis and hence greater gross uptake of carbon by vegetation. On the other hand, SRM is expected to reduce total incoming solar radiation, thereby decreasing the amount of photosynthetically available radiation for photosynthesis and leading to a decrease in

gross carbon uptake by vegetation (e.g., Ramachandran et al., 2000). These two competing effects on photosynthesis can ultimately cancel each other so that the net land-biosphere response to SRM remains very uncertain. Furthermore, the availability of water and nutrients can be modified under SRM, also impacting the effectiveness of the land biosphere carbon sink (e.g., Glienke et al., 2015; Muri et al., 2015).

Besides, there are also large uncertainties about how the carbon cycle will adjust after SRM termination. Although models agree in terms of temperature change following termination, our results show large uncertainties in the associated change in allowable carbon emissions. Indeed, 20 years after stopping SRM, most models show a release in average 8 ± 11 GtC of the carbon previously removed out of the atmosphere. Most of the release is attributed to the land biosphere whereas the ocean adjustment can be either a source or a sink of carbon after termination. The extended simulation with CNRM-ESM1 confirms the early response deduced from the multi-model ensemble and shows that more than 50% of the carbon stored into the land biosphere sink is released back to the atmosphere within a characteristic time of 50 years. The carbon removal induced by SRM is transient and time scales are very smaller than the sustainable geological storage used in most CDR methods (geological time scale of around 10000 years). This being said, SRM remains an effective strategy to counteract global warming and can be seen as a remedial measure in a situation where the mitigation of greenhouse gas emissions would fail or be insufficient to avoid harmful or irreversible impacts on human societies.

References

Arora, V. K., Boer, G. J., Friedlingstein, P., Eby, M., Jones, C. D., Christian, J. R., ... & Hajima, T. (2013). Carbon–concentration and carbon–climate feedbacks in CMIP5 Earth system models. *Journal of Climate*, *26*(15), 5289-5314.

Brovkin, V., Lorenz, S. J., Jungclaus, J., Raddatz, T., Timmreck, C., Reick, C. H., ... & Six, K. (2010). Sensitivity of a coupled climate-carbon cycle model to large volcanic eruptions during the last millennium. *Tellus B*, *62*(5), 674-681.

Cao, L. (2018). The Effects of Solar Radiation Management on the Carbon Cycle. *Current Climate Change Reports*, 1-10.

Eliseev, A. V. (2012). Climate change mitigation via sulfate injection to the stratosphere: impact on the global carbon cycle and terrestrial biosphere. *Atmospheric and Oceanic Optics*, *25*(6), 405-413.

Friedlingstein, P., Cox, P., Betts, R., Bopp, L., von Bloh, W., Brovkin, V., ... & Bala, G. (2006). Climate–carbon cycle feedback analysis: results from the C4MIP model intercomparison. *Journal of climate*, *19*(14), 3337-3353.

Friedlingstein, P., Meinshausen, M., Arora, V. K., Jones, C. D., Anav, A., Liddicoat, S. K., & Knutti, R. (2014). Uncertainties in CMIP5 climate projections due to carbon cycle feedbacks. *Journal of Climate*, *27*(2), 511-526.

Fuss, S., Canadell, J. G., Peters, G. P., Tavoni, M., Andrew, R. M., Ciais, P., ... & Le Quéré, C. (2014). Betting on negative emissions. *Nature Climate Change*, *4*(10), 850-853.

Glienke, S., Irvine, P. J., & Lawrence, M. G. (2015). The impact of geoengineering on vegetation in experiment G1 of the GeoMIP. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, *120*(19).

342 Govindasamy, B., Thompson, S., Duffy, P. B., Caldeira, K., & Delire, C. (2002). Impact of
343 geoengineering schemes on the terrestrial biosphere. *Geophysical Research Letters*, *29*(22).

344 Jones, C., Robertson, E., Arora, V., Friedlingstein, P., Shevliakova, E., Bopp, L., ... & Liddicoat, S.
345 (2013a). Twenty-first-century compatible CO2 emissions and airborne fraction simulated by CMIP5
346 earth system models under four representative concentration pathways. *Journal of Climate*, *26*(13),
347 4398-4413.

348 Jones, A., Haywood, J. M., Alterskjær, K., Boucher, O., Cole, J. N., Curry, C. L., ... & Moore, J. C.
349 (2013b). The impact of abrupt suspension of solar radiation management (termination effect) in
350 experiment G2 of the Geoengineering Model Intercomparison Project (GeoMIP). *Journal of*
351 *Geophysical Research: Atmospheres*, *118*(17), 9743-9752.

352 Keith, D. W., Wagner, G., & Zabel, C. L. (2017). Solar geoengineering reduces atmospheric carbon
353 burden. *Nature Climate Change*, *7*(9), 617.

354 Keller, D. P., Feng, E. Y., & Oschlies, A. (2014). Potential climate engineering effectiveness and
355 side effects during a high carbon dioxide-emission scenario. *Nature communications*, *5*.

356 Kravitz, B., Robock, A., Boucher, O., Schmidt, H., Taylor, K. E., Stenchikov, G., & Schulz, M.
357 (2011). The geoengineering model intercomparison project (GeoMIP). *Atmospheric Science Letters*,
358 *12*(2), 162-167.

359 Lauvset, S. K., Tjiputra, J., & Muri, H. (2017). Climate engineering and the ocean: effects on
360 biogeochemistry and primary production. *Biogeosciences*, *14*(24), 5675.

361 Le Quéré, C., Andrew, R. M., Friedlingstein, P., Sitch, S., Pongratz, J., Manning, A. C., ... & Boden,
362 T. A. (2018). Global carbon budget 2017. *Earth System Science Data Discussions*, *10*(1), 405.

363 MacMartin, D. G., Kravitz, B., Long, J., & Rasch, P. J. (2016). Geoengineering with stratospheric

aerosols: What do we not know after a decade of research?. *Earth's Future*, *4*(11), 543-548.

Matthews, H. D., & Caldeira, K. (2007). Transient climate–carbon simulations of planetary geoengineering. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, *104*(24), 9949-9954.

McClellan, J., Keith, D. W., & Apt, J. (2012). Cost analysis of stratospheric albedo modification delivery systems. *Environmental Research Letters*, *7*(3), 034019.

Muri, H., Niemeier, U., & Kristjánsson, J. E. (2015). Tropical rainforest response to marine sky brightening climate engineering. *Geophysical Research Letters*, *42*(8), 2951-2960.

Parker, A., & Geden, O. (2016). No fudging on geoengineering. *Nature Geoscience*, *9*(12), 859.

Piao, S., Sitch, S., Ciais, P., Friedlingstein, P., Peylin, P., Wang, X., ... & Huntingford, C. (2013). Evaluation of terrestrial carbon cycle models for their response to climate variability and to CO2 trends. *Global Change Biology*, *19*(7), 2117-2132.

Plazzotta, M., Séférian, R., Douville, H., Kravitz, B., & Tjiputra J. (2018). Land surface cooling induced by sulfate geoengineering constrained by major volcanic eruptions. *Geophysical Research Letters*, https://doi.org/10.1029/2018GL077583

Ramachandran, S., Ramaswamy, V., Stenchikov, G. L., & Robock, A. (2000). Radiative impact of the Mount Pinatubo volcanic eruption: Lower stratospheric response. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, *105*(D19), 24409-24429.

Rothenberg, D., Mahowald, N., Lindsay, K., Doney, S. C., Moore, J. K., & Thornton, P. (2012). Volcano impacts on climate and biogeochemistry in a coupled carbon–climate model.

Séférian, R., Delire, C., Decharme, B., Voldoire, A., y Melia, D. S., Chevallier, M., ... & Douville, H. (2016). Development and evaluation of CNRM Earth system model–CNRM-ESM1.

Geoscientific Model Development, *9*(4), 1423-1453.

Smith, P., Davis, S. J., Creutzig, F., Fuss, S., Minx, J., Gabrielle, B., ... & Van Vuuren, D. P. (2016). Biophysical and economic limits to negative CO2 emissions. *Nature Climate Change*, *6*(1), 42-50.

Taylor, K. E., Stouffer, R. J., & Meehl, G. A. (2012). An overview of CMIP5 and the experiment design. *Bulletin of the American Meteorological Society*, *93*(4), 485-498.

Tjiputra, J. F., & Otterå, O. H. (2011). Role of volcanic forcing on future global carbon cycle. *Earth System Dynamics*, *2*(1), 53-67.

Tjiputra, J. F., Grini, A., & Lee, H. (2016). Impact of idealized future stratospheric aerosol injection on the large-scale ocean and land carbon cycles. *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences*, *121*(1), 2-27.

UNEP (2017). The Emissions Gap Report 2017. United Nations Environment Programme (UNEP), Nairobi.

Van Vuuren, D. P., Edmonds, J., Kainuma, M., Riahi, K., Thomson, A., Hibbard, K., ... & Masui, T. (2011). The representative concentration pathways: an overview. *Climatic change*, *109*(1-2), 5.

Acknowledgments

This work was supported by Météo-France, CNRS and CERFACS. We particularly acknowledge the support of the team in charge of the CNRM-CM climate model. Supercomputing time was provided by the Météo-France/DSI supercomputing center. Data are published thanks to the ESGF and IS-ENES2 projects. We also acknowledge the World Climate Research Programme's Working Group on Coupled Modelling, which is responsible for CMIP and GeoMIP. This work was

406 supported by the H2020 project CRESCENDO “Coordinated Research in Earth Systems and
407 Climate: Experiments, kNowledge, Dissemination and Outreach” which received funding from the
408 European Union’s Horizon 2020 research and innovation programme under grant agreement No
409 641816. We are grateful to the modeling groups and developers for their assistance and for
410 producing and making available their model outputs to be used in this study.

4.3.5 Conclusions principales de l'étude

Dans cette étude, nous avons étudié la réponse du cycle du carbone à la SRM-SAI dans le cadre de l'expérience G4 de GeoMIP. L'ensemble des modèles simule une augmentation de la quantité de carbone stockée dans l'océan et la biosphère continentale. En moyenne, ils estiment à 40 GtC la quantité additionnelle stockée durant les 50 années de la SAI, avec une incertitude de 19 GtC (± un écart-type). Cela représente environ 4 années d'émissions anthropiques de CO_2, si on se réfère au taux d'émission actuel (Le Quéré et al., 2018). Les deux puits de carbone ne sont pas stimulés dans les mêmes proportions, puisque la biosphère continentale est responsable de 85 % du carbone total additionnel stocké. Cette capacité de la SRM à stimuler les puits de carbone peut être vue comme une forme de CDR, mais la non pérennité de ce stockage après l'arrêt de la SAI en 2070 n'est pas en accord avec la définition intrinsèque des techniques de CDR. Néanmoins, la simulation ne semble pas assez longue pour étudier de manière complète l'impact de l'effet rebond en température sur le cycle du carbone. La simulation longue effectuée avec le modèle CNRM-ESM1 laisse toutefois penser qu'au moins 80 % du carbone accumulé durant les 50 années de géo-ingénierie serait relâché vers l'atmosphère après l'arrêt des injections. Une étude multi-modèle plus longue permettrait de mieux comprendre la réponse du cycle du carbone à l'arrêt de la SRM. Enfin, la forte incertitude entre les modèles quant à la réponse du cycle du carbone, notamment concernant les différents processus influençant le flux net de carbone vers la biosphère continentale, suggère que les études utilisant un unique modèle de climat sont à considérer avec beaucoup de précaution.

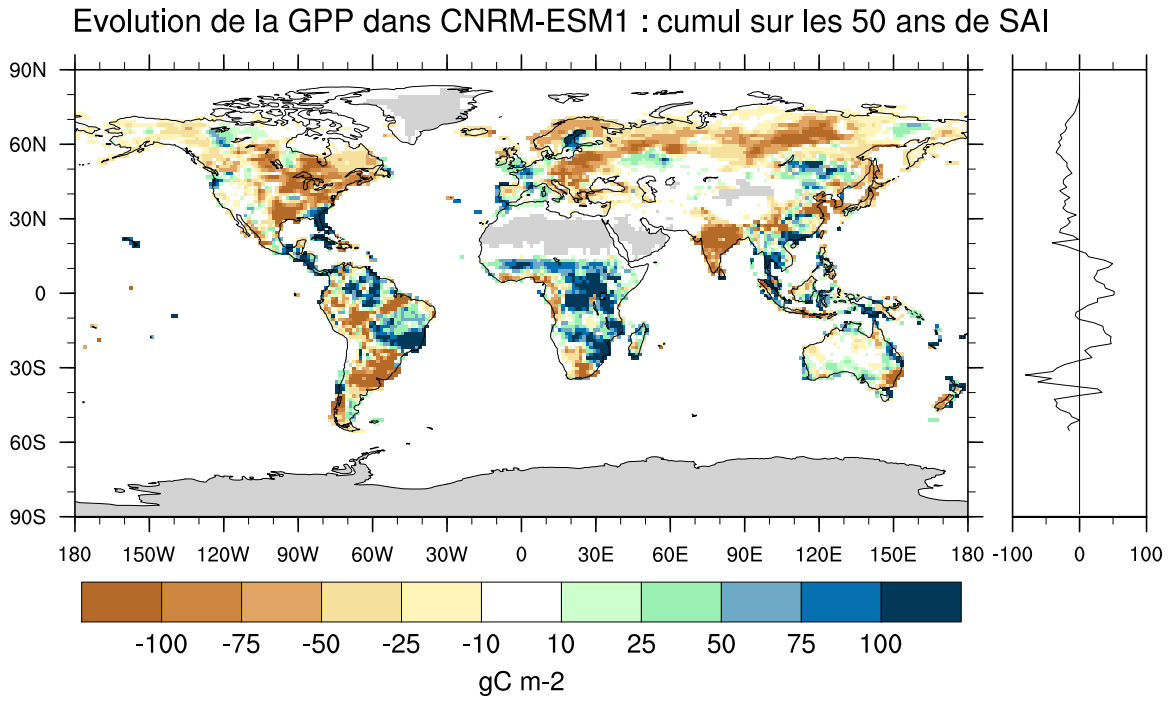


Figure 4.2 – Impact de la simulation G4 sur la GPP dans CNRM-ESM1, en moyenne sur les deux réalisations utilisées. La figure présente le cumul sur la période de SAI, de 2020 à 2069.

À partir de l'implémentation de la SAI en 2020, cinq modèles sur six simulent une diminution de la GPP (Figure 3 de l'article). Cette tendance semble à l'inverse du résultat attendu d'après l'étude de Mercado et al. (2009) sur le rôle du rayonnement diffus sur la photosynthèse. La Figure 4.2 présente la réponse de la GPP sur la période de SAI pour le modèle CNRM-ESM1. La tendance extra-tropicale est à la baisse, tandis que la GPP des forêts tropicales augmente comme le justifie la moyenne zonale. Il y a concomitamment une baisse de température, une diminution de l'éclairement solaire avec déstabilisation de la proportion du rayonnement direct et du rayonnement diffus, ainsi qu'une modification du régime de précipitations et donc de ressource en eau.

Dans ces conditions, il est difficile d'attribuer l'augmentation de la GPP tropicale à l'augmentation de la proportion du rayonnement diffus par rapport au rayonnement direct. La version du modèle du CNRM utilisée pour cette étude (CNRM-ESM1) ne prenait pas en compte cette distinction et ne représentait donc pas la diminution de la GPP. Il sera intéressant d'analyser la réponse de la GPP avec CNRM-ESM2-1 qui est pourvu d'un schéma de transfert radiatif capable de distinguer le rayonnement direct du rayonnement diffus.

Le processus photosynthétique est complexe et sa représentation dans les modèles nécessite certaines simplifications. Par exemple, l'énergie réellement utile à la photosynthèse ne concerne pas l'intégralité du spectre d'émission du soleil, mais utilise seulement une partie du rayonnement visible. Cette proportion du rayonnement est définie par le terme "rayonnement photosynthétiquement actif", identifiable par son acronyme anglais **PAR**. Dans le modèle du CNRM, cette fraction du rayonnement utilisé pour simuler la photosynthèse est fixée (temporellement et spatialement) à la valeur **0.48**. Or, le rayonnement solaire est discrétisé en six bandes spectrales dont trois se situent dans le domaine visible. J'ai donc implémenté dans le modèle du CNRM un paramètre PAR interactif, évolutif temporellement mais surtout spatialement. La description de ce développement ainsi que l'impact sur la GPP et sur d'autres paramètres sont disponibles en Annexe C.

Modèle	**GPP**	**RA**	**RH**	**NPP**	**NEP**
BNU-ESM	-51.7	-71.7	-29.9	20.0	49.9
CanESM2	0.1	-42.3	-2.8	42.4	45.2
CNRM-ESM1	-53.4	-66.7	-6.9	13.3	20.2
HadGEM2-ES	-69.0	-86.2	-22.2	17.2	39.4
MIROC-ESM	-3.6	-12.7	-33.7	9.1	42.8
MIROC-ESM-CHEM	-91.0	-39.4	-58.8	-51.6	7.4

Tableau 4.1 – Valeurs des anomalies des différents flux de carbone intégrés sur la période de SAI (2020-2069) en réponse à la simulation G4. La production primaire brute (GPP), la respiration autotrophique (RA), la respiration hétérotrophique (RH) sont données en **GtC**. La production primaire nette (NPP) représente l'anomalie entre la GPP et la RA, à laquelle on retranche la RH pour aboutir à la production nette de l'écosystème (NEP).

4.4 Comment appréhender les incertitudes des modèles : retour sur les processus

Bien que la totalité des modèles utilisés dans cette étude simule une stimulation des deux puits de carbone, les processus responsables de ce stockage additionnel par rapport au scénario de référence varient fortement d'un modèle à l'autre. Compte tenu de la prépondérance du rôle de la biosphère continentale, et surtout de l'incertitude de la réponse des modèles sur le flux net associé, je propose de détailler les différents processus photosynthétique et de respirations simulés sur les surfaces continentales : le Tableau 4.1 présente les valeurs cumulées de ces flux bruts sur la période 2020-2070. Si les modèles sont d'accord sur le signe de la réponse de la NEP à la SAI, il n'y a aucun accord sur le/les processus pilotant ce changement de NEP. Pour illustrer cela, prenons en exemple trois modèles ayant des comportements très différents.

Pour BNU-ESM, la forte décroissance de la RA est en partie balancée par la décroissance de la GPP menant à une augmentation de la NPP. La diminution de la RH tend également à augmenter la NEP. Ces mêmes flux cumulés pour CanESM2 montrent que 94 % de l'augmentation de la NEP est imputée à la diminution de RA, le rôle de la GPP et de la RH à l'échelle globale étant quasi-inexistant. Troisième exemple : MIROC-ESM-CHEM diffère grandement des autres modèles, puisque c'est le seul pour lequel la NPP cumulée sur la période de géo-ingénierie est négative. Il y a alors compétition entre la diminution de la NPP et la diminution de la RH, ce qui mène à une modification faible de la NEP, mais toutefois positive.

Modèles linéaires : quels paramètres physiques pilotent les changements de flux bruts de carbone ?

À partir de méthodes statistiques, j'ai déterminé quels paramètres physiques sont responsables de la structure spatiale des changements des trois flux bruts (GPP, RA, RH) pour chaque modèle. J'ai sélectionné deux zones géographiques distinctes afin d'évaluer au mieux le comportement de chaque modèle dans différentes conditions. La première se situe dans la bande tropicale, entre les latitudes 30°S et 20°N, où l'on avait noté une tendance à l'augmentation de la GPP sur la Figure 4.2. La deuxième zone se situe sous nos latitudes, entre 20°N et 60°N, où la biodiversité a un comportement sensiblement différent des forêts tropicales. Pour chaque point de grille continental, j'ai établi les moyennes de chaque paramètre sur la période 2050-2069.

Dans le modèle linéaire que j'ai créé, j'ai tenté d'expliquer la réponse de la GPP, de la RA et de la RH à partir de 3 drivers : les variations en réponse à la SAI des trois paramètres étudiés dans le Chapitre 3, à savoir le rayonnement SWcs, la température de surface T et les précipitations PR. Dans un premier temps, j'ai pris le soin d'inclure dans le modèle linéaire deux autres paramètres, à savoir les climatologies de précipitations et de température, mais leur part de responsabilité dans la variation des flux bruts de carbone était marginale. Le modèle linéaire est décrit par l'équation suivante pour la GPP, et est décliné de la même façon pour la RA et la RH. Il vise à expliquer la variabilité spatiale des anomalies de GPP, de RA et de RH :

$$\frac{\Delta GPP}{\sigma_{GPP}} = \alpha_T \frac{\Delta T}{\sigma_T} + \alpha_{PR} \frac{\Delta PR}{\sigma_{PR}} + \alpha_{SWcs} \frac{\Delta SWcs}{\sigma_{SWcs}}$$

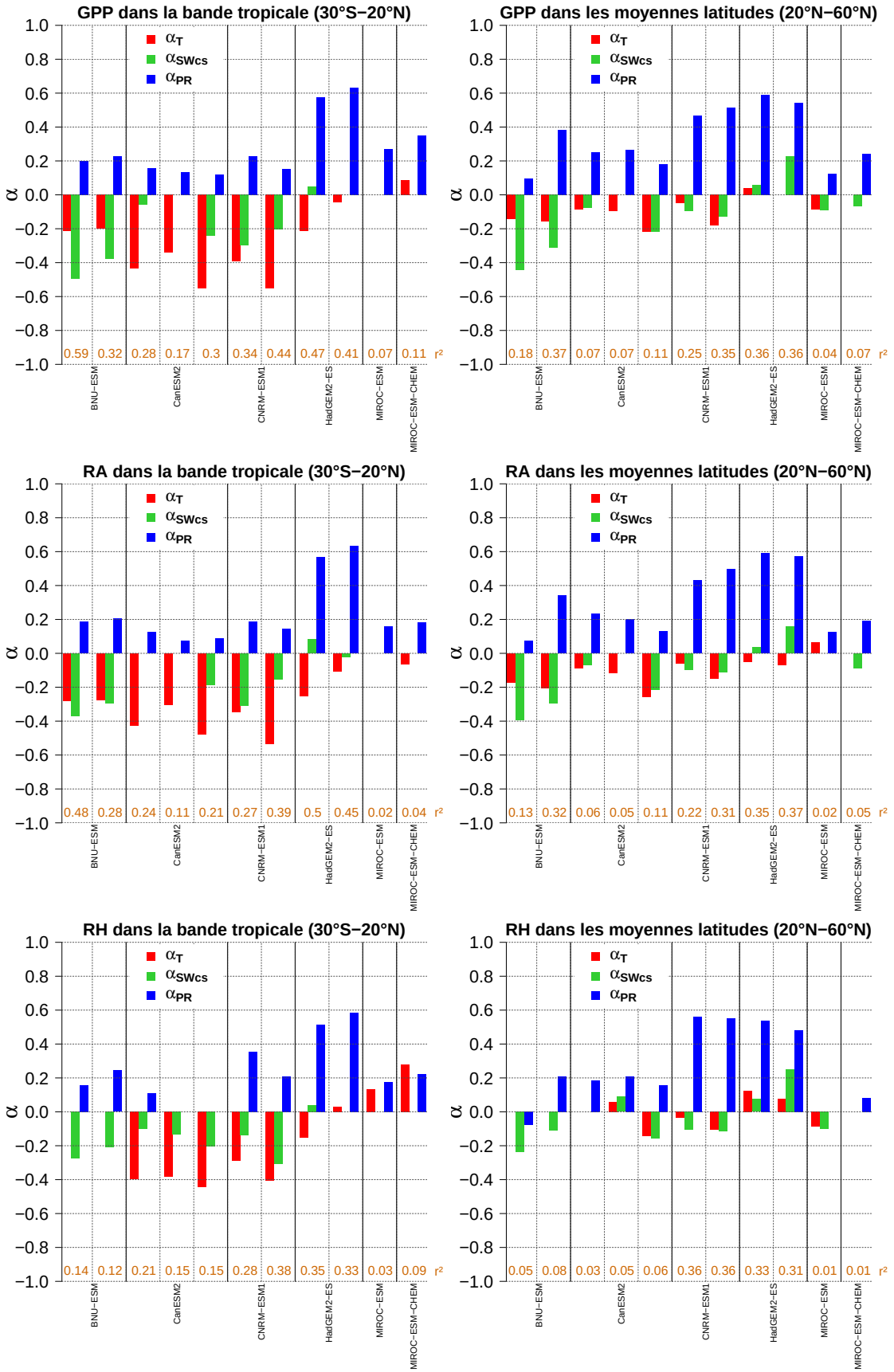


Figure 4.3 – Valeurs des paramètres α pour expliquer les variations de GPP (haut), RA (milieu) et RH (bas), pour la bande tropicale (gauche) et les latitudes moyennes de l'hémisphère nord (droite). Les coefficients de corrélation sont indiqués en orange pour chaque réalisation de chaque modèle.

Une fois le modèle linéaire établi, un algorithme permet de déterminer quel modèle linéaire est le plus vraisemblable, en minimisant le critère d'information d'Akaike (Akaike, 1974). Les coefficients alpha peuvent ainsi être déterminés, et afin de pouvoir les comparer, on peut noter dans l'équation que j'ai normalisé chaque paramètre par son écart-type.

La Figure 4.3 résume pour chaque modèle et chaque réalisation la valeur des coefficients α du modèle linéaire optimisé, dans la bande tropicale (30°S-20°N, à gauche) et les latitudes moyennes de l'hémisphère nord (20°N-60°N, à droite). On remarque que certains coefficients peuvent prendre une valeur nulle, la variabilité spatiale de la réponse de la GPP n'est alors pas statistiquement liée au paramètre associé. Les modèles linéaires obtenus pour les deux modèles de climat japonais MIROC-ESM et MIROC-ESM-CHEM (les plus à droites sur les figures) ne sont pas statistiquement significatifs ($r^2 < 0.11$ pour les deux modèles, les trois paramètres, et les deux secteurs considérés). Ceci s'explique par le signal sur la GPP, la RA et la RH pour ces modèles (Figure 4.4), probablement très fortement influencé par le modèle de surface et dont la non-linéarité spatiale ne permet pas d'expliquer les variations par un pattern de changement de température ou de rayonnement par exemple.

Pour tous les autres modèles de climat, on peut constater que la variation des trois flux de carbone est expliquée majoritairement par le refroidissement dans la zone tropicale, et par la modification des précipitations pour les latitudes moyennes de l'hémisphère nord. Seul le modèle HadGEM2-ES diverge des autres avec une importance des changements de précipitations dans la zone tropicale. Dans tous les cas, les variations du rayonnement SWcs jouent un rôle mineur, les modifications de PR impactent positivement les flux (si augmentation des précipitations, cela augmente les différents flux), à l'inverse de la température qui est anti-corrélée avec la GPP, la RA et la RH. L'étude de ces modèles linéaires montre que la réponse de la GPP à la SAI est une agrégation très incertaine de réponses régionales à certains paramètres clés. D'autres prédictants peuvent impacter les flux de carbone continentaux : c'est par exemple le cas cas de la ressource en eau du sol, qui peut impacter régionalement le flux de carbone. L'étude récente de Humphrey et al. (2018) basée sur des observations satellitaires a montré l'impact de l'assèchement des sols sur l'augmentation de la croissance atmosphérique en CO_2, isolé de l'effet de la température sur les flux. De plus, ils soulignent l'importance des fluctuations interannuelles du contenu en eau du sol sur le puits de carbone continental, et de la sous-estimation dans les modèles système Terre de cette limitation du cycle du carbone par la ressource en eau, justifiant la forte interaction existante entre le cycle du carbone et le cycle hydrologique.

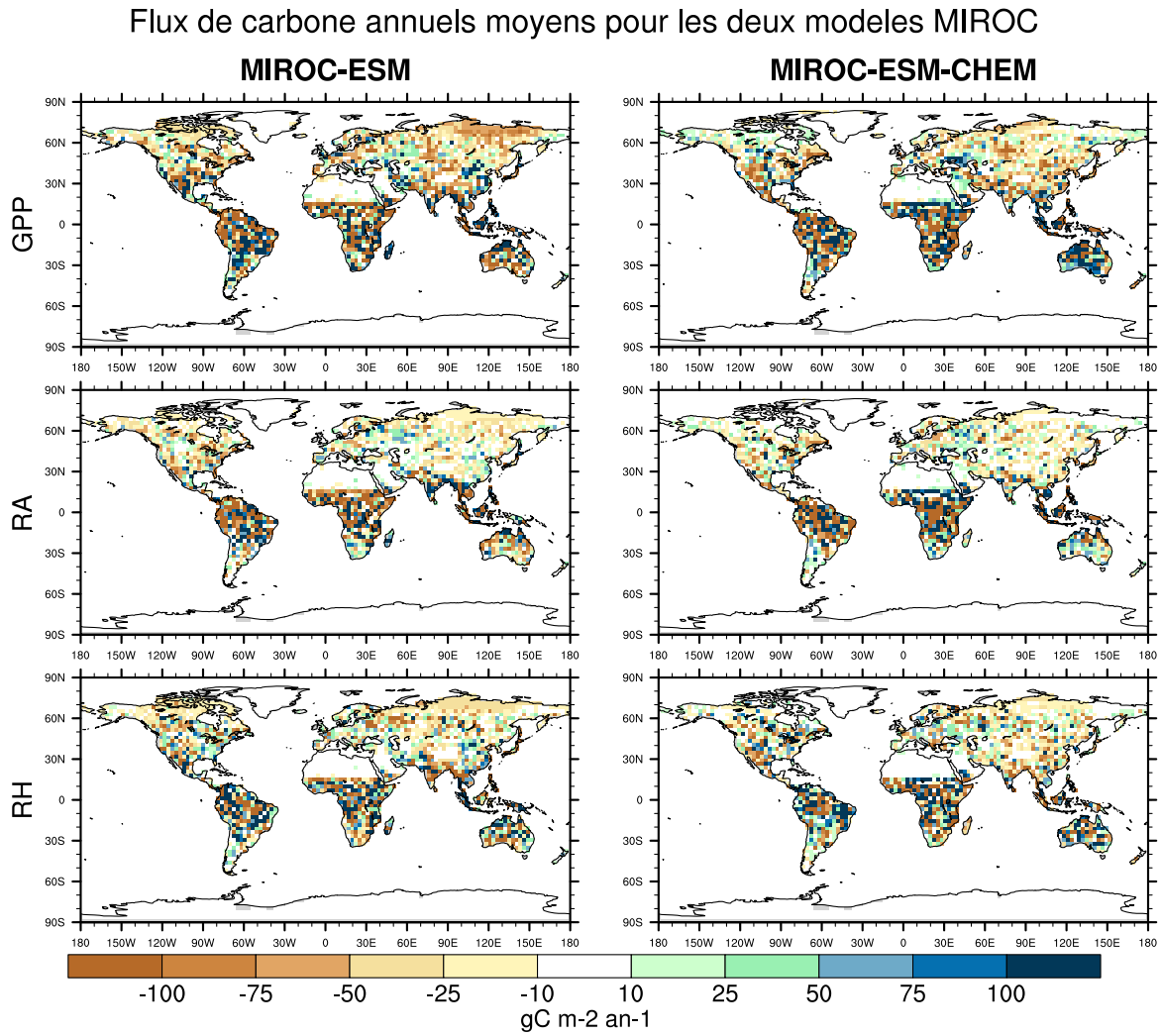


Figure 4.4 – Moyennes des différents flux bruts de carbone (GPP en haut, RA au milieu, RH en bas) en réponse à la SAI dans la simulation G4, sur la période 2050-2069 pour les deux modèles japonais MIROC-ESM (à gauche) et MIROC-ESM-CHEM (à droite).

Résumé du Chapitre 4

Dans ce chapitre, nous avons présenté et étudié le rôle de la rétroaction climat-carbone dans une simulation de SAI. Les modèles s'accordent à prédire que le climat induit par cette technique de SRM tend à stimuler les puits naturels de carbone que sont l'océan et la biosphère continentale. Bien que les processus menant à cette augmentation de carbone stocké dans ces deux réservoirs ne fassent pas consensus, tous les modèles sans exception montrent un rôle prépondérant de la biosphère continentale devant l'océan.

Cependant, l'effet rebond en température dû à l'effet de serre additionnel imputé aux émissions anthropiques de CO_2 implique une réversibilité du cycle du carbone en cas d'arrêt prolongé de la SAI, et le carbone accumulé durant la période de géo-ingénierie est alors rapidement relâché dans l'atmosphère.

Enfin, pour bien comprendre la réponse du cycle du carbone global à la SAI, il est important de s'intéresser à la réponse climatique régionale de certains drivers, comme le rayonnement, la température ou les précipitations. Les fortes incertitudes régionales qui pèsent encore sur la réponse des modèles de climat aussi bien dans le scénario RCP4.5 que dans l'expérience G4 demandent à être fortement réduites avant de pouvoir évaluer plus finement les conséquences de la SAI, aussi bien sur le climat que sur le cycle du carbone.

Chapitre 5

Quelle confiance accorder aux simulations de géo-ingénierie ?

Sommaire

5.1 Introduction 110

5.2 Sensibilité de la réponse à la version du modèle CNRM-ESM 112

5.2.1 Description de l'expérience G1 de GeoMIP 112

5.2.2 Réponse de la température atmosphérique 114

5.2.3 Influence sur le vent zonal et les jets d'altitude 116

5.2.4 Quels peuvent être les impacts régionaux : zoom sur l'Europe 118

5.3 Sensibilité de la réponse au protocole expérimental 123

5.3.1 Ajustement de la dynamique stratosphérique et de la circulation globale aux différentes approches de SRM 123

5.3.2 Quels peuvent être les impacts régionaux de la différence de réponse de la stratosphère : zoom sur l'Europe 125

5.1 Introduction

Les recherches scientifiques en matière de climat s'effectuent de plus en plus à partir d'analyses multi-modèles. C'est notamment une nécessité pour les travaux du GIEC, dont l'objectif premier est de synthétiser les travaux et avancées sur la compréhension et la quantification du changement climatique et de ses impacts, ceci à intervalles de temps réguliers (entre 6 et 8 ans) depuis 1990. Ces synthèses s'appuient en partie sur les résultats des projets d'intercomparaison de modèles couplés CMIP (Coupled Model Intercomparison Project), qui voient non seulement la réalisation de simulations historiques et de scénarios climatiques du XXIème siècle et au-delà sur la base de forçages anthropiques communs, mais également de simulations plus ou moins idéalisées permettant de comprendre la sensibilité du système climatique. La phase 6 de CMIP commence cette année (2018) en vue du prochain rapport (probablement en 2022 ou 2023), et comprend 23 sous-projets d'intercomparaison (dont GeoMIP) impliquant un nombre plus ou moins important de modèles de climat (d'un sous-projet à l'autre). Le ticket d'entrée pour participer à la plupart des sous-projets et de contribuer aux simulations du "DECK", à savoir la réalisation d'une simulation longue en climat préindustriel et de deux simulations perturbées correspondant à une augmentation abrupte ($\times 4$) ou progressive ($+1\%$ par an) de la concentration atmosphérique en CO_2. Pour CMIP6, de 30 à 70 modèles pourraient participer au DECK mais certains d'entre eux sont très redondants, soit parce qu'il s'agit de variantes d'un même modèle (ex : changement de résolution, changement de complexité), soit parce qu'ils partagent une même composante (atmosphère ou océan) avec d'autres modèles.

La diversité, réelle plutôt que supposée, des modèles est un atout majeur afin d'appréhender les incertitudes sur la réponse du système climatique dans les scénarios futurs. Le climat du XXIème siècle n'ayant pas d'analogue dans le passé récent, la validité de ces scénarios ne peut être prouvée et la confiance que l'on pourra leur accorder dépend de la maturité des modèles mis en œuvre (en terme d'intégration des principaux processus mis en jeu) et de leur accord relatif (lorsque ces modèles peuvent réellement être considérés comme indépendants). Pour certaines expériences (ex : GeoMIP), les divergences de représentation de certains processus (ex : aérosols) exigent certains compromis lors de l'élaboration des protocoles. C'est pourquoi des simulations idéalisées sont parfois préférées à des simulations *a priori* plus "réalistes", afin de garantir la participation d'un nombre minimal de modèles et l'intercomparabilité de leurs résultats. Dans les deux précédents chapitres, je m'étais appuyé sur la simulation G4 notamment réalisée avec le modèle CNRM-ESM1 de Météo-France, car c'était la simulation la plus "réaliste" de GeoMIP dans le cadre de CMIP5. Mais la plupart des études liées à GeoMIP, y compris le 5ème rapport du GIEC, ont utilisé les simulations G1 et G2 (Kravitz et al., 2013a; Tilmes et al., 2013), qui sont des simulations plus idéalisées. Sur le papier, le protocole est simple à mettre en œuvre puisqu'il vise à réduire la valeur de la constante solaire (un forçage du modèle facilement modifiable) de manière à compenser l'effet d'un accroissement du CO_2 atmosphérique sur la température de surface globale. Dans la pratique, il faut toutefois tâtonner un peu afin de savoir quelle réduction de la constante solaire permettra effectivement de compenser l'effet d'un quadruplement du CO_2 atmosphérique dans le cas de l'expérience G1.

La réponse du climat à cette modélisation idéalisée de la SRM est-elle fiable ? Quelles influences sur la réponse climatique peut-il y avoir entre cette représentation idéalisée de la SRM et la représentation plus réaliste utilisée dans la simulation G4 ? Dans quelles mesures cette incertitude peut-elle se comparer à l'incertitude modèle estimée par l'utilisation de deux générations successives du modèle du système Terre du CNRM (à défaut de pouvoir à terme comparer un plus grand nombre de modèles ayant contribué à GeoMIP via CMIP6) ? L'objectif de ce chapitre est de discuter de ces différentes sources d'incertitudes attenantes à la SRM, liées aux protocoles et aux modèles. Je vais donner quelques éléments de réponse dans ce chapitre, en m'appuyant sur les simulations G1 et G4 effectuées avec les deux versions du modèle du CNRM.

Dans un premier temps, je m'intéresserai aux résultats préliminaires obtenus avec la nouvelle version du modèle du CNRM, à savoir CNRM-ESM2-1, en m'appuyant sur la simulation G1 de GeoMIP, dont le protocole est commun dans CMIP5 et CMIP6. Je comparerai ensuite les protocoles G1 et G4 réalisées avec la première version du modèle, CNRM-ESM1. Dans ce chapitre, je m'efforcerai de souligner les accords et divergences existants entre les deux modèles pour un même protocole, et entre les deux protocoles pour un même modèle. Je présenterai une étude concentrée exclusivement sur l'hiver boréal (décembre, janvier, février, DJF), avec un zoom particulier sur l'Atlantique Nord et l'Europe afin de mettre en évidence d'éventuelles divergences de réponse des circulations atmosphériques. Ce choix régional et saisonnier se justifie par la nécessité d'étudier aussi les impacts régionaux que peut induire une utilisation globale de la géo-ingénierie. L'Atlantique Nord et l'Europe en hiver nous sont apparus comme de bons candidats potentiels, en raison d'une différence attendue de la réponse de la stratosphère entre les protocoles G1 et G4 (Kalidindi et al., 2015), et de l'influence potentielle de cette réponse sur la circulation hivernale aux moyennes latitudes (Zappa and Shepherd, 2017).

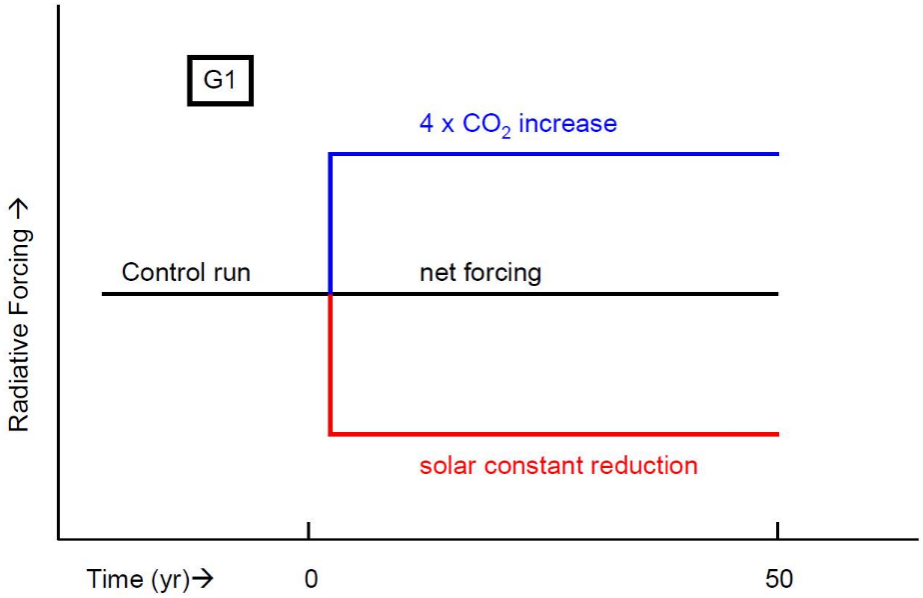


Figure 5.1 – Schéma de l'expérience G1 de GeoMIP extrait de Kravitz et al. (2011). Issue de la simulation piControl, la simulation G1 vise à contrebalancer le forçage radiatif induit par un quadruplement de CO_2.

5.2 Sensibilité de la réponse à la version du modèle CNRM-ESM

5.2.1 Description de l'expérience G1 de GeoMIP

Dans le cadre du prochain exercice d'intercomparaison de modèles CMIP6, le modèle CNRM-ESM a subi plusieurs évolutions, résumées dans le Tableau 2.1. On peut noter par exemple que le nombre de niveaux verticaux du modèle atmosphérique est passé de 31 à 91, rajoutant des niveaux dans la stratosphère jusqu'à 1 hPa (le dernier niveau pour la version précédente du modèle était 10 hPa). Dans cette section, j'utilise la simulation G1 de GeoMIP : adossée à la simulation idéalisée abrupt4×CO2 qui vise à multiplier instantanément par 4 la concentration atmosphérique en CO_2 par rapport à l'état préindustriel, la simulation G1 a pour but de compenser l'augmentation de ce forçage radiatif afin de converger vers un équilibre radiatif préindustriel (établi dans la simulation piControl, Figure 5.1). Cette simulation G1 a donc la particularité d'avoir un scénario de référence (abrupt4×CO2) et un scénario cible (piControl) en terme de forçage radiatif. On peut donc décomposer la réponse climatique en trois termes :

- l'anomalie abrupt4×CO2 − piControl caractérise l'effet de l'augmentation du CO_2 sur le climat.

- l'anomalie G1 − abrupt4×CO2 met en avant l'effet de la diminution de la constante solaire, puisque les concentrations atmosphériques en CO_2 sont les mêmes dans ces deux simulations.

- l'anomalie G1 − piControl caractérise l'effet conjoint de l'augmentation du CO_2 et de la baisse de la constante solaire. Ces deux simulations proposent des forçages radiatifs équivalents, mais la compensation du forçage radiatif ne garantie pas une compensation des impacts liés à l'augmentation du CO_2.

Calibration de G1		**CNRM-ESM1**	**CNRM-ESM2-1**
C_0		1365.6537 W.m^{-2}	1360.8673 W.m^{-2}
C_0(G1)		1319.14 W.m^{-2}	1310.28 W.m^{-2}
ΔC_0		− 46.51 W.m^{-2}	− 50.59 W.m^{-2}
		− 3.41%	− 3.72%
ΔT_{GLO}	abrupt4×CO2 − piC	+ 5.00°C	+ 5.83°C
	G1 − abrupt4×CO2	− 4.12°C	− 5.49°C
	G1 − piC	+ 0.88°C	+ 0.34°C

Tableau 5.1 – Récapitulatif de la calibration de la simulation G1 pour CNRM-ESM1 et CNRM-ESM2-1. Sont indiqués en haut les réglages effectués sur la constant solaire (C_0), et en bas l'impact sur la température globale en moyenne sur 40 ans.

Il est important de noter à ce stade que les protocoles sont rigoureusement identiques pour la simulation CMIP5 (Kravitz et al., 2011) réalisée avec CNRM-ESM1 (que je nommerai ESM1 dans la suite de cette section), et pour la simulation CMIP6 (Kravitz et al., 2015) réalisée avec CNRM-ESM2-1 (noté ESM2), à la seule différence que la durée de la simulation est doublée pour les nouvelles simulations (100 ans au lieu de 50 ans).

Le Tableau 5.1 présente les réglages effectués sur la constante solaire dans G1 afin de rétablir un forçage radiatif équivalent à celui de la simulation piControl. La réduction à appliquer est plus importante avec l'ESM2, aussi bien en valeur absolue (+ 4.08 $W.m^{-2}$) qu'en relatif (+ 0.31%). Cet écart peut s'expliquer par la sensibilité au CO_2 de chaque modèle : en effet, le quadruplement du CO_2 atmosphérique induit un forçage radiatif plus fort dans l'ESM2 (effet de serre additionnel), qui se répercute sur le réchauffement plus important dans l'ESM2 (+ 5.83°C) que dans l'ESM1 (+ 5.00°C). Il faut donc appliquer une baisse de la constante solaire plus forte pour compenser un forçage radiatif plus important. Cela implique que le refroidissement induit dans G1 (par rapport à son scénario de référence, abrupt4×CO2) est aussi plus fort dans l'ESM2. Cependant, la différence de réglage de la constante solaire ne peut expliquée à elle seule l'écart de refroidissement global trouvé entre l'ESM1 (− 4.12°C) et l'ESM2 (− 5.49°C), mais la réponse climatique et le rôle des boucles de rétroaction pourraient l'accentuer. Bien que cette section ne vise pas à expliquer cette différence de comportement des modèles, nous pouvons faire l'hypothèse à ce stade que la rétroaction nuageuse peut jouer un rôle important. Certaines évolutions du modèle atmosphérique du CNRM vont en ce sens, comme par exemple l'utilisation d'un nouveau modèle de convection, ou la modification de la paramétrisation des nuages bas. Une hypothèse différente, ou complémentaire, serait d'attribuer cet écart de refroidissement dans G1 à la réponse de la végétation : l'ESM1 est connu pour avoir un effet anti-transpirant trop fort, ce qui a tendance à limiter l'évapotranspiration. Or, ce processus tend à refroidir localement l'air. Cet effet anti-transpirant rectifié dans l'ESM2 pourrait donc avoir une signature globale et contribuer au refroidissement plus fort dans ce modèle.

Enfin, la compensation du quadruplement du CO_2 atmosphérique par la baisse de la constante solaire mène la simulation G1 vers un forçage radiatif équivalent à la simulation piControl. Néanmoins, il n'y a pas "compensation thermique" puisque l'anomalie de température globale G1 − piControl montre un réchauffement résiduel observé dans G1 pour les deux modèles. En lien avec les explications données dans le paragraphe précédent, ce réchauffement résiduel est plus fort avec l'ESM1 (+ 0.88°C) qu'avec l'ESM2 (+ 0.34°C). Cette section a pour but de comparer, pour cette simulation G1, les patterns régionaux observés avec les deux modèles. Ainsi, je présente des champs moyennés sur une période de 40 ans (années 11 à 50 des simulations) normalisées par le refroidissement annuel global moyen sur la même période induit par la diminution de la constante solaire. Ainsi, les champs de l'ESM1 sont normalisés par 4.12°C, et ceux de l'ESM2 par 5.83°C.

5.2.2 Réponse de la température atmosphérique

Les panneaux du haut de la Figure 5.2 ne font pas intervenir la simulation G1, mais comparent le scénario cible (piControl) et le scénario de référence (abrupt4×CO2). Cette comparaison permet dans un premier temps de quantifier le rôle du quadruplement de la concentration atmosphérique en CO_2 sur la température atmosphérique. L'augmentation du CO_2 présent dans la troposphère induit une augmentation de l'effet de serre, principalement actif sur le rayonnement infrarouge terrestre. Ainsi, une proportion supplémentaire de ce rayonnement est retenue contribuant à un réchauffement troposphérique. À l'inverse, la stratosphère se refroidit en réponse à l'augmentation du CO_2 atmosphérique. Cette réponse est robuste et bien comprise : elle s'explique essentiellement par une modification des gradients verticaux de température. À rayonnement solaire donné, il existe un niveau dans l'atmosphère à la température de radiation effective (environ 252K) appelé le niveau de radiation effectif. Ce point est situé dans la troposphère moyenne, à environ 6 km d'altitude. Étant donné qu'une augmentation du CO_2 atmosphérique implique une augmentation du gradient vertical de température, les températures vont "pivoter" autour de ce point fixe : en-dessous l'atmosphère se réchauffe, et au-dessus l'atmosphère se refroidie.

Les panneaux du milieu de la Figure 5.2 illustrent l'impact de la diminution de la constante solaire sur la température atmosphérique, à niveau de CO_2 atmosphérique équivalent. Les anomalies entre G1 et abrupt4×CO2 montrent un refroidissement troposphérique très similaire entre l'ESM1 et l'ESM2, avec une corrélation spatiale de 0.95 sur la couche atmosphérique comprise entre 1000 et 10 hPa. La réponse de la stratosphère reste toutefois plus complexe que celle de la troposphère et suggère des différences de structure entre les 2 versions de modèles. Dans la basse stratosphère, on remarque un réchauffement tropical (30°S-30°N) pour les deux modèles, et un refroidissement plus fort au-dessus du pôle Nord avec l'ESM2. La réponse de la température stratosphérique à une diminution de la constante solaire n'est pas triviale. À ces altitudes, l'ozone joue un rôle primordial sur le rayonnement solaire, en stoppant une partie du rayonnement ultraviolet néfaste à la vie sur Terre. Cette interaction donne naissance à un cycle de création puis de destruction d'ozone : le cycle de Chapman. La réponse non homogène de la température dans la basse stratosphère pourrait être en partie expliquée par la réaction de l'ozone à une diminution de la constante solaire (Nowack et al., 2016). La rétroaction de l'ozone est cependant complexe car elle dépend *a priori* de l'altitude et de la latitude (en plus de la saison). L'ozone est plus ou moins en équilibre photochimique dans la haute stratosphère (au-delà de 30 km d'altitude) alors que sa distribution est fortement influencée par le transport (circulation de Brewer-Dobson) dans la basse stratosphère. Les interactions entre l'ozone, le rayonnement et la dynamique se situent au-delà de l'objectif de ma thèse. On notera simplement ici que la stratosphère est mieux représentée dans l'ESM2, à la fois sur le plan dynamique (meilleure discrétisation verticale) et chimique (l'ESM1 présentait un schéma d'ozone simplifié, tandis que l'ESM2 possède un modèle de chimie plus explicite). Ces différences peuvent se traduire par une réponse thermique un peu différente avec d'éventuelles conséquences sur la réponse dynamique.

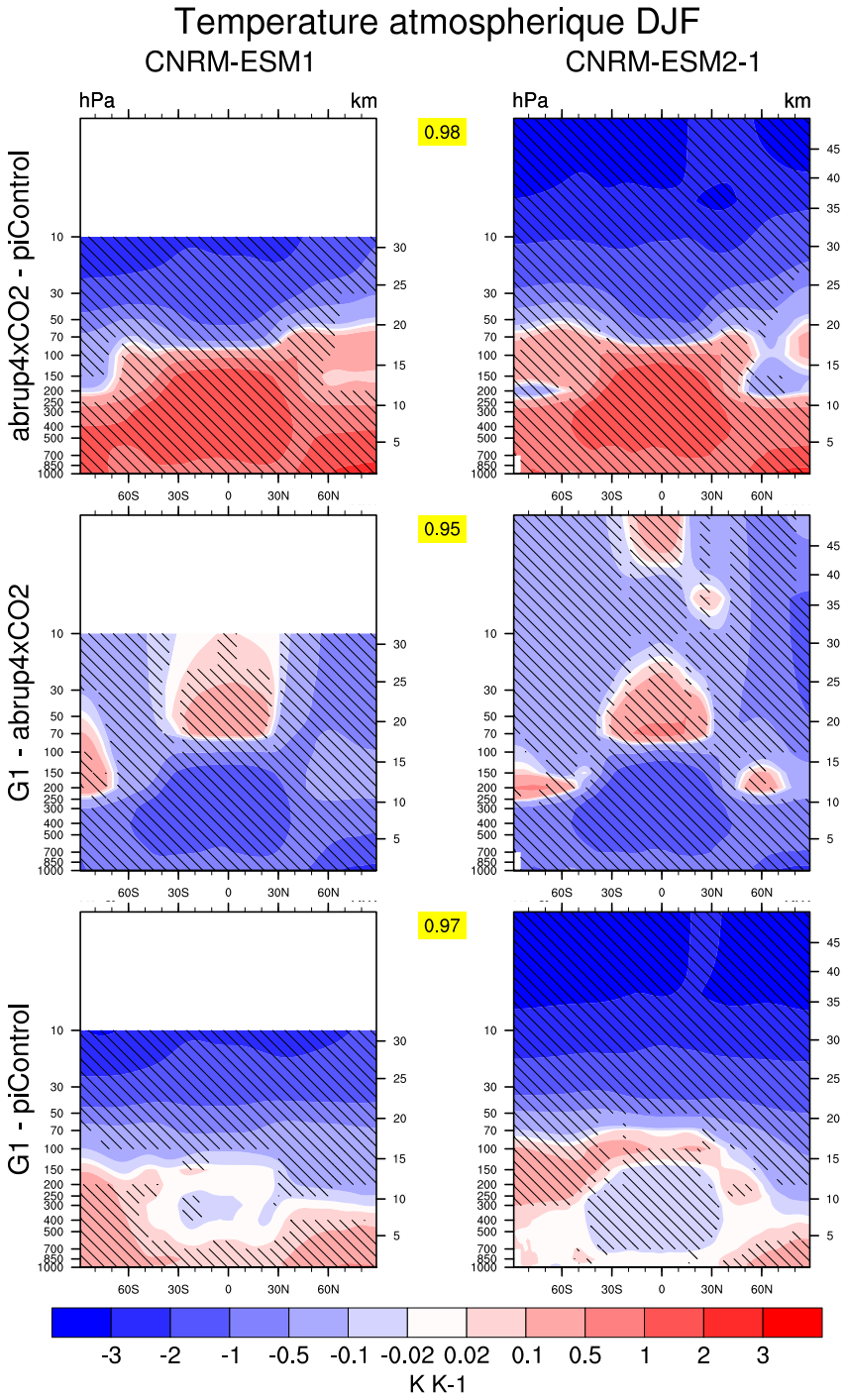


Figure 5.2 – Moyenne zonale de l'anomalie de température atmosphérique hivernale (DJF) entre les simulations G1, piControl et abrupt4×CO2 pour les modèles CNRM-ESM1 (à gauche) et CNRM-ESM2-1 (à droite). Pour chaque couple d'anomalies, la corrélation spatiale entre les deux modèles est indiquée sur fond jaune entre les deux panneaux. Les zones hachurées représentent un niveau de significativité supérieur à 90%, estimé à partir d'un test de Student sur l'échantillon de 40 années.

Les anomalies G1 − piControl (Figure 5.2, panneaux du bas) mettent en avant l'impact conjoint du quadruplement du CO_2 et de la baisse de la constante solaire. Comme établi par le protocole, l'objectif de la simulation G1 est de rétablir un forçage radiatif égal à celui de la simulation piControl, sans aucune autre contrainte, notamment sur la température globale. Pour les deux modèles, et malgré la compensation du forçage radiatif global, on relève une température de surface un peu plus chaude dans G1 que dans la simulation piControl. Le léger réchauffement en surface est plus fort, et également plus symétrique d'un hémisphère à l'autre dans l'ESM1. Nous pouvons spéculer sur le rôle de la dynamique atmosphérique dans cette répartition méridienne du réchauffement de surface, comme le laisse suggérer le pattern de refroidissement tropical troposphérique observé avec l'ESM2. Quoiqu'il en soit, les deux versions de l'ESM s'accordent sur un refroidissement important et relativement homogène de la stratosphère (en latitude), ce qui fait craindre à certains que la SRM puisse retarder la reformation de la couche d'ozone escomptée des mesures prises pour réduire les émissions de chlorofluorocarbones (CFCs) à l'origine de sa destruction au cours des dernières décennies du XXème siècle (Solomon, 1999). Ce refroidissement s'explique au premier ordre par la moindre absorption du rayonnement solaire ultra-violet (diminué au prorata de la constante solaire dans notre modèle) par l'ozone stratosphérique. La similitude obtenue entre les deux ESMs, dont la chimie de l'ozone est très différente, suggèrent que l'effet de la modification de la constante solaire sur les réactions photochimiques est du second ordre par rapport à ce premier effet radiatif.

On retiendra que les réponses thermiques des deux modèles sont très similaires au premier ordre (corrélations supérieures à 0.95), aussi bien pour le quadruplement du CO_2 que pour l'expérience G1, mais que les quelques différences notées dans la basse stratosphère justifient de s'intéresser à présent à la réponse dynamique.

5.2.3 Influence sur le vent zonal et les jets d'altitude

Les jets d'ouest des moyennes latitudes, existants dans l'hémisphère nord et dans l'hémisphère sud sont bien identifiables avec des maximums autour du niveau de pression 200 hPa (contours climatologiques de la Figure 5.3). Ces vents très forts dépassant 40 m.s-1 résultent de la redistribution de l'énergie par les circulations latitudinales, en réponse au gradient méridien de température, résultant lui-même du gradient méridien de rayonnement solaire incident. Le jet subtropical se situe précisément entre la cellule de Hadley et la cellule de Ferrel. En altitude, la première amène de l'air chaud équatorial, tandis que la seconde advecte de l'air froid venant des pôles. Ce contraste de température force les masses d'air à s'écouler horizontalement, la force de Coriolis induisant un déplacement vers l'ouest. Le jet est d'autant plus fort que le gradient de température entre l'équateur et le pôle est important, ce qui est le cas en hiver : c'est ce que nous remarquons sur les climatologies de la Figure 5.3, avec le jet subtropical plus fort dans l'hémisphère nord que dans l'hémisphère sud. On peut noter également la signature de ce jet d'altitude sur les basses couches de l'atmosphère, impliquant un fort cisaillement du vent horizontal. La climatologie DJF fait également ressortir le vortex polaire dans la haute troposphère et dans la stratosphère : durant cette période, l'extrême nord de l'hémisphère nord est plongé dans la nuit polaire, induisant une température minimale au pôle et un gradient de température équateur-pôle maximal. Cette période correspond donc au maximum d'intensité du vortex polaire.

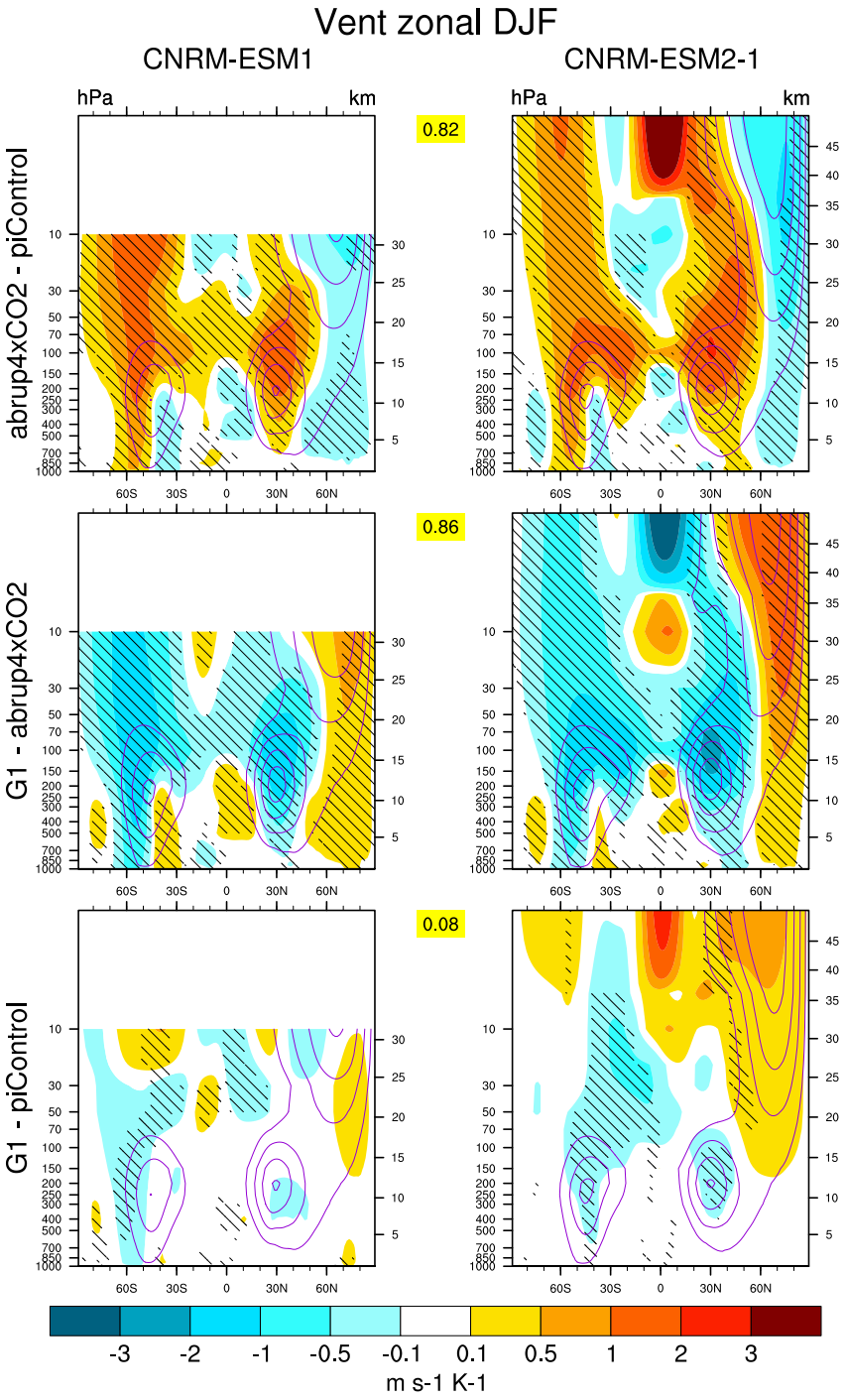


Figure 5.3 – Moyenne zonale de l'anomalie de vent zonal en hiver (DJF) entre les simulations G1, piControl et abrupt4×CO2 pour les modèles CNRM-ESM1 (à gauche) et CNRM-ESM2-1 (à droite). Pour chaque couple d'anomalies, la corrélation spatiale entre les deux modèles est indiquée sur fond jaune entre les deux panneaux. Les zones hachurées représentent un niveau de significativité supérieur à 90%, estimé à partir d'un test de Student sur l'échantillon de 40 années. La climatologie de la simulation de référence est indiquée en contours violets, par pas de 10 m.s^{-1}.

On peut remarquer que les vitesses maximales du vortex polaires se situent très haut en altitude, au-dessus même des toits des modèles. Ce vortex climatologique peut être épisodiquement brisé par un déferlement de masses d'air des moyennes latitudes : on parle alors de réchauffement stratosphérique soudain. Néanmoins, les effets des forçages radiatifs sur la variabilité de la dynamique stratosphérique ne seront pas abordés dans cette thèse.

De manière cohérente avec la réponse des température, les anomalies G1 − abrupt4×CO2 (panneaux du milieu de la Figure 5.3) sont comparables entre l'ESM1 et l'ESM2 (corrélation spatiale de 0.86). On observe un affaiblissement des jets subtropicaux et un renforcement du vortex polaire. Les jets subtropicaux sont ralentis par la diminution du gradient latitudinal de température troposphérique observable sur la Figure 5.2 (à 200 hPa, refroidissement plus fort à l'équateur). À l'inverse, le renforcement du vortex polaire est expliqué par l'augmentation du gradient de température équateur-pôle dans la stratosphère (à 50 hPa). Dans l'ESM2, la représentation de niveaux verticaux au dessus du niveau 10 hPa permet de mieux représenter la structure du vortex polaire. Les contours climatologiques montrent un vortex plus fort dans l'ESM2, et l'influence de G1 est d'autant plus marquée. Le couplage dynamique entre la stratosphère et la troposphère induit une signature plus forte de ce vortex sur les couches inférieures de l'atmosphère.

La décomposition de l'anomalie G1 − abrupt4×CO2 via la simulation piControl montre que la réduction de la constante solaire parvient en grande partie à neutraliser les changements de vent zonal induit par un quadruplement de CO_2 dans la troposphère (anomalie G1 − piControl, panneaux du bas de la Figure 5.3). Ce n'est pas le cas dans la stratosphère d'hiver, où l'accélération du vortex polaire induit par le CO_2 (panneaux du haut) se trouve renforcée par la réduction du rayonnement solaire. Seuls quelques patterns significatifs sont néanmoins identifiables dans les différences G1 − piControl. Ils traduisent notamment un élargissement autant qu'une accélération du vortex polaire, et un renforcement de l'affaiblissement des deux jets subtropicaux, plus nets avec l'ESM2.

En résumé, on peut conclure que la réduction du rayonnement solaire ne neutralise pas tous les effets d'un quadruplement du CO_2 atmosphérique, et qu'elle peut même renforcer quelques effets dynamiques qui ne sont pas nécessairement sans incidence sur le climat des moyennes latitudes à l'échelle régionale.

5.2.4 Quels peuvent être les impacts régionaux : zoom sur l'Europe

La Figure 5.4 représente la température atmosphérique de surface sur un domaine couvrant l'Europe, le sud du Groenland, la côte Est de l'Amérique du Nord, et l'Afrique du Nord. Comme pour les profils zonaux, je présente la décomposition de l'anomalie de température en utilisant le scénario cible piControl, mais ce sont bien les anomalies G1 − abrupt4×CO2 (panneaux du milieu) qui quantifient l'impact de la SRM seule. Le refroidissement imputé à la simulation G1 par rapport à son scénario de référence est observable pour les deux modèles, avec un signal plus fort sur les continents. Nous avions déjà commenté cette amplification du refroidissement dans le Chapitre 3. Le

réchauffement résiduel dans G1 par rapport à piControl, plus fort avec l'ESM1, est observable sur les panneaux du bas. Le rail dépressionnaire de l'Atlantique Nord et les ondes baroclines associées pilotent en partie les conditions météorologiques et climatiques sur l'Europe. L'empreinte du jet d'ouest (maximale aux environs de 200 hPa, visible sur les climatologies de la Figure 5.3) est visible dans la basse troposphère en hiver au niveau de pression 850 hPa (Figure 5.5). La réponse des modèles concernant le vent zonal à 850 hPa est relativement similaire lorsque l'on s'intéresse à l'effet CO_2 (panneaux du haut, corrélation de 0.62). En revanche, la modification de la constante solaire provoque une réponse variée entre les deux modèles (panneaux du milieu, corrélation de 0.33) : l'effet résiduel imputé à la compensation des ces deux forçages radiatifs devrait donc différer. C'est ce que nous remarquons sur les panneaux du bas, qui montrent que la "compensation dynamique" régionale semble très incert-

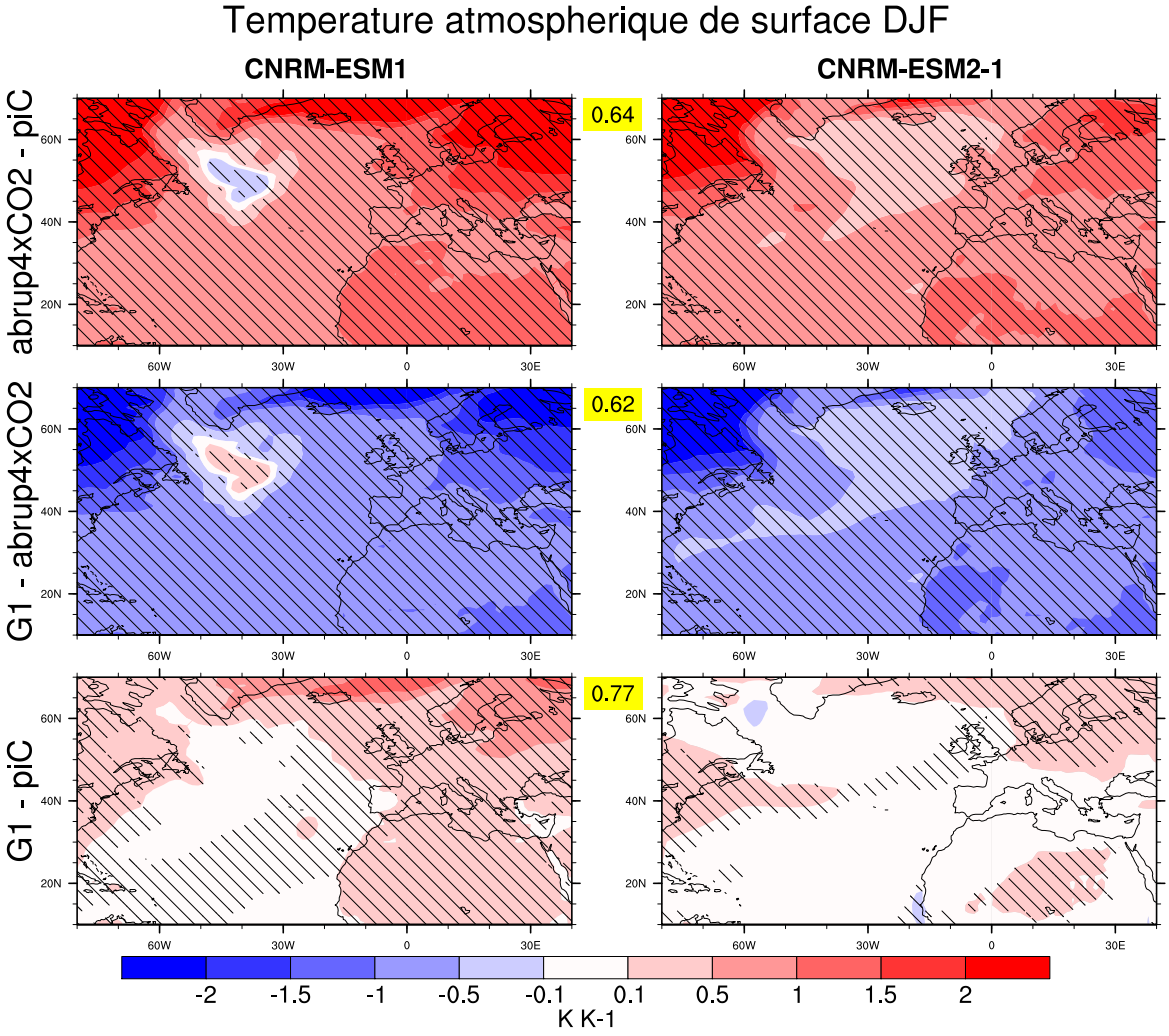


Figure 5.4 – Anomalies de la température atmosphérique de surface hivernale (DJF) entre les simulations G1, piControl et abrupt4×CO2 pour les modèles CNRM-ESM1 (à gauche) et CNRM-ESM2-1 (à droite) sur le domaine Europe-Atlantique. Pour chaque couple d'anomalies, la corrélation spatiale entre les deux modèles est indiquée sur fond jaune entre les deux panneaux. Les zones hachurées représentent un niveau de significativité supérieur à 90%, estimé à partir d'un test de Student sur l'échantillon de 40 années.

aine d'un modèle à l'autre (corrélation de 0.37), et n'apparaît pas dans l'ESM2. En effet, ce modèle montre des anomalies G1 − piControl du même ordre de grandeur que les perturbations obtenues en réponse au quadruplement du CO_2 atmosphérique et à la réduction de la constante solaire. La réponse de la circulation atmosphérique peut avoir des signatures régionales, notamment en termes de précipitations. Certaines études ont déjà suggéré un ralentissement du cycle hydrologique global en réponse aux simulations de SRM, notamment basées sur l'expérience G1 (AR5, Chap. 7 Boucher et al., 2013; Schmidt et al., 2012; Tilmes et al., 2013). L'impact de la SRM sur les patterns de précipitations évalués avec le modèle CNRM-ESM1 pour l'expérience G1 est très proche du résultat multi-modèle présenté par Schmidt et al. (2012), à l'échelle du globe, mais aussi lorsqu'on s'intéresse à l'Europe (Figure 5.6, panneaux du milieu).

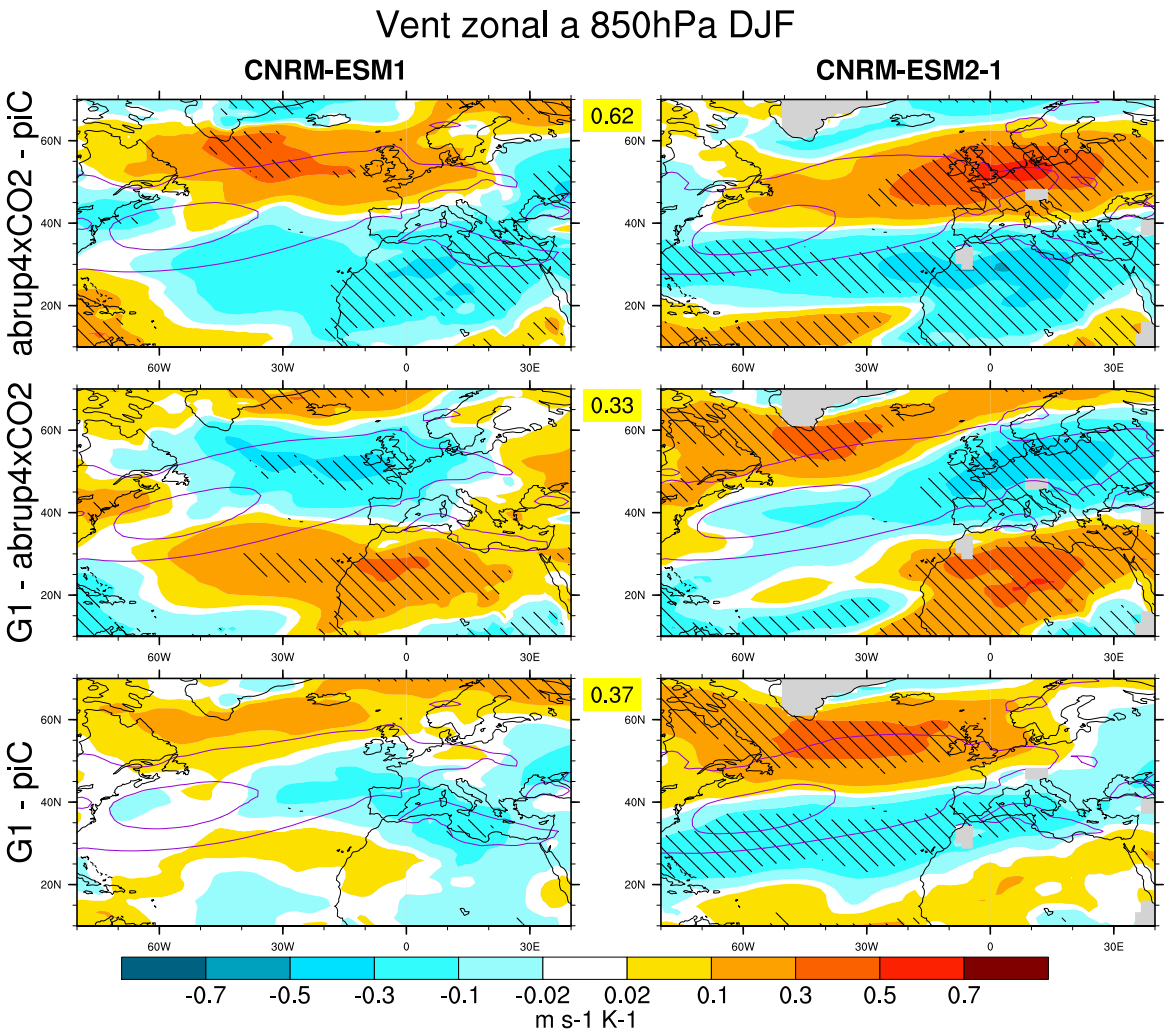


Figure 5.5 – Anomalies du vent zonal à 850 hPa en hiver (DJF) entre les simulations G1, piControl et abrupt4×CO2 pour les modèles CNRM-ESM1 (à gauche) et CNRM-ESM2-1 (à droite) sur le domaine Europe-Atlantique. Pour chaque couple d'anomalies, la corrélation spatiale entre les deux modèles est indiquée sur fond jaune entre les deux panneaux. Les zones hachurées représentent un niveau de significativité supérieur à 90%, estimé à partir d'un test de Student sur l'échantillon de 40 années. La climatologie de la simulation de référence est indiquée en contours violets, par pas de 5 $m.s^{-1}$.

Les cartes globales DJF et JJA des champs de température, vent zonal à 850 hPa, et précipitations sont présentées en Annexe D). Les anomalies G1 − abrupt4×CO2 suggèrent une dichotomie classique nord-sud sur l'Europe, plus marquée dans l'ESM2, caractérisée notamment par une diminution des précipitations sur l'Europe du Nord. Les précipitations répondent de manière relativement symétrique au réchauffement induit par le quadruplement de CO_2 (panneaux du haut) par rapport au refroidissement lié à la diminution de la constante solaire (panneaux du milieu). Ici encore, la "compensation hydrologique" (G1 − piControl) n'est que partielle pour l'ESM2, avec un assèchement résiduel au sud du jet subtropical. Cet assèchement semble cohérent avec le décalage du jet qui suggère une trajectoire plus au nord des perturbations baroclines qui amènent l'essentiel des précipitations hivernales à nos latitudes (Figure 5.5,

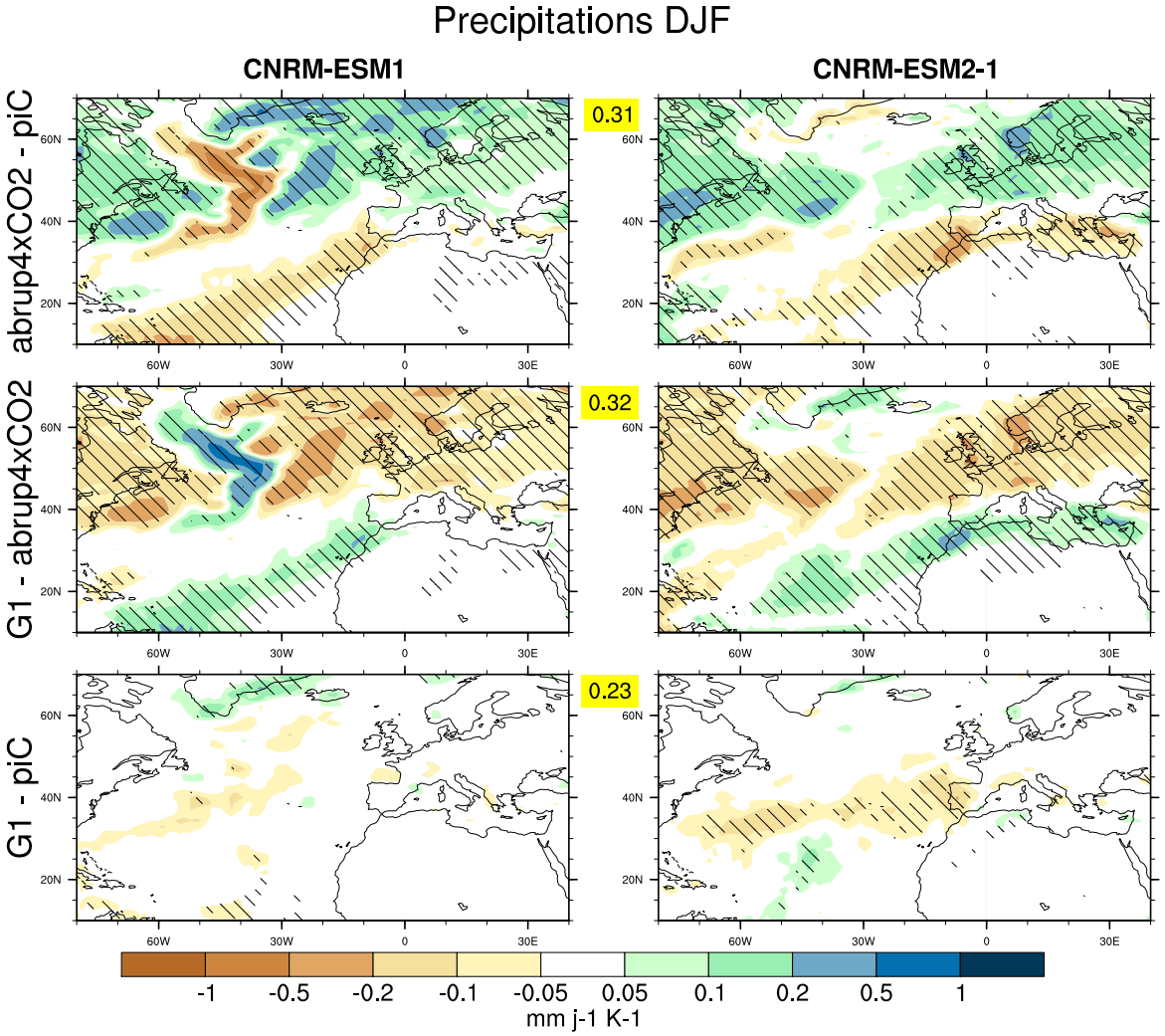


Figure 5.6 – Anomalies des précipitations hivernales (DJF) entre les simulations G1, piControl et abrupt4×CO2 pour les modèles CNRM-ESM1 (à gauche) et CNRM-ESM2-1 (à droite) sur le domaine Europe-Atlantique. Pour chaque couple d'anomalies, la corrélation spatiale entre les deux modèles est indiquée sur fond jaune entre les deux panneaux. Les zones hachurées représentent un niveau de significativité supérieur à 90%, estimé à partir d'un test de Student sur l'échantillon de 40 années.

panneau en bas à droite). Cet effet dynamique reste malgré tout limité dans la mesure où la "compensation thermique" est quasi-parfaite sur l'Atlantique Nord dans l'ESM2 (Figure 5.4, panneau en bas à droite). En effet, les effets dynamiques sont généralement du second ordre derrière les effets thermodynamique. Held and Soden (2006) ont mis en avant cet effet thermodynamique prédominant sur les précipitations en s'intéressant à la convergence d'humidité dans le cadre du réchauffement climatique (différence entre les précipitations et l'évaporation, PR − E) et en concluant : *"wet regions get wetter and dry regions drier"* (les régions humides s'humidifient et les régions sèches s'assèchent). C'est ce que nous mettons en évidence sur la (Figure 5.7) où les corrélations entre la climatologie et l'évolution des anomalies sont positives en réponse au réchauffement lié à l'augmentation du CO_2 (panneaux du haut), négatives en réponse au refroidissement lié à la diminution de la constante solaire (panneaux du milieu).

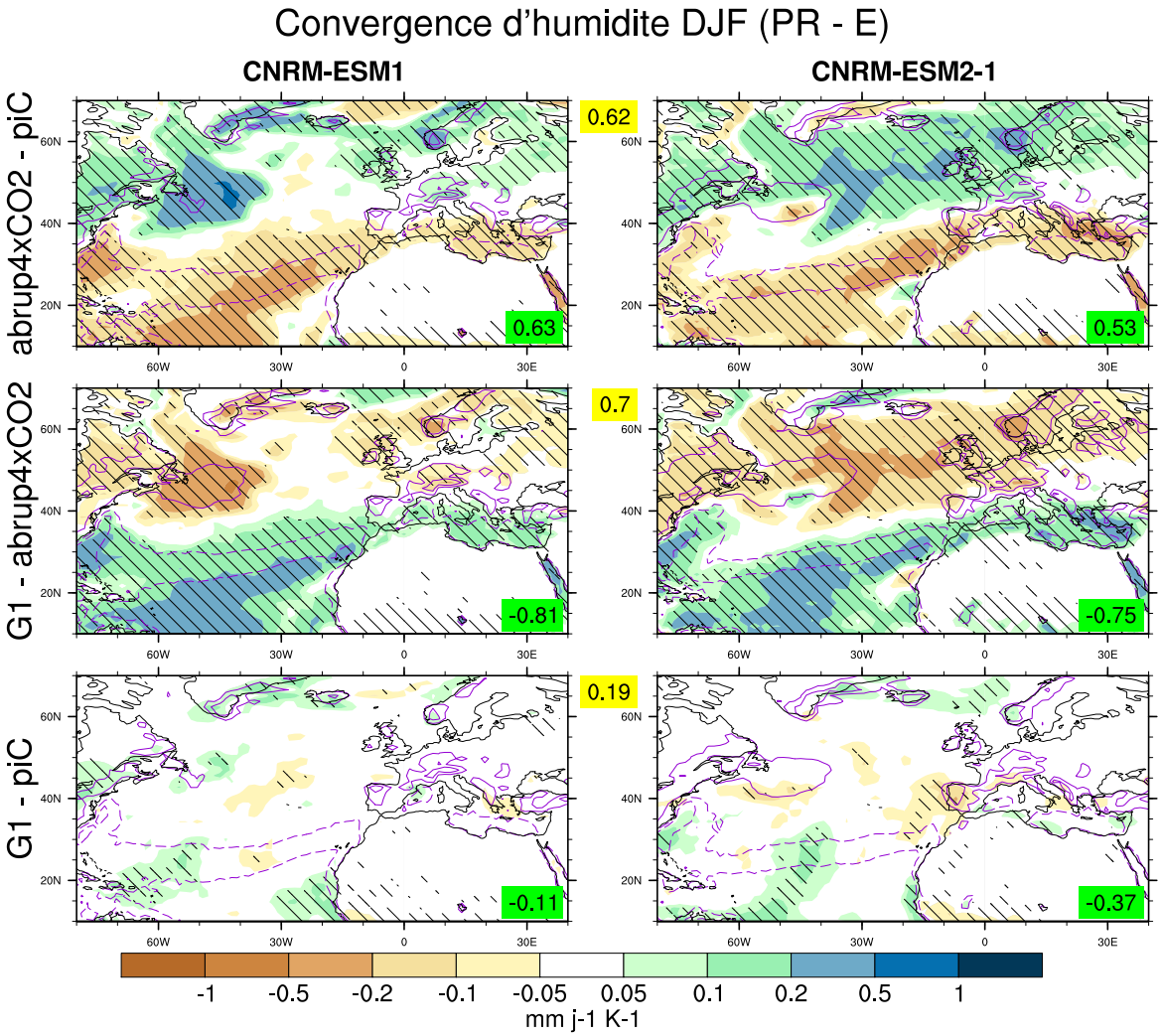


Figure 5.7 – Anomalies de la convergence d'humidité (PR − E) hivernale (DJF) selon les mêmes conventions que la Figure 5.6 pour les précipitations. La climatologie de la simulation de référence est indiquée en contours violets continus (climatologie positive) et discontinus (climatologie négative), par pas de 2 $mm.j^{-1}$. La corrélation spatiale entre le champs d'anomalies et la climatologie est indiquée pour chaque panneaux en bas à droite sur fond vert.

5.3 Sensibilité de la réponse au protocole expérimental

Dans cette section, je vais utiliser le modèle CNRM-ESM1 pour comparer la réponse du système climatique à deux représentations différentes de la SRM. Je m'appuierai sur la simulation G4, décrite et étudiée dans les deux chapitres précédents (Figure 3.1), ainsi que sur la simulation G1 utilisée dans la section précédente (Figure 5.1). Il existe plusieurs différences dans les protocoles expérimentaux entre les simulations G1 et G4 de GeoMIP : le scénario sur lequel s'adosse la simulation de SRM, la longueur de la simulation, mais surtout, la manière de modéliser la diminution de l'énergie solaire reçue en surface. En effet, la diminution de la constante solaire dans le cadre de G1 est globale et sur toute la colonne atmosphérique. Dans le cadre de G4, l'implémentation d'aérosols via l'augmentation de l'épaisseur optique s'effectue dans la stratosphère. L'interaction de ces aérosols avec le rayonnement solaire est évidente, c'est le principe même de cette technique de SRM. La diminution du rayonnement solaire transmis, et donc l'augmentation du rayonnement réfléchi et/ou absorbé devrait augmenter la température dans la stratosphère.

Dans le but de comparer les impacts des simulations G1 et G4 sur le climat, je vais comme dans la section précédente normaliser tous les paramètres par le refroidissement annuel moyen global sur la période de 40 ans correspondante. Pour la simulation G4, la période temporelle de 40 ans sélectionnée s'étend de 2030 à 2069 (soit les 40 dernières années de SAI). Ces refroidissements par rapport aux scénarios de référence sans SRM (soit l'abrupt4×CO2 et RCP4.5) valent 4.12°C pour G1, et 0.48 ± 0.14°C pour G4 (en moyenne et écart-type sur les quatre réalisations utilisées dans cette étude).

5.3.1 Ajustement de la dynamique stratosphérique et de la circulation globale aux différentes approches de SRM

5.3.1.1 Réponse de la température atmosphérique

Les deux expériences montrent le refroidissement des basses couches de l'atmosphère, ce qui constitue l'objectif primaire de ces simulations de SRM (Figure 5.8, panneaux du haut). L'amplification du refroidissement au pôle Nord est bien visible dans les deux cas au-delà de 60°N. Mais l'enjeu de la différence de modélisation entre les simulations G1 et G4 ne se situe pas dans les basses couches car le principe même de ces deux simulations est de diminuer la température de surface, mais se situe dans la stratosphère : comme attendu, on observe un réchauffement de toute la stratosphère pour l'expérience G4, dépassant 2°C par degré de refroidissement dans les basses latitudes. Ce gradient dans la basse stratosphère entre les tropiques et les hautes latitudes est favorable à un renforcement du vortex polaire. Le refroidissement tropical dans la haute troposphère, remarqué dans la section précédente pour G1, est aussi présent pour G4 mais avec une amplitude plus faible, pouvant modifier l'impact sur le vent zonal. La corrélation spatiale pour la température vaut 0.83, sensiblement inférieure à la valeur observée dans l'étude entre les deux modèles (0.95), ce qui peut être en partie expliqué par les divergences de réponse de la stratosphère dans les deux simulations.

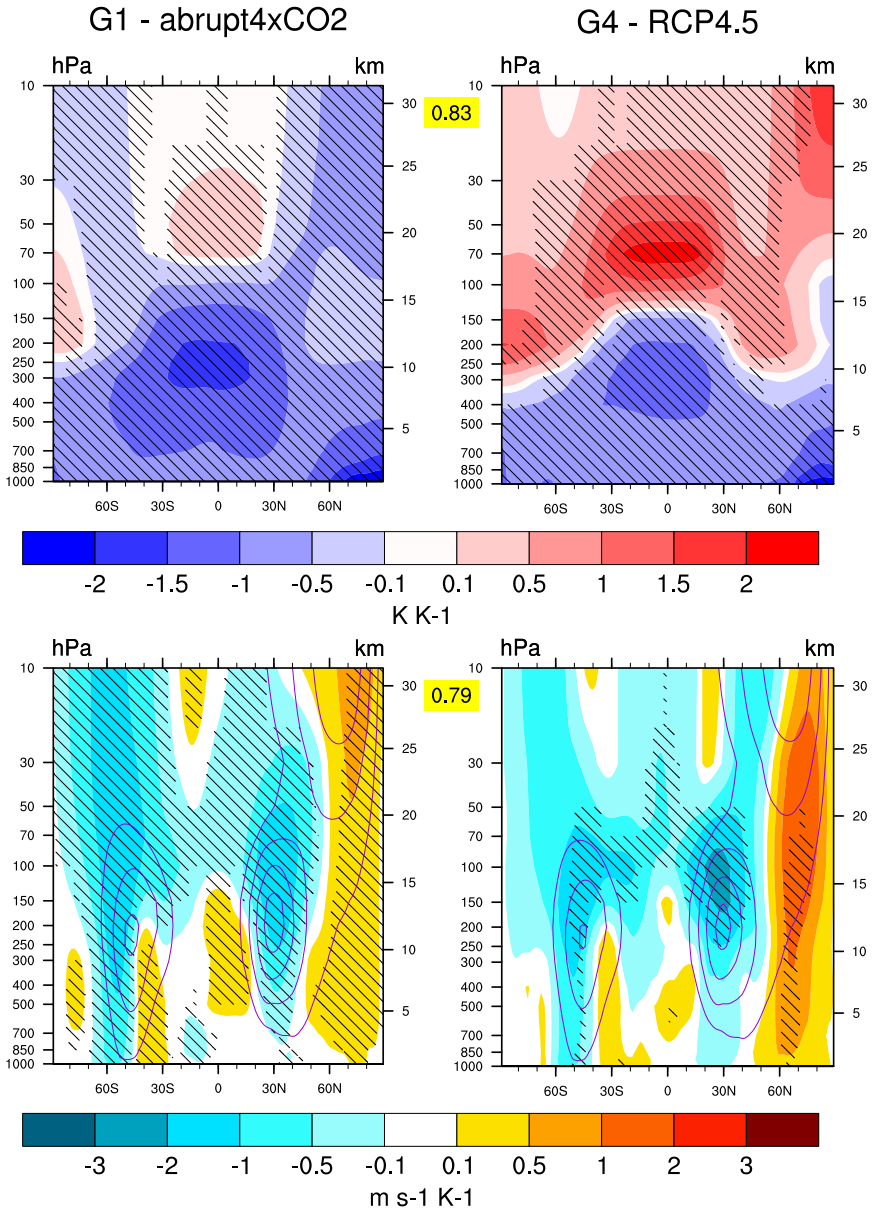


Figure 5.8 – Moyenne zonale de l'anomalie de température atmosphérique (haut) et de vent zonal (bas) en hiver (DJF) entre les simulations G1 et abrupt4×CO2 (à gauche), et G4 et RCP4.5 (à droite), réalisées avec le modèle CNRM-ESM1. La corrélation spatiale entre les champs est indiquée sur fond jaune entre les deux panneaux. Les zones hachurées représentent un niveau de significativité supérieur à 90%, estimé à partir d'un test de Student sur l'échantillon de 40 années. La climatologie de la simulation de référence est indiquée en contours violets, par pas de 10 $m.s^{-1}$.

5.3.1.2 Influence sur le vent zonal

Les différences existantes dans les profils verticaux de la température atmosphérique (notamment stratosphérique) entre les deux simulations G1 et G4 vont influencer différemment les circulations atmosphériques à cause de l'équilibre du vent thermique. La Figure 5.8 (panneaux du bas) représente la moyenne zonale du vent zonal, à laquelle est superposée en contours violets la climatologie du vent zonal. Comme on l'avait observé pour G1, on remarque un ralentissement des jets subtropicaux au niveau de leur maximum. L'augmentation du vortex polaire est observable et plus marquée dans G4, pouvant être reliée aux réponses différentes dans la stratosphère. Contrairement à la réponse de la température atmosphérique, la corrélation spatiale entre les deux champs de vent zonal est proche de celle que l'on avait obtenue dans la section précédente entre l'ESM1 et l'ESM2. Notons toutefois la faible significativité des anomalies dans G4.

5.3.2 Quels peuvent être les impacts régionaux de la différence de réponse de la stratosphère : zoom sur l'Europe

La Figure 5.9 regroupe les équivalents des Figure 5.4, Figure 5.5, et Figure 5.6 de la section précédente, traitant cette fois-ci des différences entre G1 et G4. Sont représentés de haut en bas la température atmosphérique de surface, le vent à 850 hPa et les précipitations en moyenne hivernale (DJF) sur une période de 40 ans, normalisés par le refroidissement moyen annuel et global induit par la SRM. La corrélation spatiale entre les deux scénarios est bonne (0.83) en ce qui concerne la température. Néanmoins, le contraste océan-continent semble plus fort dans G4, avec une anomalie de température plus forte sur l'Afrique du Nord, et moins forte sur l'Atlantique. La réponse est très différente entre les deux scénarios sur l'Europe de l'Est. La simulation G1 montre un gradient ouest-est de refroidissement sur l'Europe, avec un refroidissement dépassant 2°C sur la Scandinavie et l'extrême est de l'Europe. Ceci n'est pas observable dans G4, et la zone en question est même non-significative.

Concernant les deux autres champs présentés, la significativité du signal est quasi nulle pour G4, malgré l'utilisation d'un ensemble de quatre réalisations pour cette simulation. Les corrélations spatiales sont faibles, mais il semble difficile de conclure sur les différences entre G1 et G4 tant le ratio signal sur bruit est très faible pour G4.

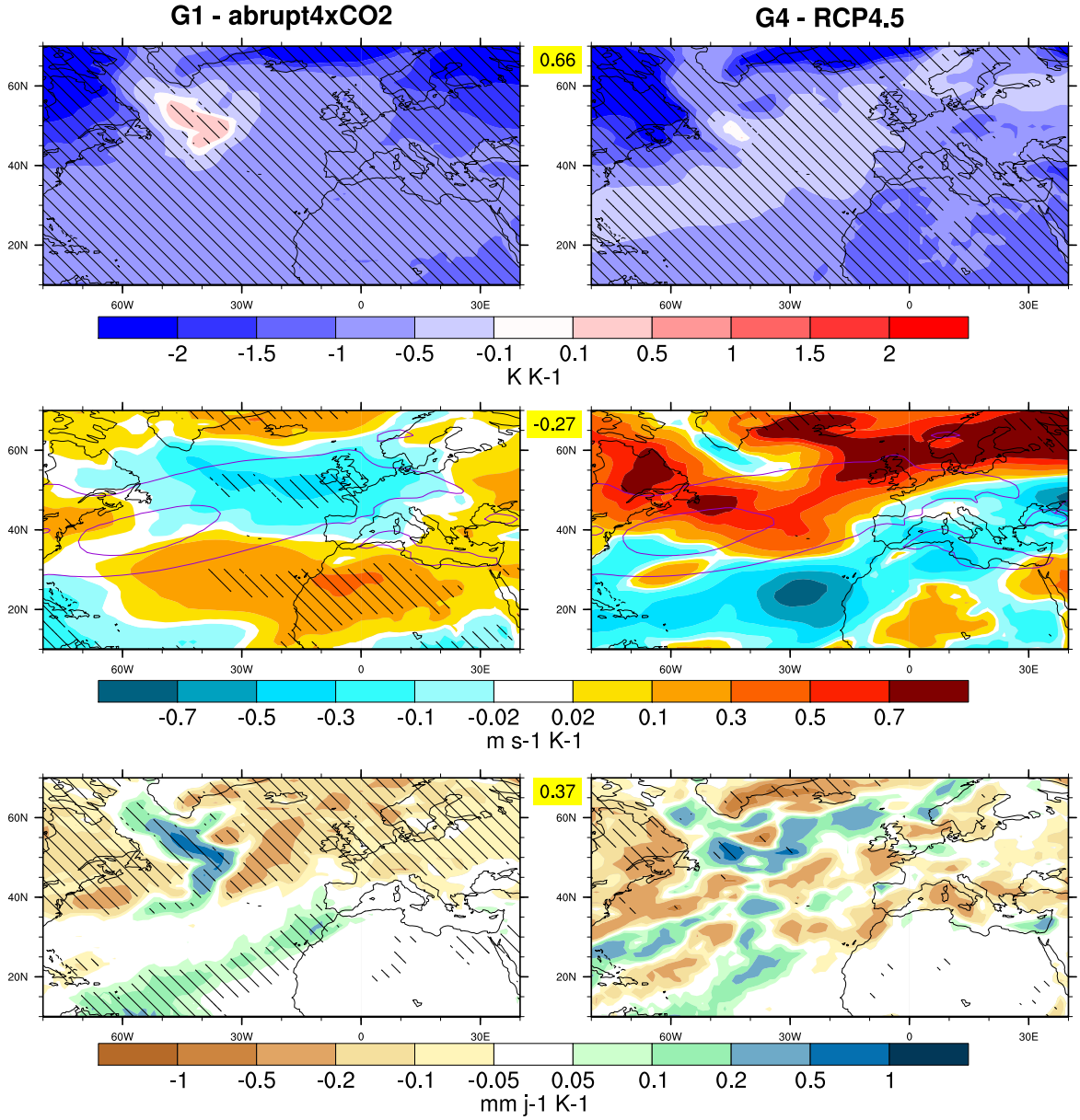


Figure 5.9 – Anomalies de la température atmosphérique de surface (haut), du vent zonal à 850 hPa (milieu), et des précipitations (bas) en hiver (DJF) entre les simulations G1 et abrupt4×CO2 (à gauche), et G4 et RCP4.5 (à droite) sur le domaine Europe-Atlantique. Pour chaque couple d'anomalies, la corrélation spatiale entre les deux modèles est indiquée sur fond jaune entre les deux panneaux. Les zones hachurées représentent un niveau de significativité supérieur à 90%, estimé à partir d'un test de Student sur l'échantillon de 40 années. Pour le vent zonal, la climatologie de la simulation de référence est indiquée en contours violets, par pas de 5 $m.s^{-1}$.

Résumé du Chapitre 5

Dans ce chapitre, nous avons évalué deux types d'incertitudes : celle intrinsèque au modèle et celle liée au protocole expérimental. Nous avons décidé d'axer ce chapitre sur des réponses régionales, car bien que la mise en place de la géo-ingénierie soit globale, les impacts régionaux sont primordiaux quand il s'agit de s'intéresser au devenir des populations.

En me concentrant sur une zone géographique particulière qui est l'Europe afin de mettre en évidence les accords et divergences d'un scénario ou d'un modèle à l'autre, je peux tirer de cette études les conclusions suivantes :

J'ai approché l'incertitude liée au modèle au travers d'un seul type d'expérience (G1) mais avec deux générations de modèles système Terre. J'ai mis en évidence que l'augmentation du nombre de niveaux verticaux dans le modèle atmosphérique, et surtout l'augmentation de l'altitude du toit du modèle permet de mieux représenter la dynamique stratosphérique. Cette dernière est une courroie de distribution des circulations atmosphériques et explique une large part de la réponse de CNRM-ESM1 et de CNRM-ESM2-1 à la SRM. J'aurai souhaité pouvoir attaquer cette question avec un ensemble plus importante de modèles de nouvelle génération (CMIP6), mais aucune donnée n'était disponible au moment de l'écriture du manuscrit. Néanmoins, au regard de la littérature récente, CNRM-ESM2-1 présente des résultats plus proches de ceux obtenus à partir d'études multi-modèles effectuées par le passé, notamment sur les précipitations (Schmidt et al., 2012).

J'ai ensuite abordé l'incertitude liée au protocole grâce à la comparaison des deux simulations G1 et G4 conduites avec un unique modèle : CNRM-ESM1. J'ai pu montrer que ces protocoles génèrent un comportement très différent du modèle dans la stratosphère. Les rétroactions liées à l'ozone pourraient être une source potentielle de différences entre les deux protocoles. La réalisation de simulations annexes dans lesquelles ces rétroactions seraient coupées (l'ozone serait alors non-interactif) permettraient d'évaluer leur rôle. Une autre perspective serait d'analyser la réponse de l'oscillation quasi biennale (QBO), qui peut également influencer le vortex polaire et par ce biais la circulation hivernale à nos latitudes.

Chapitre 6

Conclusions et Perspectives

Dans son document de synthèse daté de 2014, l'Atelier de Réflexion Prospective REAGIR définit la géo-ingénierie de l'environnement comme l'ensemble des techniques et pratiques mises en œuvre ou projetées dans une visée corrective à grande échelle d'effets résultants de la pression anthropique sur l'environnement. Ces techniques doivent être distinguées des mesures classiques d'atténuation (réduction des émissions de gaz à effet de serre) ou d'adaptation (réduction de la vulnérabilité des systèmes naturels et humains aux effets des changements climatiques), même si elles peuvent à certains égards les recouper. De par leur nature globale, elles revêtent de nombreux enjeux (faisabilité technique, gouvernance, acceptabilité sociale) qui dépassent largement le cadre de cette thèse.

Deux grandes familles de techniques de géo-ingénierie sont couramment distinguées. Les techniques d'extraction du dioxyde de carbone (CDR, Carbon Dioxide Removal) englobent toutes les méthodes ayant pour but la capture directe du CO_2 atmosphérique ou d'autres gaz à effet de serre. Les techniques de gestion du rayonnement, le plus souvent solaire, (SRM, Solar Radiation Modification) regroupent toutes les méthodes ayant pour but d'affecter le climat par modification des flux radiatifs. Elles peuvent être déclinées en différentes stratégies consistant i) à modifier l'albédo des surfaces terrestres, ii) à modifier l'albédo des nuages (en pulvérisant par exemple des sels marins dans la basse troposphère), iii) à limiter le rayonnement solaire incident au sommet de la troposphère (en mettant en orbite des panneaux réfléchissant ou en injectant des aérosols dans la stratosphère).

C'est à cette dernière méthode de SRM que nous nous sommes intéressés, à l'instar des premières simulations de géo-ingénierie (G1 et G4) mises en œuvre dans le cadre du projet international d'intercomparaison GeoMIP. Les Chapitres 3 et 4 ont porté exclusivement sur l'injection de soufre dans la stratosphère (SRM-SAI, expérience G4), visant à créer des aérosols d'acide sulfurique ayant comme propriété de réfléchir le rayonnement solaire incident. L'injection préconisée se ferait dans la stratosphère tropicale car le soufre injecté sous forme gazeuse ou particulaire pourrait se disperser dans les deux hémisphères via la circulation de Brewer-Dobson, influençant ainsi le contenu en aérosols stratosphériques à l'échelle globale et de manière relativement homogène. Le modèle système Terre du CNRM, comme de nombreux autres modèles ayant participé à la première phase de GeoMIP, ne simule pas explicitement la chimie du soufre

et se contente de prescrire directement des charges en aérosols stratosphériques.

Les techniques de SRM-SAI s'inspirent du refroidissement de la surface de la Terre observé après les grandes éruptions volcaniques qui sont associées à des injections de grandes quantités de soufre dans la stratosphère. Ce refroidissement est temporaire et ne dure que quelques années, le temps que les aérosols d'acide sulfurique d'origine volcanique soient éliminés de l'atmosphère. L'objectif de la SRM-SAI est d'obtenir un refroidissement "permanent" de la surface en injectant continuellement du soufre de manière à maintenir une couche d'aérosols stratosphériques suffisante pour limiter l'effet de l'accroissement de l'effet de serre. L'éruption volcanique du Mont Pinatubo en 1991 a injecté 20 Mt de dioxyde de soufre dans la stratosphère et a généré un refroidissement global d'un demi-degré environ pendant la première année. Cependant, il n'est pas acquis que l'injection continue de 20 Mt de dioxyde de soufre durant un an produise une couche d'aérosols d'acide sulfurique comparable à celle produite par l'éruption volcanique du Mont Pinatubo en termes de distribution en taille d'aérosols et donc en termes de forçage radiatif.

La question de l'efficacité de la SRM-SAI et de la quantité d'aérosols à injecter pour obtenir un refroidissement donné est donc une première question essentielle et a fait en partie l'objet du Chapitre 3. Étant donné la relative rusticité de la représentation des aérosols dans la génération CMIP5 des modèles utilisés pour les expériences G4 disponibles, les protocoles CMIP5 de GeoMIP ont fait preuve d'un certain laxisme quant au mode de représentation des aérosols dans ces expériences (augmentation de l'AOD versus simulation de l'injection, différences de profils latitudinaux et/ou verticaux de l'AOD/du SO_2). Cela a conduit à des résultats très divergents en termes d'atténuation du rayonnement et de diminution de la température en moyenne globale, ce qui nous a poussé à nous focaliser sur le refroidissement normalisé par la réduction du rayonnement solaire incident en surface. Pour aller plus loin sur l'impact radiatif direct des aérosols stratosphériques simulés, nous avons même utilisé le paramètre "en ciel clair" qui permet de s'affranchir de la rétroaction nuageuse. Ainsi, nous avons identifié une propriété statistique entre le comportement des modèles dans l'expérience G4, et leur réponse aux principales éruptions du XXème siècle. Appuyé par un jeu de données d'observations et de réanalyses aussi diversifié que possible, nous avons revu à la baisse l'efficacité de la SRM-SAI par rapport à la moyenne multi-modèle (réduction de 20%), et réduit l'incertitude associée de 40%. N'oublions pas que ce travail visait à contraindre l'incertitude en température pour un changement radiatif donné, sans se préoccuper des processus préalables reliant la stratégie d'injection à la déstabilisation du bilan radiatif. Il est primordial de comprendre et d'étudier l'ensemble des processus allant du choix des composés injectés, en passant par leur taille, leur lieu d'injection, puis leur dispersion dans la haute atmosphère, leurs propriétés optiques, menant finalement au refroidissement de la planète. Le récent rapport spécial du GIEC sur le scénario climatique 1.5°C en lien avec les accords de Paris stipule que la SRM pourrait limiter un éventuel overshoot en température au cours du XXIème siècle : l'importance de relier la stratégie d'injection au refroidissement global effectif est donc primordiale quand il est question de ne pas dépasser un seuil en température. L'amélioration des connaissances passera également par l'élaboration de protocoles plus sophistiqués, et plus en adéquation avec les éventuelles techniques de mise en œuvre de la SAI.

Les études de faisabilité ont conclu que la SRM-SAI serait réalisable sur le plan

technique à moyen-long terme même s'il existe de nombreuses incertitudes sur les coûts. Sur le plan scientifique, le bémol du Chapitre 3 sur l'efficacité supposée de cette technique ne suffit pas à la remettre en cause en tant que solution provisoire en cas d'emballement du réchauffement global. Il a notamment été suggéré que la SRM-SAI pourrait par ailleurs avoir des retombées positives sur le cycle du carbone, en favorisant les puits naturels de carbone atmosphérique que représentent les océans et les surfaces continentales. Ces puits naturels ont absorbé près de la moitié des émissions anthropiques de CO_2 sur la dernière décennie, avec une contribution un peu plus forte pour les surfaces continentales que pour l'océan global. Le réchauffement global et l'aridification éventuelle d'une partie des continents pourraient cependant réduire l'efficacité de ces puits naturels de carbone à plus ou moins long terme. Le Chapitre 4 de cette thèse a permis d'évaluer l'impact de la SRM-SAI sur le bilan de carbone, d'une part à moyen terme pendant la période de mise en œuvre de la SAI (2020-2070), mais aussi à plus long terme en cas d'arrêt de cette technique et en réponse à un éventuel effet rebond sur la température globale. Les modèles s'accordent à prédire que le climat induit par la SAI tend à stimuler les puits naturels de carbone, principalement celui que constitue la biosphère continentale. La quantité additionnelle de carbone stocké durant les 50 années de SAI serait de 40 GtC, équivalent à 4 années d'émissions anthropiques au taux d'émission actuel. Néanmoins, plusieurs éléments limitent l'impact *a priori* positif de la SAI sur les flux de carbone. En plus de l'incertitude sur l'amplitude de la réponse du cycle du carbone, notamment en lien avec l'incertitude sur la réponse du bilan radiatif et de la température décrite dans le Chapitre 3, les modèles divergent sur les processus biogéochimiques pilotant le signal. La compréhension des processus photosynthétique et de respirations ainsi que leurs implémentations dans les modèles de climat nécessitent des études supplémentaires. Les améliorations qui ont été apportées au modèle du CNRM en vue du prochain exercice CMIP6 pourraient affiner les résultats obtenues dans cette étude (meilleur réalisme des processus de respirations, impact du rayonnement diffus sur la photosynthèse...). Enfin, l'arrêt prolongé de la SAI provoquant un rebond en température dû à l'effet de serre additionnel imputé aux émissions de CO_2 anthropique impliquerait une réversibilité du cycle du carbone, le carbone accumulé durant la période de SAI serait alors rapidement relâché dans l'atmosphère.

Bien que l'acceptabilité sociale et la gouvernance de la géo-ingénierie ne soient pas le sujet de cette thèse, il semble pour le moment acquis que toute décision de mise en œuvre devrait se faire de manière concertée (dans le cadre des Nations Unies) et avec l'accord de tous les pays. Sur le plan scientifique, cela signifie que la possibilité de compenser le réchauffement global anthropique via cette technique ne garantit nullement son approbation tant que ses potentiels effets collatéraux ne sont pas documentés, y compris à l'échelle régionale. À titre d'illustration, et indépendamment des effets attendus sur l'acidité des océans ou sur l'ozone stratosphérique, le Chapitre 5 s'est intéressé à l'impact de la SRM sur le climat hivernal de l'Europe. Diverses sources d'incertitudes sur cette réponse ont été explorées : le choix du modèle utilisé (comparaison des modèles CNRM-ESM1 et CNRM-ESM2.1 dans les simulations G1), mais aussi le choix du protocole mis en œuvre (comparaison des expériences G1 et G4) avec le modèle CNRM-ESM1. Ces deux études parallèles montrent la sensibilité de la réponse climatique et l'incertitude existante entre les réponses de deux modèles aux paradigmes pourtant communs, et entre deux simulations pourtant pilotées par les mêmes scientifiques. Les efforts de modélisation du système climatique

sont donc essentiels afin de réduire les incertitudes liées aux simplifications de certains processus, hypothèses nécessaires à la modélisation climatique mais qui ne doivent pas altérer les résultats scientifiques. Dans le cas du modèle du CNRM, l'amélioration de la représentation verticale de l'atmosphère notamment l'augmentation de l'altitude du toit du modèle permet de mieux représenter la dynamique stratosphérique, nécessaire quand il s'agit d'étudier des simulations de type SAI.

Pour résumer cette thèse, on peut donc conclure que les techniques de SRM-SAI ne sont pas aussi séduisantes que ce qu'en disent leurs avocats ou promoteurs. Les quantités de soufre à injecter dans la stratosphère, et les coûts afférents, pour contrecarrer l'effet de l'accroissement des gaz à effet de serre sur la température du globe pourraient être plus élevés que prévu. Les retombées positives sur le cycle du carbone restent très hypothétiques dans l'état actuel de la modélisation du système Terre et seront largement annihilées en cas d'arrêt de l'injection de soufre (ou d'autres précurseurs d'aérosols) dans la stratosphère. Enfin et surtout, si la réduction du rayonnement solaire incident permet effectivement de compenser l'effet des émissions anthropiques de gaz à effet de serre sur la température de surface en moyenne annuelle et globale, cette compensation reste très imparfaite sur la répartition verticale et latitudinale des températures, ce qui peut engendrer des répercussions négatives sur la circulation atmosphériques et les précipitations à l'échelle régionale.

D'autres effets collatéraux potentiellement importants ont été mis en évidence par d'autres études, tels qu'une diminution de la couche d'ozone stratosphérique, notamment en Antarctique, tant que subsistera une teneur élevée de composés halogénés dans la stratosphère, ce qui sera le cas pendant encore de nombreuses décennies. La représentation fine de la stratosphère dans CNRM-ESM2.1 (résolution verticale, simulation réaliste de la QBO, des vortex polaires et des réchauffements stratosphériques soudains dans les deux hémisphères, ozone interactif via le modèle de chimie stratosphérique REPROBUS) est un atout important pour explorer cette question dans la continuité de cette thèse. Une autre perspective à court terme est d'utiliser les prochaines simulations GeoMIP réalisées dans le cadre de CMIP6 pour confirmer ou non la sensibilité de la réponse de la dynamique stratosphérique au choix du modèle et/ou du protocole utilisé, et quantifier les incertitudes associées en termes de climat sur l'Atlantique Nord et sur l'Europe. Dans cette optique, l'utilisation de grands ensembles pourrait s'avérer précieuse pour détecter significativement le signal régional de la SRM, notamment sur les précipitations.

À un peu plus long terme, la stratégie mise en œuvre dans le Chapitre 3 pour contraindre la réponse thermique globale à la réduction du rayonnement solaire incident pourrait être appliquée à l'échelle plus régionale et/ou à d'autres variables. Néanmoins, l'utilisation des éruptions volcaniques comme analogue de la SRM-SAI réside principalement dans la méthode actuelle de modélisation de la SAI dans les modèles de climat. L'élaboration de protocoles plus sophistiqués, en adaptant par exemple le lieu ou la saisonnalité de l'injection, ou encore les propriétés des aérosols ou de leurs précurseurs, pourrait réduire l'analogie qui peut être faite aujourd'hui entre les éruptions volcaniques et la SRM-SAI dans les modèles de climat.

Au sein de la communauté scientifique, les différentes techniques de SRM ont souvent été mises dans le même panier, pensant que les impacts climatiques seraient semblables. La comparaison de protocoles de nature différente a montré que les im-

pacts climatiques peuvent différer selon la méthode employée pour déstabiliser le bilan radiatif terrestre. Une fois encore, il est important d'implémenter dans les modèles chaque technique de SRM de manière indépendante pour en étudier les impacts, sans généraliser les conclusions à l'ensemble des techniques de SRM. L'exercice GeoMIP pour CMIP6 prévoit par exemple d'étudier la technique d'amincissement des cirrus par accélération de la sédimentation de leurs cristaux de glace.

Enfin, outre les incertitudes scientifiques sur les multiples effets climatiques de la SRM-SAI, ce projet de géo-ingénierie pose des problèmes majeurs de gouvernance mondiale. L'échec relatif de cette dernière dans la lutte contre le réchauffement climatique laisse présager des difficultés analogues à propos de la gouvernance de la SRM. Des travaux interdisciplinaires, mêlant sciences "dures" et sciences humaines (sociales, politiques et de l'éthique) doivent donc être menés sur cette thématique, sans se faire au détriment des travaux en cours visant à identifier et si possible lever les verrous techniques, sociaux et politiques d'une réduction substantielle des émissions de gaz à effet de serre. Cette réduction drastique des émissions reste la principale solution pour limiter le réchauffement global et ses impacts. Pour la majorité des scientifiques, la géo-ingénierie reste un plan B très imparfait et très hypothétique, mais sur lequel on ne peut faire l'impasse tant que pèse la menace de changements climatiques abrupts et/ou irréversibles.

Liste des Figures

1.1 Série temporelle des émissions anthropiques de carbone 3
1.2 Mappemonde des expériences de géo-ingénierie 4
1.3 Figure du rapport spécial du GIEC (SR15) 5

2.1 Système climatique 11
2.2 Profil vertical de la température atmosphérique 12
2.3 Paramètres orbitaux de la Terre 16
2.4 Forçages climatiques au cours du dernier millénaire 17
2.5 Position de la géo-ingénierie, entre mitigation et adaptation 21
2.6 Principaux concepts de la géo-ingénierie (ARP REAGIR) 22
2.7 Évolution de la représentation du système climatique dans les modèles . 24
2.8 Impact de la résolution horizontale sur le relief 25
2.9 Évaluation de CNRM-ESM1 et CNRM-ESM2-1 : TAS 28
2.10 Évaluation de CNRM-ESM1 et CNRM-ESM2-1 : PR 29
2.11 Évaluation de CNRM-ESM1 et CNRM-ESM2-1 : GPP 30

3.1 Schéma de la simulation G4 37
3.2 Réponse globale à la SRM-SAI : (a) SWcs (b) T (c) PR 39
3.3 Réponse régionale à la SRM-SAI : SWcs 40
3.4 Réponse régionale : T 41
3.5 Réponse régionale à la SRM-SAI : PR 41
3.6 Forçages volcaniques : AOD sur la période historique 44
3.7 Réponse globale aux éruptions volcaniques : SWcs 48
3.8 Réponse globale aux éruptions volcaniques : T 50
3.9 Réponse régionale aux éruptions volcaniques : SWcs 51

3.10 Réponse régionale aux éruptions volcaniques : T 52
3.11 Réponse régionale aux éruptions volcaniques : PR 53
3.12 Schéma de la méthode de contrainte émergente 65

4.1 Série temporelle des sources et puits de carbone (GCP) 70
4.2 Réponse de la GPP dans CNRM-ESM1 101
4.3 Coefficients α des modèles linéaires 104
4.4 Flux bruts (GPP, RA, RH) pour les deux modèles japonais MIROC . . 106

5.1 Schéma de la simulation G1 111
5.2 Comparaison CNRM-ESM1 / CNRM-ESM2-1 : coupe zonale DJF TA . 115
5.3 Comparaison CNRM-ESM1 / CNRM-ESM2-1 : coupe zonale DJF UA 117
5.4 Comparaison CNRM-ESM1 / CNRM-ESM2-1 : zoom Europe DJF TAS 119
5.5 Comparaison CNRM-ESM1 / CNRM-ESM2-1 : zoom Europe DJF U850 120
5.6 Comparaison CNRM-ESM1 / CNRM-ESM2-1 : zoom Europe DJF PR 121
5.7 Comparaison CNRM-ESM1 / CNRM-ESM2-1 : zoom Europe DJF P−E 122
5.8 Comparaison G1 / G4 : coupes zonales DJF TA et UA 124
5.9 Comparaison G1 / G4 : zoom Europe DJF TAS, U850 et PR 126

C.1 PAR interactif : GPP et LAI 168
C.2 PAR interactif : TAS et PR 169

D.1 Comparaison CNRM-ESM1 / CNRM-ESM2-1 : carte globale DJF TAS 172
D.2 Comparaison CNRM-ESM1 / CNRM-ESM2-1 : carte globale JJA TAS 173
D.3 Comparaison CNRM-ESM1 / CNRM-ESM2-1 : carte globale DJF U850 174
D.4 Comparaison CNRM-ESM1 / CNRM-ESM2-1 : carte globale JJA U850 175
D.5 Comparaison CNRM-ESM1 / CNRM-ESM2-1 : carte globale DJF PR . 176
D.6 Comparaison CNRM-ESM1 / CNRM-ESM2-1 : carte globale JJA PR . 177

Liste des Tableaux

2.1 Comparaison des composantes de CNRM-ESM1 et de CNRM-ESM2-1 . 26
2.2 Résolutions des modèles CMIP5 31

3.1 Modèles GeoMIP : paramétrage SRM-SAI 46
3.2 Modèles GeoMIP : paramétrage des éruptions volcaniques 47

4.1 Bilan des flux de carbone cumulés sur la période de SRM-SAI 102

5.1 Calibration de G1 avec CNRM-ESM1 et CNRM-ESM2-1 112

Annexe A

Midlatitude Summer Drying : An Underestimated Threat in CMIP5 Models ?, Geophysical Research Letters, Douville and Plazzotta (2017)

AGU PUBLICATIONS

Geophysical Research Letters

RESEARCH LETTER
10.1002/2017GL075353

Key Points:
- Independent data sets are used to demonstrate the reality and anthropogenic origin of a recent multidecadal drying of the summer midlatitudes
- In CMIP5 models the summer drying projected at the end of the 21st century shows a significant relationship with the recent drying
- This emergent relationship is used to constrain the model response and suggests that most CMIP5 models underestimate the projected drying

Supporting Information:
- Supporting Information S1

Correspondence to:
H. Douville,
herve.douville@meteo.fr

Citation:
Douville, H., & Plazzotta, M. (2017). Midlatitude summer drying: An underestimated threat in CMIP5 models? *Geophysical Research Letters*, *44*. https://doi.org/10.1002/2017GL075353

Received 17 AUG 2017
Accepted 28 SEP 2017
Accepted article online 4 OCT 2017

©2017. American Geophysical Union. All Rights Reserved.

Midlatitude Summer Drying: An Underestimated Threat in CMIP5 Models?

H. Douville[1] **and M. Plazzotta**[1]

[1]Météo-France/CNRM, Toulouse, France

Abstract Early assessments of the hydrological impacts of global warming suggested both an intensification of the global water cycle and an expansion of dry areas. Yet these alarming conclusions were challenged by a number of latter studies emphasizing the lack of evidence in observations and historical simulations, as well as the large uncertainties in climate projections from the fifth phase of the Coupled Model Intercomparison Project (CMIP5). Here several aridity indices and a two-tier attribution strategy are used to demonstrate that a summer midlatitude drying has recently emerged over the northern continents, which is mainly attributable to anthropogenic climate change. This emerging signal is shown to be the harbinger of a long-term drying in the CMIP5 projections. Linear trends in the observed aridity indices can therefore be used as observational constraints and suggest that the projected midlatitude summer drying was underestimated by most CMIP5 models. Mitigating global warming therefore remains a priority to avoid dangerous impacts on global water and food security.

Plain Language Summary What will be the consequence of global warming on regional soil moisture at the end of the 21st century? The response found in the fifth Assessment Report (AR5) of Intergovernmental Panel on Climate Change is blurred by many uncertainties, even when the focus is on a single business-as-usual scenario for the projected concentrations of greenhouse gases. Such a confusion is dominated by climate model uncertainties on the long term but might be also due to internal climate variability on the near term. Here we use a detection-attribution methodology to demonstrate that recent trends in soil moisture and in near-surface relative humidity averaged over the boreal midlatitude continents in summer have been mainly driven by human activities. Then we show that there is a fairly strong relationship between the near-term versus long-term aridity response among a set of 20 climate models, thereby supporting the limited influence of internal climate variability on near-term variability. Finally, we use this emergent relationship to constrain the long-term model response with the recent trends estimated from the observations and find that the projected long-term drying was probably underestimated by most global climate models explored in the AR5.

1. Introduction

Water scarcity is a major threat for food security and economic prosperity in many countries, which is not expected to decrease given the growing global population and related pressure on available water resources. Moreover, the global water cycle might be seriously affected by the projected climate change due to anthropogenic emissions of greenhouse gases (GHGs). The threat of an increased risk of drought, including in the summer midlatitudes, was highlighted by both empirical (e.g., Dai et al., 2004) and numerical studies (e.g., Douville et al., 2002; Frierson & Scheff, 2012; Scheff & Frierson, 2015). Off-line hydrological simulations suggest that a global warming of 2°C above present will increase the population living under extreme water scarcity by another 40% compared with the effect of population growth alone (e.g., Schewe et al., 2014). Nevertheless, such hydrological impacts are highly model dependent, with both global climate models (GCMs) and off-line land surface models (LSMs) contributing to the spread. Internal climate variability is also a major source of uncertainty, even if the model formulation generally dominates the spread by the end of the 21st century (Orlowsky and Seneviratne, 2013).

In contrast to the mainstream thinking, a number of studies cast serious doubts on the reality of the ongoing and/or projected global drying. First, empirical aridity indices must be interpreted cautiously since they rely on a simplified calculation of potential evaporation that may respond incorrectly to the land surface warming observed in recent decades (Joetzjer et al., 2013; Sheffield et al., 2012). Moreover, the general climate change paradigms that "dry regions are getting drier and wet regions are getting wetter" and that "warmer is more

Table 1
Summary of the Ensemble AGCM Experiments

Expt	SST	Radiative forcings	Size
ALL	Observed AMIP	NAT + ANT	9
EXT	Externally-Forced AMIP	NAT + ANT	9
INT	Internal AMIP	Fixed	9
ANT	Human-Forced AMIP	ANT Only	5

Note. For the INT ensemble, "fixed" means the 1920–1960 monthly (SST and aerosols) or annual (other radiative forcings) mean climatology. Here the study is based on the ALL and ANT ensembles and the influence of the natural climate variability is estimated as the ALL minus ANT difference.

arid" have been recently challenged (Greve et al., 2014, Roderick et al., 2015). When aridity changes are assessed as the lack of precipitation, the lack of runoff, or using a carbon budget approach, most global model outputs suggest that "warmer is less arid" (Roderick et al., 2015). In addition, rising atmospheric CO_2 is likely to decrease the plant water use, a physiological process which is overlooked in many climate models and/or impact studies and which can reduce future drought stress (e.g., Best et al., 2007; Swan et al., 2016). Finally, Berg et al. (2016) found a robust vertical gradient of soil moisture anomalies in the fifth phase of the Coupled Model Intercomparison Project (CMIP5) models, with more negative changes projected near the surface, thereby suggesting that the surface drying predicted by empirical and/or off-line metrics may tend to exaggerate changes in total soil moisture availability.

The present study has a twofold objective: (i) attributing the recent variability and (ii) constraining the long-term evolution of total soil moisture and related variables over the northern midlatitude continent in summer (June to September, hereafter JJAS). The first objective is achieved by analyzing ensembles of global atmospheric simulations driven by the human-forced versus total variations of observed sea surface temperature (SST) and sea ice concentration (SIC). The second objective is achieved by using the diagnosed human-forced aridity trends as an emergent constraint for the aridity projections derived from a subset of 20 CMIP5 models. Given the lack of direct total soil moisture observations at the global scale, an off-line land surface reanalysis will be used as well as other (indirect) land surface aridity indices.

Section 2 describes the experiment design and the observed data sets. Results are shown in section 3. A recent land surface drying is found in multiple data sets, which is dominated by anthropogenic climate change. The implications of this attribution for aridity projections are also discussed in section 3 and suggests that this emerging signal is the harbinger of a much stronger drying, which was underestimated by most CMIP5 models. The main conclusions are drawn in section 4.

2. Experiment Design and Data Sets

With the increasing confidence that recent global warming is *very likely* due to human activities, detection and attribution (hereafter) D&A studies have recently moved from temperature to other climate variables equally relevant for impact studies. As far as the global water cycle is concerned, formal D&A studies have revealed a human influence on the zonal mean distribution of precipitation (e.g., Zhang et al., 2007) and surface evapotranspiration (e.g., Douville et al., 2012). Yet the net effect of such changes on the land surface water budget is difficult to assess. D&A of observed changes in continental waters remains a difficult challenge given the limited instrumental record and/or the direct human influence on rivers and reservoirs. To the author's knowledge, the recent study by Mueller and Zhang (2016) is the only one that has been so far successful at attributing changes in soil moisture. The focus was on the northern continents and on the hottest season. The analysis was limited to the 1951–2005 period and based on the comparison between soil moisture outputs from CMIP5 models versus LSMs.

Here the focus is also on the northern midlatitude continents and on the boreal summer season, but the study uses one more decade of data and a two-tier D&A strategy. First, a formal D&A algorithm is applied to isolate the SST and SIC variations driven by anthropogenic and/or natural radiative forcings (cf. supporting information (SI)). Then, ensembles of atmospheric-only global climate simulations are performed to attribute recent changes in soil moisture and related land surface variables. So doing, the CMIP5 models are only used to assess the externally forced variations in the SST observations. By prescribing the observed SST variability, our strategy enables a more straightforward comparison with the observations (e.g., Dai, 2013).

The experiment design is summarized in Table 1. Two ensembles of 1920–2014 global atmospheric simulations have been achieved. ALL is a nine-member ensemble of extended AMIP (Atmospheric Model Intercomparison Project) simulations driven by observed SST/SIC and radiative forcings. ANT is a five-member ensemble driven by the human-forced SST/SIC variability and the anthropogenic radiative forcings (no volcanic eruption and no variation in solar activity). Note that two additional nine-member ensembles have been

achieved to isolate the role of the internal versus externally forced climate variability (cf. Table 1). No ensemble is available to diagnose the influence of natural climate variability (i.e., internal variability + natural forcings) so that this influence will be here estimated as the difference between the ALL and ANT ensembles.

All experiments are based on version 6.2 of the ARPEGE-Climat AGCM, which is an update of v5.2 as described in Voldoire et al. (2013). The main differences between v5.2 and v6.2 include a modification of the vertical diffusion scheme and a new shallow and deep convection scheme. The land surface model has been also improved in many respects, including the introduction of a direct (biophysical) CO_2 effect on stomatal closure (Joetzjer et al., 2015) and the representation of floodplains and groundwaters fully coupled to the soil hydrology. The groundwater scheme needs to be integrated for many decades to reach an equilibrium under preindustrial climate conditions. Such a strategy was not here feasible given the limited computing resources and the decision to start the simulations in 1920. The different members of our experiments were initialized at 5 year intervals from a first extended AMIP integration after a minimum spin-up of 30 years. This is sufficient for most land surface variables to reach equilibrium. A residual drift of deep soil moisture is, however, discernible, which does not represent a major issue since the role of natural climate variability is assessed as the difference between the ALL and ANT ensembles (sharing the same drift).

As far as the CMIP5 models are concerned, all results are based on a single realization of the historical (1850–2005) and corresponding RCP8.5 (2006–2100) simulations. Only a subset of 20 models (cf. Table S1 in SI) has been used to avoid or at least mitigate the issue of model interdependency when building emergent constraints on model projections (Knutti et al., 2017). The main selection criterion was avoiding the use of several models based on the same atmospheric component. A second criterion was the availability of monthly mean model outputs not only for total soil moisture but also for the following variables: near-surface daily mean, daily minimum, and daily maximum temperatures (the latter two being used to assess the diurnal temperature range, hereafter DTR); near-surface relative humidity (hereafter RH); and surface evaporative fraction (hereafter EF) estimated as the ratio between latent heat and total (latent + sensible) turbulent fluxes at the land-atmosphere interface.

The observational counterpart is based on the following data sets: the 1979–2010 European Centre for Medium-Range Weather Forecasts Re-Analysis Interim (ERAI)-Land off-line land surface reanalysis (Balsamo et al., 2015) for soil moisture, the 1979–2016 ERAI atmospheric reanalysis assimilating SYNOP observations (Dee et al., 2011) for RH and the global mean surface temperature (GMST), the 1901–2014 CRU_TS3.23 climatology (https://crudata.uea.ac.uk/cru/data/hrg/) for near-surface temperature, and the 1982–2011 Model Tree Ensemble (MTE) upscaling of in situ FLUXNET measurements (Jung et al., 2010) for EF. In addition to CRU_TS3.23, Hadex2 (http://www.metoffice.gov.uk/hadobs/hadex2/) was also used as an alternative gridded DTR data set and led to similar results.

Note that ERAI-Land is a land surface model simulation driven by observed meteorological forcings. The water budget is thereby perfectly closed, making ERAI-Land a more suitable soil moisture data set for climate applications than ERAI. Yet there is no soil moisture data assimilation so that it is important to use multiple aridity indices in the present study. Modern-Era Retrospective Analysis for Research and Applications (MERRA)-Land was not used as an alternative soil moisture reconstruction, since it shows less consistent trends than ERAI-Land when compared with satellite surface soil moisture over recent decades (Albergel et al., 2013). Additional data sets could have been explored, such as surface soil moisture, vegetation indices, or precipitation, but they would have been unavailable for most CMIP5 models and/or less connected to total soil moisture. Maps of correlations of JJAS anomalies indeed suggest that RH (Figure S1) and DTR (Figure S2) are strongly linked to total soil moisture at interannual timescales in both observations and the CNRM AGCM. Moreover, the simulated correlations are quite realistic in the northern midlatitudes, suggesting that these variables can be here considered as consistent surrogates for soil moisture.

In contrast, the correlation with EF (Figure S3) is stronger than inferred from reconstructions and does not show a clear transition between soil moisture versus energy-limited evapotranspiration around 55°N, as suggested by the ERAI-Land and MTE data sets. While this discrepancy might be the evidence of a too strong land-atmosphere coupling (e.g., Levine et al., 2016; Vilesa et al., 2017), it might be also due to inconsistencies between the reconstructed soil moisture and EF, the latter being based on an empirical upscaling technique and a very limited number of in situ observations. As a result, and owing to the limited length of this data set, we will not use the MTE reconstruction to constrain the CMIP5 projections in the continuation of the study.

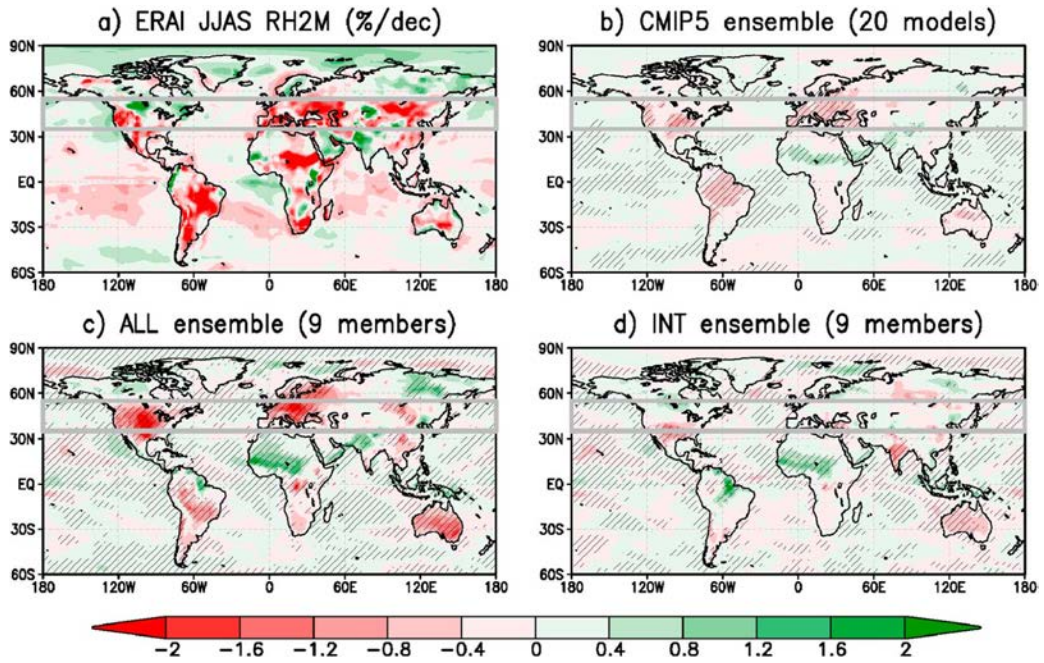


Figure 1. Global distribution of 1979–2014 linear trends in JJAS surface air relative humidity (% per decade) in (a) the ERA-Interim Reanalysis, (b) a subset of 20 CMIP5 models, (c) the ALL ensemble driven by observed SST and radiative forcings, and (d) the INT ensemble driven by the internal variability of the observed SST and fixed (1920–1960 average) radiative forcings. Hatching denotes consistent trends among the different members of the ensembles using a *t* test at a 5% level.

Note finally that the ERAI-Land reanalysis uses a four-layer land surface model with uniform thicknesses, while soil depth is not uniform in most climate models and is highly model dependent in the CMIP5 archive. It is therefore necessary to standardize the soil moisture values for comparing the various data sets. This standardization (i.e., substracting the climatological mean and dividing by the climatological standard deviation) was here done after averaging the total soil moisture over the northern midlatitude domain (hereafter referred to as the SSM index). This choice avoids giving too strong an emphasis on small absolute soil moisture variations in arid areas and is more relevant to discussing the evolution of the regional land surface water budget.

3. Results

Figure 1 compares global maps of 1979–2014 linear trends in JJAS RH between ERAI and three ensembles of global atmospheric simulations: CMIP5, the ALL ensemble driven by observed SST and radiative forcings, and the INT ensemble driven by the internal variability of the observed SST and fixed radiative forcings (1920–1960 climatology). In line with the results of Simmons et al. (2010) and with other data sets, ERAI shows large drying trends in many areas, including over most boreal midlatitude continents. This pattern is strongly underestimated by CMIP5 models although they also show consistent drying trends over North America and Europe. The ALL ensemble is globally more realistic even if the pattern shows some differences with ERAI. The INT ensemble hardly shows any trend in the midlatitudes, thereby suggesting that the drying simulated in the ALL ensemble is dominated by the external radiative forcings.

The hypothesis of a recent summer drying hiatus in most CMIP5 models is further supported by Figure S4 which mainly shows time series of JJAS land surface anomalies averaged over the boreal summer midlatitude continents. Note that this underestimated drying has not much to do with the recent global warming hiatus which shows a distinct spatial and seasonal signature (Trenberth et al., 2014). Figure S4 also highlights the large spread found in the CMIP5 projections, especially for the SSM index and the related land surface variables. Even the sign of the response remains uncertain for DTR, EF, and SSM at the end of the 21st century. Such a dispersion raises the question of whether the recent model behavior is informative about their

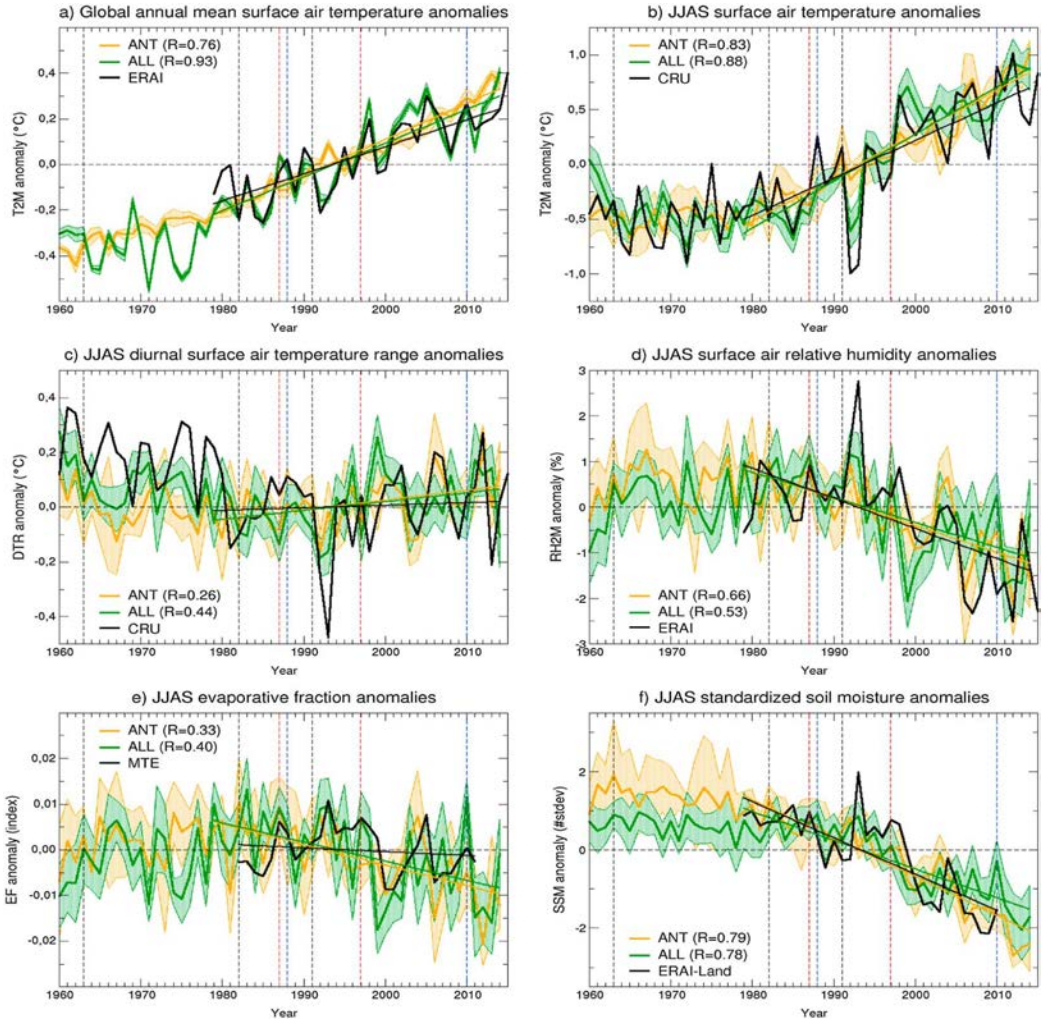


Figure 2. (a) Simulated versus ERAI time series of global annual mean surface air temperature anomalies (°C) from 1960 to 2015. Other panels show simulated time series of JJAS mean anomalies averaged over the northern midlatitude continents [35–55°N] for (b) surface air temperature (°C) versus CRU, (c) diurnal temperature range (°C) versus CRU, (d) surface air relative humidity (%) versus ERAI, (e) evaporative fraction versus MTE, and (f) standardized soil moisture anomalies versus ERAI-Land. For each ensemble (ALL in green and ANT in orange), the thick line denotes the ensemble mean, while the shaded area denotes the 95% confidence interval for the ensemble mean. Linear fits are estimated over the 1979–2014 period (except for shorter observational records). Vertical dashed lines denote JJAS seasons with major anomalies of global mean volcanic aerosol optical depth (in black) or Niño3–Niño4 SST (warm events in red and cold events in blue). *R* is the temporal correlation of the ensemble mean anomalies with the observed anomalies.

long-term response and whether it can be assessed on the basis of a single simulation given the possible influence of internal climate variability.

Before exploring this, Figure 2 compares the 1979–2014 linear trends between the ANT and ALL ensembles conducted with the CNRM AGCM to discuss the anthropogenic versus natural origin of the recent multidecadal variability. The influence of the natural climate variability can be estimated as the difference between the ALL and ANT ensembles. The underlying assumption is that the atmospheric responses to individual radiative and/or SST forcings are additive. While such a hypothesis cannot be verified on the basis of our experiment design (cf. Table 1), the additivity of the JJAS midlatitude anomalies is verified in the case of the INT and EXT additional ensembles (not shown). The only noticeable exception is the total soil moisture response, in line with the residual drift discussed in section 2. Given our initialization strategy, this drift is however common

to all ensembles and is therefore suppressed when estimating the natural variability as the difference between ALL and ANT.

Starting with the annual mean GMST response as an illustration, the global warming trend simulated in the ANT ensemble is slightly stronger than in the ALL ensemble (Figure 2a), thereby suggesting a recent global cooling due to natural climate variability. In line with Douville et al. (2015), this relative cooling is primarily due to internal climate variability (not shown) and is not found over the boreal midlatitude continents in summer (Figure 2b). More interestingly, the robust drying trend simulated in the ALL ensemble is mainly attributable to the anthropogenic forcings (Figure 2c–2f). While the negative trend in total soil moisture (Figure 2f) is robust in both ALL and ANT, the former experiment is less consistent with ERAI-Land thereby suggesting that the CNRM AGCM slightly underestimates the "observed" midlatitude drying. Looking at the other components of the water budget (Figure S7), it seems that this feature is not due to an underestimation of the precipitation decrease but rather to the evapotranspiration trend (although the MTE reference data set does not cover the whole 1979–2014 period and the linear trends are not significant over such a short period).

The robust summer midlatitude drying simulated in ALL and ANT is also found in RH (Figure 2d) and is quite consistent with ERAI after 1979. It is also consistent with a recent increase in the simulated DTR, which is, however, not found in the CRU data set. Yet a wider 1960–2014 perspective supports the trend reversal simulated at the end of the twentieth century in both ALL and ANT. This multidecadal variability is compatible with a dominant time-varying radiative effect of anthropogenic aerosols (Boé, 2016; Zhou et al., 2010). Such a hypothesis is supported by the sliding temporal correlations shown in the supporting information. While both RH and DTR are robust proxies of the SSM index (Figure S5), they are also sensitive to the variability of downward surface solar radiation (Figure S6). This radiative signature seems quite realistic in the CNRM AGCM, at least for the soil moisture and RH indices which can therefore be used to constrain the CMIP5 projections.

Figure 3 shows scatterplots of the long-term RH and SSM responses versus the recent linear trends estimated over the 1979–2014 period. As indicated by the squared correlations in Figures 3a and 3c, such trends explain 24 to 60% of the intermodel spread at the end of the 21st century. The idea that climate change is emerging in the instrumental record and can be used to constrain the long-term projections is not new (e.g., Knutti et al., 2017) but can be misleading if the observed trends are not dominated by anthropogenic forcings. Note that our CMIP5 ensemble (only one realization for each model) here samples both uncertainties in the model formulation and in the initial conditions. Yet internal climate variability can be considered as a random effect in these coupled simulations and has therefore a limited impact on the regression slope.

More critical is the potential role of natural variability in the observed trends if one plans to use them as observational constraints. In both Figures 3a and 3c, the observed trends and their likely range (95% confidence interval) are shown as black lines and gray shadings, respectively. Also shown are the corresponding trends and confidence intervals in the ALL (green) and EXT (red) experiments. Not surprisingly, given the contrasted fraction of the intermodel spread explained by the linear regressions, the confidence intervals are tighter and the difference between ALL and ANT is smaller for the SSM compared to RH index. Arguing that the human-induced linear trends represent a better constraint on the long-term response of the CMIP5 models than the observed trends, the difference between ALL and ANT can be used to translate the observed trends on the *x* axis as represented by the maroon lines compared to the black lines. The confidence intervals are then also increased to account for the uncertainties in the ALL minus ANT differences.

Figures 3b and 3d illustrate the distribution of the CMIP5 model uncertainties and their potential reduction through the use of the emergent constraints shown in Figures 3a and 3c, respectively. The prior distribution (in red) is assumed to be Gaussian and is only estimated from the discrete realizations of the CMIP5 models. Using the observed 1979–2014 linear trends to constrain the projections through a simple calculation of conditional probabilities leads to a steeper distribution (in black) with a tighter 95% confidence interval (shading) and a drier ensemble mean response for both RH and SSM. This shift and narrowing is more important for soil moisture than for RH raising some questions about the consistency between both indices. Yet there is a qualitative agreement between the two diagnostics whereby the summer drying of the northern midlatitude continents was underestimated by most CMIP5 models. Taking into account the additional constraint about the limited contribution of natural climate variability to the observed trends (cf. maroon pdfs) does not change this conclusion which is even slightly reinforced in the case of total soil moisture.

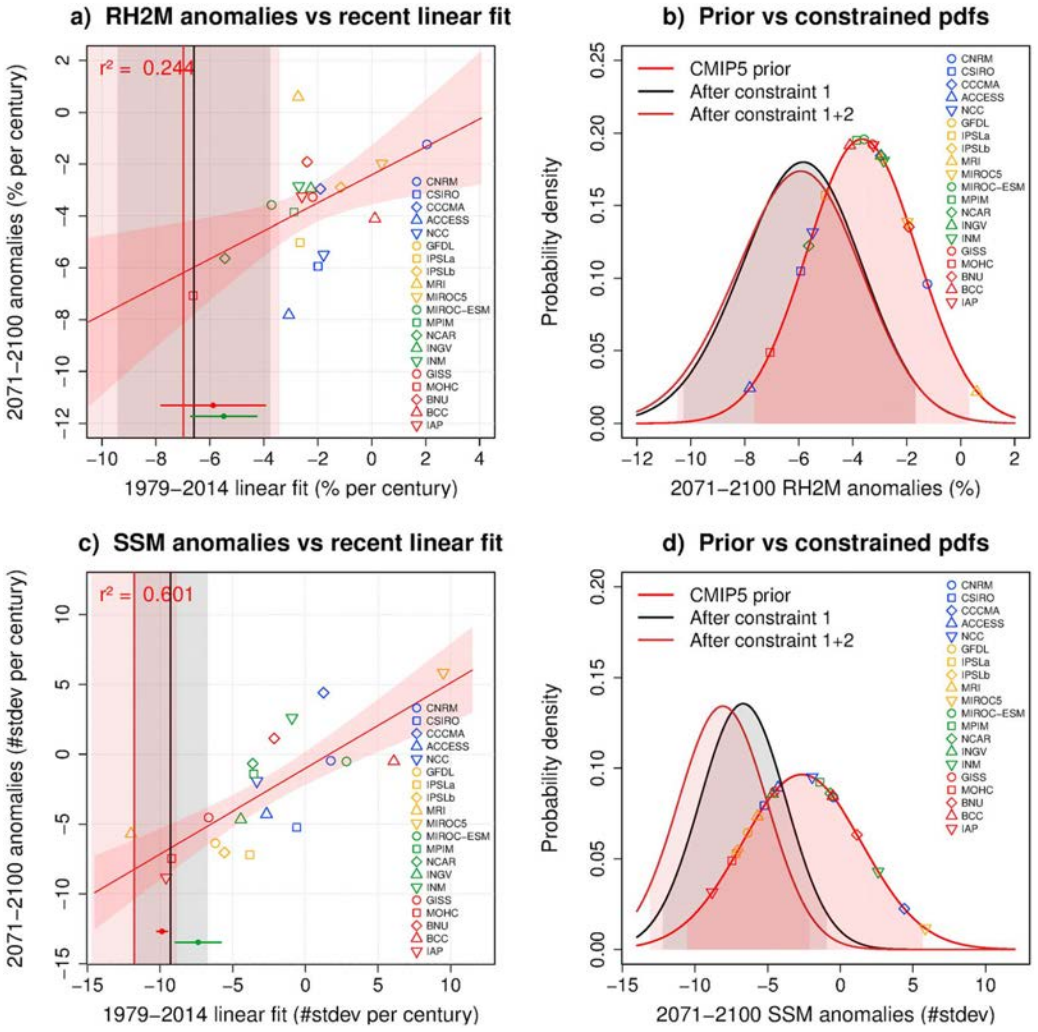


Figure 3. (a) Scatterplot of 2071–2100 anomalies (%) versus 1979–2014 linear trends (% per century) of JJAS near-surface air relative humidity averaged over the northern midlatitude continents among a subset of 20 CMIP5 models and related linear regression (red line, 95% confidence interval in shading). (b) Prior (no observational constraints) and constrained (see text for details) pdfs of the CMIP5 anomalies (%). (c, d) Same as Figures 3a and 3b but for standardized soil moisture (SSM in standard deviation). In panels Figures 3a and 3c, vertical lines and the associated 95% confidence intervals in shading denote the observed linear trend (black, only over 1979–2010 for SSM), the ensemble mean trend simulated in ALL and ANT (green and red), and the observed linear trend attributed to anthropogenic forcings (maroon). All anomalies are derived from a unique realization of the RCP8.5 scenario and estimated against the 1971–2000 climatology from the corresponding historical simulation.

4. Summary

Several surface aridity indices have been explored in both CMIP5 models and global observations or reconstructions to assess trends over recent decades and their possible use as emergent constraints on the long-term projections. Focusing on the boreal summer midlatitude continents, the results suggest that such a strategy could be particularly efficient to constrain the late 21st century response of total soil moisture in RCP8.5 scenarios, provided the availability of reliable observations over three to four decades. In the lack of direct observations, the ERA-Interim land surface reanalysis suggests a strong underestimation of the recent and future soil drying in the CMIP5 models.

This result should be considered with caution given the nature of the ERAI-Land reanalysis (i.e., an off-line land surface simulation without data assimilation). Nevertheless, it is supported by a similar analysis based

on near surface relative humidity and on more reliable observations given the assimilation of conventional synoptic measurements in the ERAI data set. In this case, the emergent constraint is, however, less efficient given the weaker link between recent and future RH changes and/or the stronger role of internal climate variability in the CMIP5 models. Moreover, results obtained with the diurnal temperature range (DTR, cf. Figures S7c and S7d) suggest a slight overestimation of the projected DTR increase in the CMIP5 models which is in apparent contradiction with the underestimated drying. While this paradox might be explained by atmospheric radiative processes, we cannot totally exclude that the surface drying found in both ERAI and ERAI-Land is somewhat overestimated.

Further studies should clarify whether this midlatitude drying is dominated by a decrease in precipitation and/or an increase in surface evapotranspiration. While Figure S7b shows a decrease in simulated precipitation, the trend is neither robust (i.e., data dependent) nor statistically significant in the observations. Reconstructions of global evapotranspiration are even more uncertain, and, although Douville et al. (2012) suggested a human-induced increase in the midlatitude evapotranspiration since the 1960s (cf. their Figure 1), such a result needs to be confirmed with new data sets extended to recent years. Moreover, the relative influence of changes in evapotranspiration versus precipitation might be different between the early and late 21st century. While the boreal midlatitude summer warming might first increase surface evapotranspiration (E) without increasing precipitation (P), the induced soil drying might ultimately lead to a decrease in both P and E or at least to a weaker increase in E. This negative soil moisture feedback on E can explain why the emerging drying trend (per century) is stronger than the long-term drying (slope < 1) in the scatterplots of CMIP5 models shown in Figure 3.

Clearly, our results support the use of multiple metrics to constrain global climate projections (Knutti et al., 2017). But they also suggest that the end of model democracy is not straightforward as long as the relative merits of different metrics are not considered, both in terms of physical relevance and of observational uncertainty. The emerging climate change signal in the instrumental record makes the use of observed trends more and more attractive for constraining the multi-model response but might be misleading if one does not care about the anthropogenic origin of the trends. In line with Mueller and Zhang (2016), our study suggests that the recent boreal midlatitude summer drying was mainly caused by human activities, thereby supporting the use of observed trends to constrain the CMIP5 projections. Yet beyond the two-tier strategy proposed in the present study and with the forthcoming availability of CMIP6 historical simulations, further work is probably needed to take advantage of formal D&A tools in the development of observational constraints at both global and regional scales.

Acknowledgments
The authors would like to thank all people at CNRM who are involved in the development of the ARPEGE-Climat and SURFEX models. Thanks are also due to Aurélien Ribes (for the breakdown of the observed SST variability) and Sophie Tyteca (for her efficient technical support) at CNRM, as well as to the anonymous reviewers for their useful comments. This work was supported by the French ANR MORDICUS project (ANR-13-SENV-0002 contract). All the monthly mean prescribed SST and CNRM model outputs can be downloaded from the CNRM anonymous ftp server upon request.

References

Albergel, C., Dorigo, W., Reichle, R. H., Balsamo, G., de Rosnay, P., Muñoz-Sabater, J., … Wagner, W. (2013). Skill and global trend analysis of soil moisture from reanalyses and microwave remote sensing. *Journal of Hydrometeorology*, *14*, 1259-1277. https://doi.org/10.1175/JHM-D-12-0161.1, 4.

Balsamo, G., Albergel, C., Beljaars, A., Boussetta, S., Brun, E., Cloke, H., … Vitart, F. (2015). ERA-interim/land: A global land surface reanalysis data set. *Hydrology and Earth System Sciences*, *19*(1), 389–407. https://doi.org/10.5194/hess-19-389-2015

Berg, A., Sheffield, J., & Milly, C. (2016). Divergent surface and total soil moisture projections under global warming. *Geophysical Research Letters*, *44*, 236–244. https://doi.org/10.1002/2016GL071921

Best, R. A., Boucher, O., Collins, M., Cox, P. M., Falloon, P. D., Gedney, N., … Webb, M. J. (2007). Projected increase in continental runoff due to plant responses to increasing carbon dioxide. *Nature*, *448*, 1037–1041.

Boé, J. (2016). Modulation of the summer hydrological cycle evolution over western Europe by anthropogenic aerosols and soil-atmosphere interactions. *Geophysical Research Letters*, *43*, 7678–7685. https://doi.org/10.1002/2016GL069394

Dai, A. (2013). Increasing drought under global warming in observations and models. *Nature Climate Change*, *3*, 52–58.

Dai, A., Trenberth, K. E., & Qian, T. (2004). A global dataset of palmer drought severity index for 1870–2002: Relationship with soil moisture and effects of surface warming. *Journal of Climate*, *5*, 1117–1130.

Dee, D. P., Uppala, S. M., Simmons, A. J., Berrisford, P., Poli, P., Kobayashi, S., … Vitart, F. (2011). The ERA-interim reanalysis: Configuration and performance of the data assimilation system. Quart. *Journal of the Royal Meteorological Society*, *137*(656), 553–597.

Douville, H., Cattiaux, J., Colin, J., Krug, E., & Thao, S. (2015). Mid-latitude daily summer temperatures reshaped by soil moisture under climate change. *Geophysical Research Letters*, *43*, 812–818. https://doi.org/10.1002/2015GL066222

Douville, H., Chauvin, F., Royer, J.-F., Salas-Mélia, S., & Tyteca, S. (2002). Sensitivity of the hydrological cycle to increasing amounts of greenhouse gases and aerosols. *Climate Dynamics*, *20*, 45–68.

Douville, H., Ribes, A., Decharme, B., Alkama, R., & Sheffield, J. (2012). Anthropogenic influence on multi-decadal changes in reconstructed global evapotranspiration. *Nature Climate Change*, *3*(1), 59–62. https://doi.org/10.1038/NCLIMATE1632

Frierson, D. M., & Scheff, J. (2012). Robust future precipitation declines in CMIP5 largely reflect the poleward expansion of model subtropical dry zones. *Geophysical Research Letters*, *39*, L18704. https://doi.org/10.1029/2012GL052910

Greve, P., Orlowsky, B., Mueller, B., Sheffield, J., Reichstein, M., & Seneviratne, S. I. (2014). Global assessment of trends in wetting and drying over land. *Nature Geoscience*, *7*(10), 716–721. https://doi.org/10.1038/ngeo2247

Joetzjer, E., Delire, C., Douville, H., Ciais, P., Decharme, B., Carrer, D., … Bonal, D. (2015). Improving the ISBA-CC land surface model simulation of water and carbon fluxes and stocks over the Amazon forest. *Geoscientific Model Development Discussion*, *8*(6), 1709–1727. https://doi.org/10.5194/gmd-8-1709-2015

Joetzjer, E., Douville, H., Delire, C., Ciais, P., Decharme, B., & Tyteca, S. (2013). Hydrologic benchmarking of meteorological drought indices at interannual to climate change timescales: A case study over the Amazon and Mississippi river basins. *Hydrology and Earth System Sciences*, *17*(12), 4885–4895. https://doi.org/10.5194/hess-17-4885-2013

Jung, M., Reichstein, M., Ciais, P., Seneviratne, S., Sheffield, J., Goulden, M., … De Jeu, R. (2010). Recent decline in the global land evapotranspiration trend due to limited moisture supply. *Nature*, *467*(7318), 951–954. https://doi.org/10.1038/nature09396

Knutti, R., Sedláček, J., Sanderson, B. M., Lorenz, R., Fischer, E. M., & Eyring, V. (2017). A climate model projection weighting scheme accounting for performance and interdependence. *Geophysical Research Letters*, *44*, 1909–1918. https://doi.org/10.1002/2016GL072012

Levine, P. A., Randerson, J. T., Swenson, S. C., & Lawrence, D. M. (2016). Evaluating the strength of the land–atmosphere moisture feedback in Earth system models using satellite observations. *Hydrology and Earth System Sciences*, *20*(12), 4837–4856.

Mueller, B., & Zhang, X. (2016). Causes of drying trends in northern hemispheric land areas in reconstructed soil moisture data. *Climatic Change*, *134*(1-2), 255–267.

Orlowsky, B., & Seneviratne, S. I. (2013). Elusive drought: Uncertainty in observed trends and short- and long-term CMIP5 projections. *Hydrology and Earth System Sciences*, *17*(5), 1765–1781.

Roderick, M. L., Greve, P., & Farquhar, G. D. (2015). On the assessment of aridity with changes in atmospheric CO_2. *Water Resources Research*, *51*, 5450–5463. https://doi.org/10.1002/2015WR017031

Scheff J., & Frierson, D. M. (2015). Terrestrial aridity and its response to greenhouse warming across CMIP5 climate models. *Journal of Climate*, *28*(14), 5583–5600. https://doi.org/10.1175/JCLI-D-14-00480.1

Schewe, J., Heinke, J., Gerten, D., Haddeland, I., Arnell, N. W., Clark, D. B., … Kabat, P. (2014). Multimodel assessment of water scarcity under climate change. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, *111*(9), 3245–3250.

Sheffield, J., Wood, E. F., & Roderick, M. L. (2012). Little change in global drought over the past 60 years. *Nature*, *491*(7424), 435–438. https://doi.org/10.1038/nature11575

Simmons, A. J., Willett, K. M., Jones, P. D., Thorne, P. W., & Dee, D. P. (2010). Low-frequency variations in surface atmospheric humidity, temperature, and precipitation: Inferences from reanalyses and monthly gridded observational data sets. *Journal of Geophysical Research*, *115*, D01110. https://doi.org/10.1029/2009JD012442

Swan, A. L., Hoffman, F. M., Koven, C. D., & Renderson, J. T. (2016). Plant responses to increasing CO_2 reduce estimates of climate impacts on drought severity. *Proceedings of the National Academy of Science*, *113*(36), 10019–10024.

Trenberth, K. E., Fasullo, J. T., Branstator, G., & Phillips, A. S. (2014). Seasonal aspects of the recent pause in surface warming. *Nature Climate Change*, *4*(10), 911–916. https://doi.org/10.1038/NCLIMATE2341

Vilesa, L., Miralles, D. G., de Jeu, R. A. M., & Dolman, A. J. (2017). Global soil moisture bimodality in satellite observations and climate models. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, *122*, 4299–4311. https://doi.org/10.1002/2016JD026099

Voldoire, A., Sanchez-Gomez, E., Salas y Mélia, D., Decharme, B., Cassou, C., Sénési, S., … Chauvin, F. (2013). The CNRM-CM5.1 global climate model: description and basic evaluation. *Climate Dynamics*, *40*, 2091–2121. https://doi.org/10.1007/s00382-011-1259-y

Zhang, X. B., Zwiers, F. W., Hegerl, G. C., Lambert, F. H., Gillett, N. P., Solomon, S., … Nozawa, T. (2007). Detection of human influence on twentieth-century precipitation trends. *Nature*, *448*(7152), 461–465.

Zhou, L., Dickinson, R. E., Dai, A., & Dirmeyer, P. (2010). Detection and attribution of anthropogenic forcing to diurnal temperature range changes from 1950 to 1999: Comparing multi-model simulations with observations. *Climate Dynamics*, *35*(7-8), 1289–1307.

Annexe B

Supporting information for *Land Surface Cooling Induced by Sulfate Geoengineering Constrained by Major Volcanic Eruptions*, Geophysical Research Letters, Plazzotta et al. (2018)

Geophysical Research Letters

Supporting Information for

Land surface cooling induced by sulfate geoengineering constrained by major volcanic eruptions

Maxime Plazzotta[1]*, Roland Séférian[1], Hervé Douville[1], Ben Kravitz[2] and Jerry Tjiputra[3]

[1]Centre National de Recherches Météorologiques, UMR 3589 CNRS/Météo-France, Toulouse, France

[2]Atmospheric Sciences and Global Change Division, Pacific Northwest National Laboratory, Richland, Washington, USA

[3]Uni Research Climate, Bjerknes Center for Climate Research, Bergen, Norway

*Corresponding author: maxime.plazzotta@meteo.fr

Contents of this file

Tables S1 to S2
Figures S1 to S9

Additional Supporting Information (Files uploaded separately)

Captions for Tables S1: Table S1 is to large, so I both upload it separately and add it here by dividing it into two parts

Model name	Reference	Modelling group	Preindustrial	Volcanic Eruptions				
			piControl	Volcanic forcing	Single Scattering Albedo	Asymetry parameter	Long-wave effect	ens. members
BNU-ESM	*Ji et al, 2014*	Beijing Normal University	1	Ammann	0.994	0.718	Included	1
CanESM2	*Arora et al, 2011*	Canadian Centre for Climate Modelling and Analysis	1	Sato	0.999	0.735	Included	5
CCSM4	*Gent et al, 2011*	National Center for Atmospheric Research	1	Ammann	N/A	N/A	N/A	6
CNRM-ESM1	*Séférian et al, 2016*	Centre National de Recherches Météorologiques	1	Ammann	0.9990	0.727	small	4
GISS-E2-R	*Schmidt et al, 2014*	NASA Goddard Institute For Space Studies	1	Sato	0.9996	0.700	Included	6
HadGEM2-ES	*Collins et al, 2011*	Met Office Hadley Centre For Climate Change	1	Sato	1	0.61	Included	4
MIROC-ESM	*Watanabe et al, 2011*	Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology	1	Sato	0.997	0.756	Included	3
MIROC-ESM-CHEM	*Watanabe et al, 2011*	Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology	1	Sato	0.997	0.756	Included	1
NorESM1-M	*Bentsen et al, 2013*	Norwegian Climate Centre	1	Ammann	1	0.62097	Not included	3
NorESM1-ME	*Tjiputra et al, 2013*	Norwegian Climate Centre	1	Ammann	1	0.62097	Not included	1

Model name	Reference	Modelling group	Future Scenarios		SRM-SAI					
			GHG forcings	ens. members	Stratospheric SO_2 Injection	Injection properties	Single Scattering Albedo	Asymetry parameter	Long-wave effect	ens. members
BNU-ESM	*Ji et al, 2014*	Beijing Normal University	RCP4.5	1	Specified layer volcanic aerosol distribution similar to Pinatubo eruption	Continuous. 1/4 Pinatubo mass loading. Sum from 15 to 35km	0.994	0.718	Included	1
CanESM2	*Arora et al, 2011*	Canadian Centre for Climate Modelling and Analysis	RCP4.5	3	Prescribed AOD	12 months climatology. Sum from 15 to 35km	0.999	0.735	Included	3
CCSM4	*Gent et al, 2011*	National Center for Atmospheric Research	RCP6.0	3	SO_2 injection	8 TgSO2 y-1 instead of 5 TgSO2 y-1	N/A	N/A	N/A	3
CNRM-ESM1	*Séférian et al, 2016*	Centre National de Recherches Météorologiques	RCP4.5	4	Prescribed AOD	12 months climatology. Sum from 15 to 35km	0.9990	0.727	Small	4
GISS-E2-R	*Schmidt et al, 2014*	NASA Goddard Institute For Space Studies	RCP4.5	3	SO_2 injection	Continuous. 5 TgSO2 y-1 over the altitudes 16-25 km	0.9996	0.700	Included	3
HadGEM2-ES	*Collins et al, 2011*	Met Office Hadley Centre For Climate Change	RCP4.5	3	SO_2 injection	Continuous. 5 TgSO2 y-1 over the altitudes 16-25 km	1	0.51	Included	3
MIROC-ESM	*Watanabe et al, 2011*	Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology	RCP4.5	1	Prescribed AOD	12 months climatology. Sum from 15 to 35km	0.997	0.756	Included	1
MIROC-ESM-CHEM	*Watanabe et al, 2011*	Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology	RCP4.5	1	Prescribed AOD. Surface area density of sulfate aerosols used in heterogeneous chemistry is calculated based on AOD	12 months climatology. Sum from 15 to 35km	0.997	0.756	Included	1
NorESM1-M	*Bentsen et al, 2013*	Norwegian Climate Centre	RCP4.5	1	Prescribed AOD	AOD generated from continuous SO_2 injection into microphysical model	wavelength dependent. 0.9992 for visible light	wavelength dependent. 0.725 for visible light	Included	1
NorESM1-ME	*Tjiputra et al, 2013*	Norwegian Climate Centre	RCP4.5	1	Prescribed AOD	AOD generated from continuous SO_2 injection into microphysical model	wavelength dependent. 0.9992 for visible light	wavelength dependent. 0.725 for visible light	Included	1

Table S1. Models participating in GeoMIP that have completed experiment G4. Injection properties is taken from *Kravitz et al., 2013*. Any field marked by N/A has no data available. Note that CCSM4 has a different emission scenario (RCP6.0) and a different injection rate (8 Tg of SO_2 per year).

		Prior estimate of Ψ_{SRM}		Constrained estimate of Ψ_{SRM}		Multi-model Regression Coefficient	$\Psi_{volc,obs}$	
		Mean	Confidence Interval	Mean	Confidence Interval		Mean	Standard Deviation
No smoothing		0.543	[0.211,0.874]	0.385	[0.125,0.617]	0.86	0.22	0.1
LOESS With span =	**0,1**			**0.440**	**[0.188,0.677]**	**0.83**	**0.17**	**0.06**
	0,2			0.447	[0.187,0.690]	0.82	0.14	0.06
	0,3			0.431	[0.137,0.696]	0.81	0.11	0.06
Removing CanESM2		0.505	[0.242,0.767]	0.420	[0.082,0.684]	0.74	0.17	0.06
Adding CCSM4		0.541	[0.228,0.854]	0.446	[0.207,0.670]	0.83	0.17	0.06
Global instead of Continental		0.353	[0.139,0.566]	0.301	[0.105,0.484]	0.71	0.09	0.02
LT anomaly for volcanic eruptions: Mean instead of Min over 24 months		0.543	[0.211,0.874]	0.420	[-0.021,0.765]	0.67	0.06	0.06

Table S2. Sensitivity and robustness to methodological choices: Prior (red) and constrained (light blue) estimates of Ψ_{SRM} and associated confidence interval. We also show in purple the multi-model regression coefficient, and in green the observational constraint mean estimate and standard deviation.

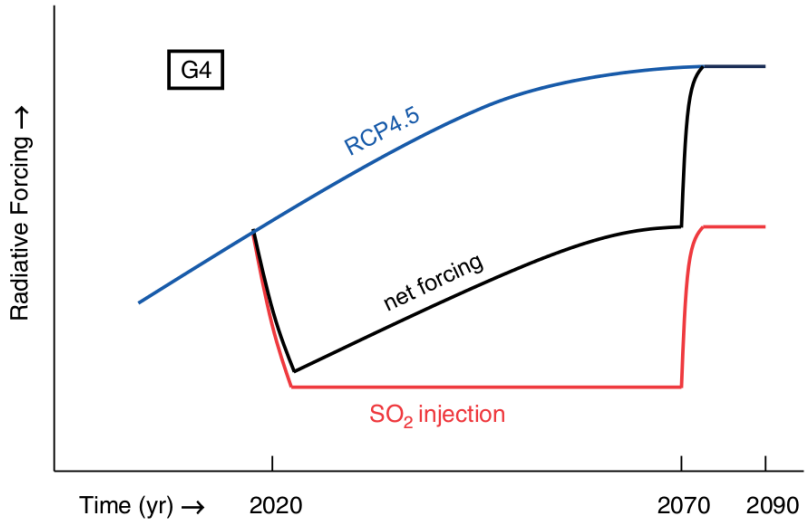


Figure S1. Schematic of experiment G4 of GeoMIP as published in *Kravitz et al., 2011*. Based on the RCP4.5 scenario, a negative radiative forcing is produced by a continuous injection of 5 Tg of SO_2 per year into the tropical lower stratosphere.

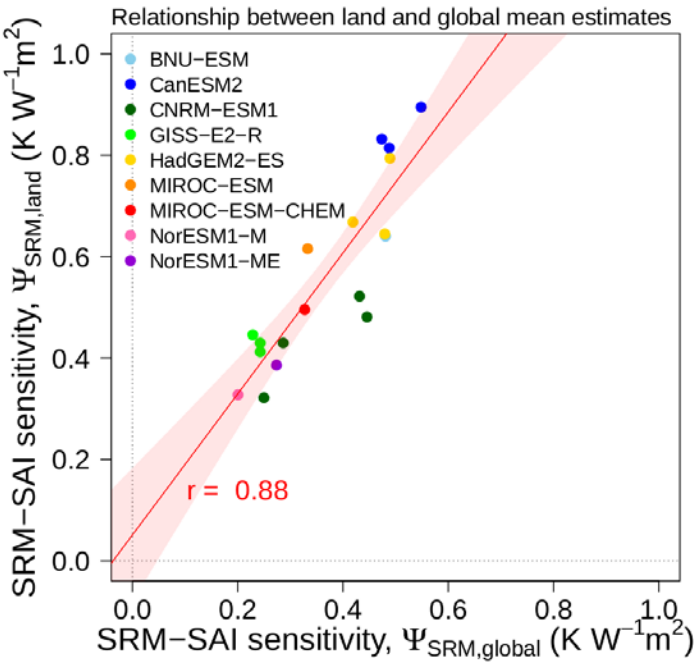


Figure S2. Long-term normalized sensitivity to solar radiation management by stratospheric aerosol injection (SRM-SAI, Ψ_{SRM}). Scatterplot between land average and global average values highlighting a fairly robust land-sea contrast in the Ψ_{SRM} response. For each model, the number of points is determined with the number of available G4 runs. The red line shows the best linear fit (r=0.88) across all runs, while the red shade shows the uncertainty represented with the Cook's distance around the multi-model regression.

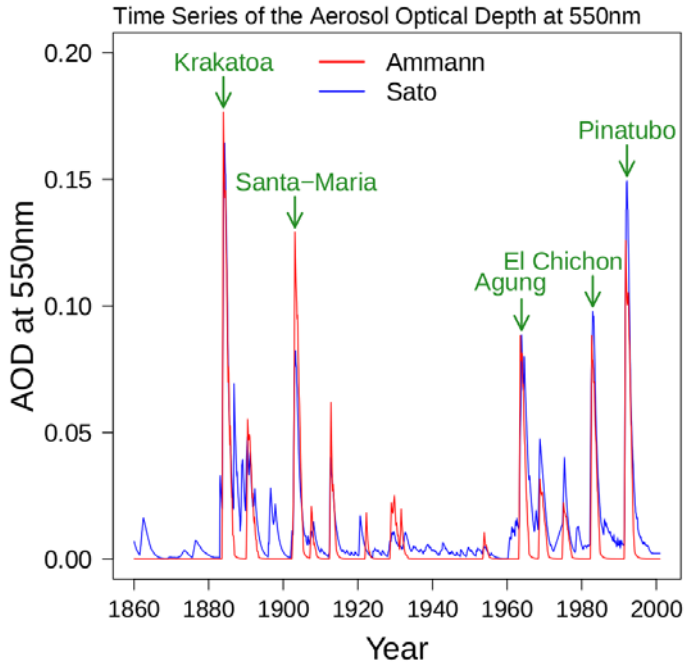


Figure S3. Time series of Aerosol Optical Depth at 550nm reconstructions from 1860 to 2005 as estimated by *Sato et al., 1993* in blue and *Ammann et al., 2003* in red. The five major volcanic eruptions are pointed out and named in green.

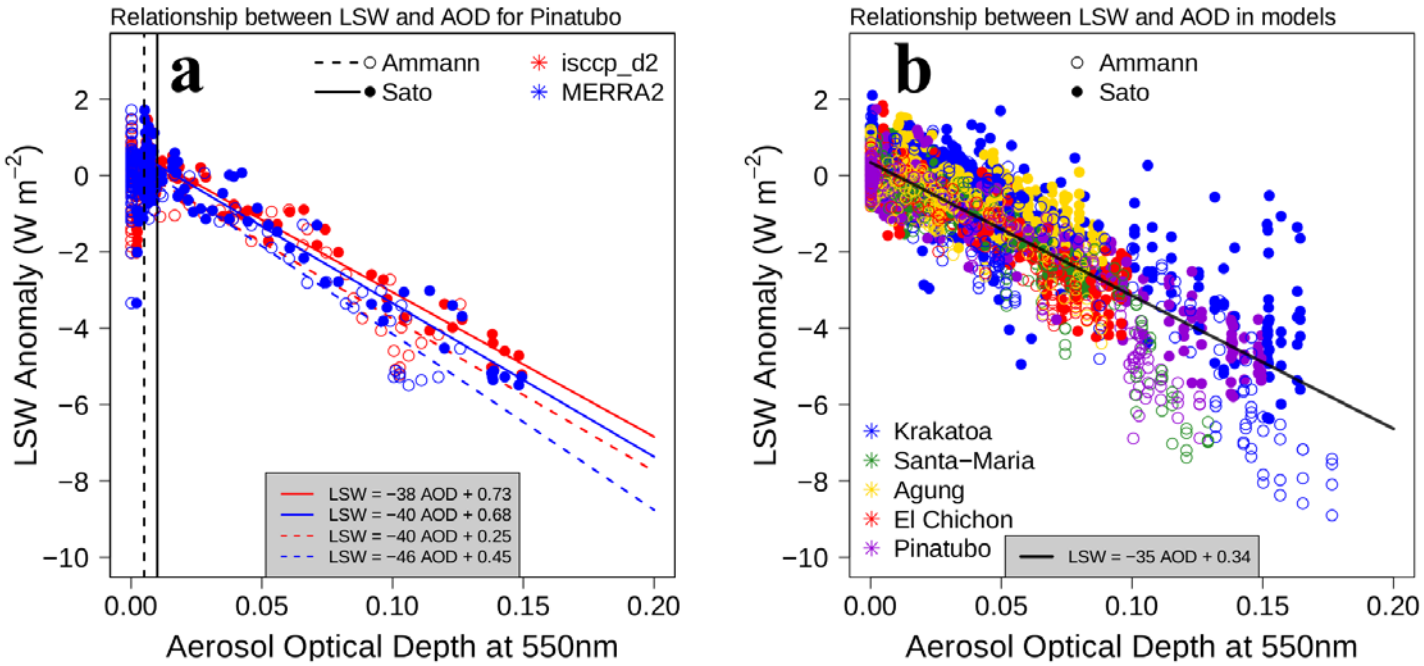


Figure S4. a. Relationship between AOD reconstructions from *Sato et al., 1993* (filled symbols and solid lines) and *Ammann et al., 2003* (empty symbols and dashed lines), and observed LSW for Pinatubo from isccp_d2 (red) and MERRA2 (blue) data sets. Each point represents one month. Vertical solid and dashed black lines represent a volcanic aerosol detection limit (respectively at 0.010 and 0.005). Each of the four regression lines from 2 AOD reconstruction products and 2 LSW observational data sets has a strong correlation (r>0.9). **b.** Same relationship within the framework of models. LSW estimates come from the ensemble of 9 ESMs for the five major volcanic eruptions: Krakatoa (blue), Santa-Maria (green), Agung (yellow), El Chichon (red), and Pinatubo (purple). The black regression line is calculated across all models and all volcanic eruptions. Note that some of the Krakatoa's AOD are high when LSW is low (blue filled points) due to a time lag for this volcano for CanESM2.

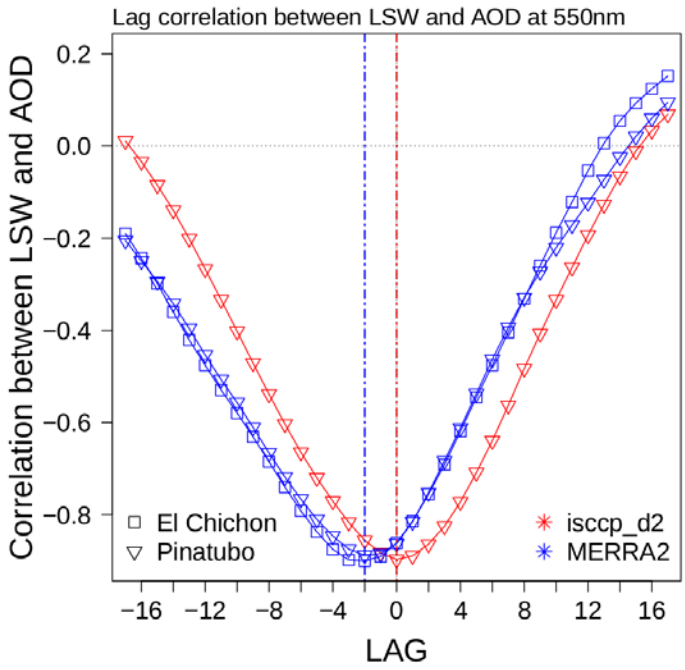


Figure S5. Cross-correlation function (*Venables and Ripley, 2002*) between AOD time series (averaged between *Sato et al., 1993* and *Ammann et al., 2003*) and observed LSW from isccp_d2 (red) and MERRA2 (blue) data sets for El Chichon (empty square) and Pinatubo (empty triangle). Vertical colored dashed lines point out the maximum correlation (in absolute value) and the corresponding lag between AOD and LSW time series. A 2-month lag emerges for MERRA2, the decrease in LSW anticipating the increase in AOD.

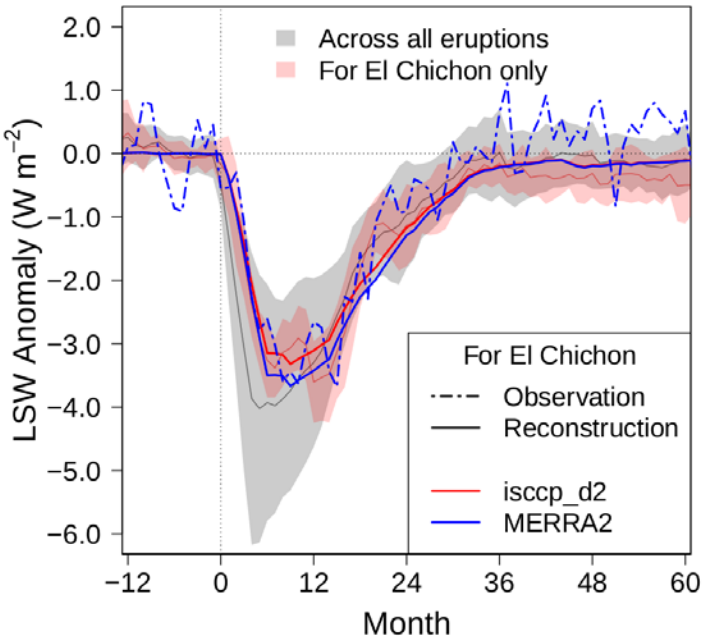
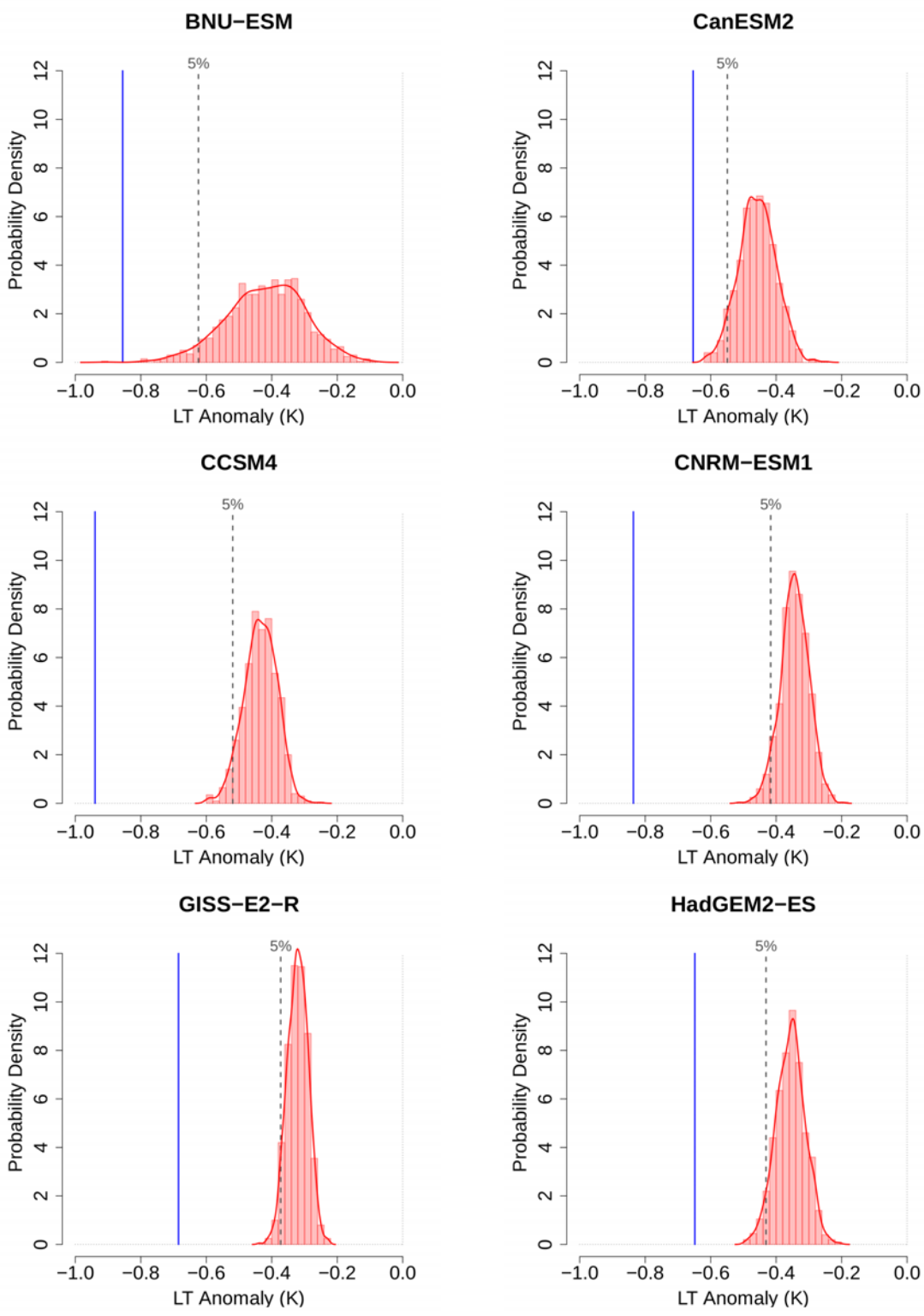


Figure S6. Reliability assessment of the LSW reconstruction for the El Chichon eruption. Same as Figure 1c in the main text but for El Chichon instead of Pinatubo. Red and gray shadings represent the models dispersion (+/- one standard deviation around the ensemble mean) respectively for El Chichon only and for the average of the five major recent eruptions. Blue and red colored lines represent reconstruction from the Pinatubo AOD-LSW relationship for isccp_d2 and MERRA2 products. The dashed blue line represents the observed time-series for MERRA2.


BNU−ESM
CanESM2
CCSM4
CNRM−ESM1
GISS−E2−R
HadGEM2−ES
5%
Probability Density
LT Anomaly (K)
0
2
4
6
8
10
12
−1.0
−0.8
−0.6
−0.4
−0.2
0.0

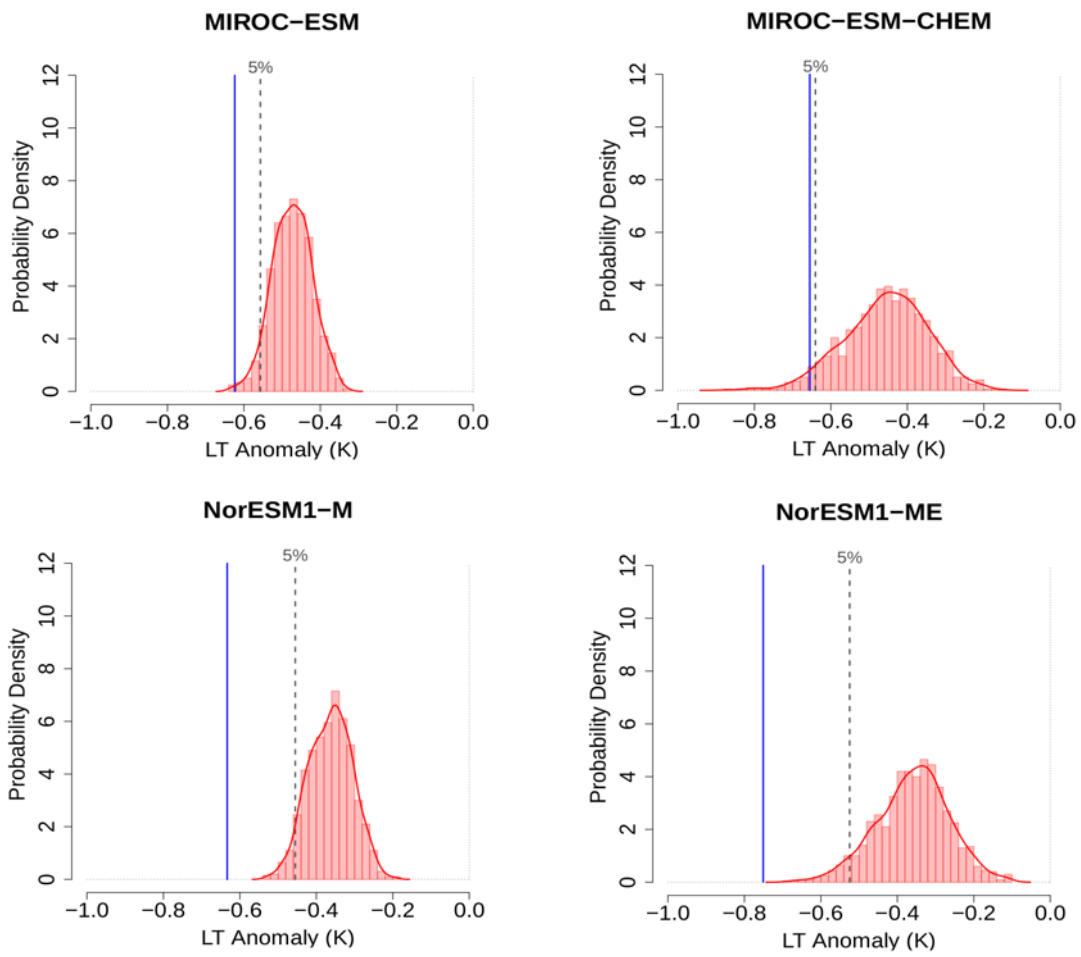


Figure S7. Bootstrapping using the piControl run to point out how our method to quantify the cooling following volcanic eruptions is significantly different from the internal variability. For each model, the vertical blue line represents the estimate of the mean cooling obtained across all volcanic eruptions (α=5) and all runs (β from 1 to 6 depending on the model). We sampled 1000 estimates to built the red curve: each estimate is obtained by averaging "α x β" randomly drawn values. Using this approach, we justify that our estimates are robust and meaningful across the model ensemble. Indeed, the detectability of the volcanic eruptions sensitivity looking at the minimum of

LT reached over two years after the eruption is sufficient because the cooling estimate for each model is well outside the internal variability range.

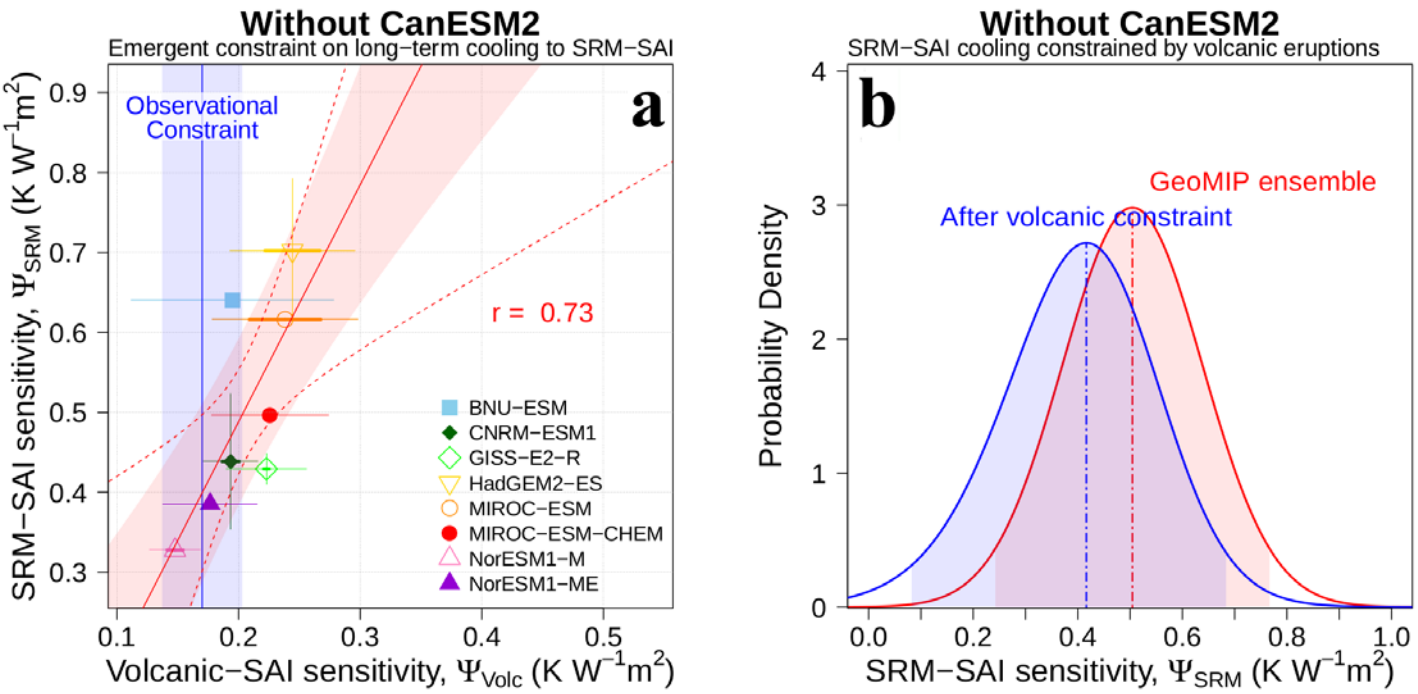


Figure S8. Same as Figure 3 in the main text, removing CanESM2 model.

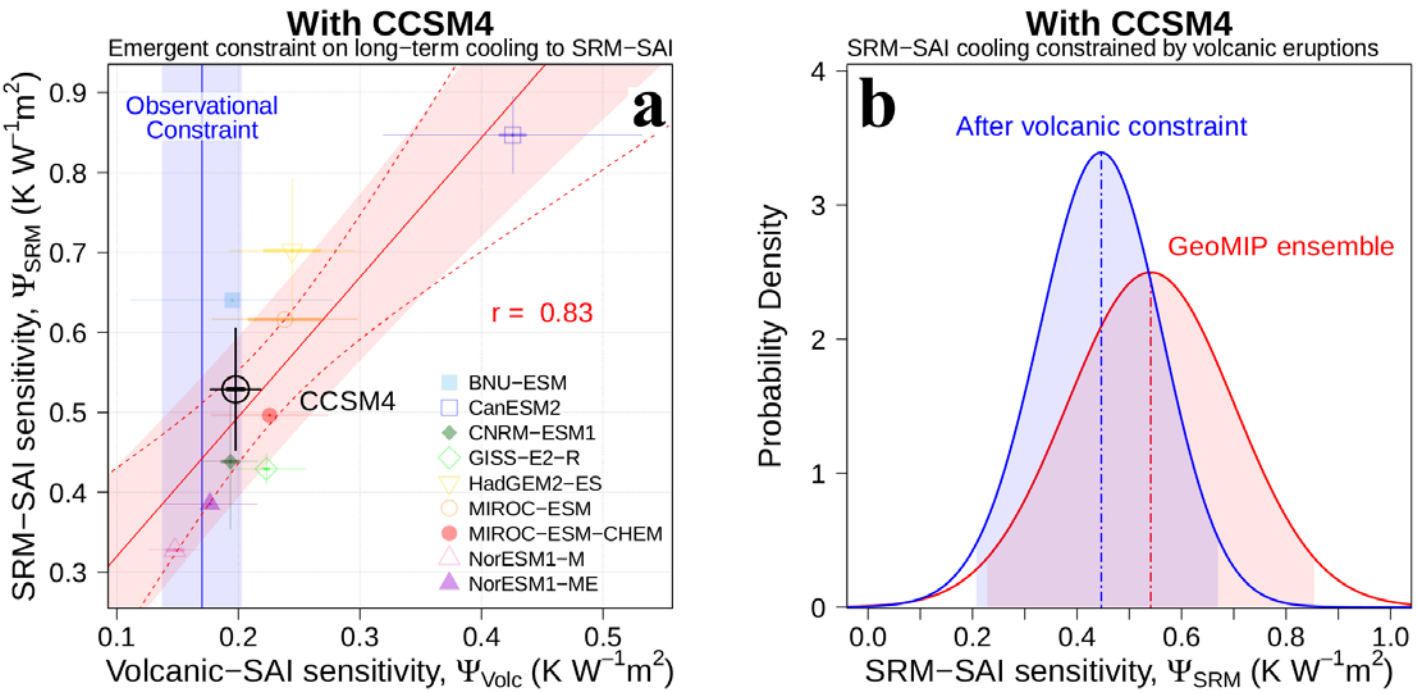


Figure S9. Same as Figure 3, adding CCSM4 (*Gent et al., 2011*) on the graph which has a different emission scenario (RCP6.0) and a different injection rate (8 Tg of SO_2 per year).

References

Ammann, C. M., Meehl, G. A., Washington, W. M., & Zender, C. S. A monthly and latitudinally varying volcanic forcing dataset in simulations of 20th century climate. *Geophys. Res. Lett.* **30,** 1657 (2003).

Arora, V. K. *et al.* Carbon emission limits required to satisfy future representative concentration pathways of greenhouse gases. *Geophys. Res. Lett.* **38,** L05805 (2011).

Bentsen, M. *et al.* The Norwegian earth system model, NorESM1-M—Part 1: description and basic evaluation of the physical climate. *Geosci. Model Dev.* **6,** 687-720 (2013).

Collins, W. J. *et al.* Development and evaluation of an Earth-System model-HadGEM2. *Geosci. Model Dev.* **4,** 1051-1075 (2011).

Gent, P. R. *et al.* The community climate system model version 4. *J. Climate* **24,** 4973-4991 (2011).

Hourdin, F. *et al.* The art and science of climate model tuning. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* **98,** 589-602 (2016).

Ji, D. *et al.* Description and basic evaluation of Beijing Normal University Earth system model (BNU-ESM) version 1. *Geosci. Model Dev.* **7,** 2039-2064 (2014).

Kravitz, B. *et al.* The geoengineering model intercomparison project (GeoMIP). *Atmos. Sci. Lett.* **12,** 162-167 (2011).

Kravitz, B. *et al.* An overview of the Geoengineering Model Intercomparison Project (GeoMIP). *J. Geophys. Res. Atmos.* **118,** 13103-13107 (2013).

Sato, M., Hansen, J. E., McCormick, M. P., & Pollack, J. B. Stratospheric aerosol optical depths, 1850–1990. *J. Geophys. Res. Atmos.* **98,** 22987-22994 (1993).

Schmidt, G. A. *et al.* Configuration and assessment of the GISS ModelE2 contributions to the CMIP5 archive. *J. Adv. Model. Earth Syst.* **6,** 141-184 (2014).

Séférian, R. *et al.* Development and evaluation of CNRM Earth system model–CNRM-ESM1. *Geosci. Model Dev.* **9,** 1423-1453 (2016).

Tjiputra, J. F. *et al.* Evaluation of the carbon cycle components in the Norwegian Earth System Model (NorESM). *Geosci. Model Dev.* **6,** 301-325 (2013).

Venables, W. N., & Ripley, B. D. Random and Mixed Effects. In: Modern Applied Statistics with S. Statistics and Computing. Springer, New York, NY (2002).

Watanabe, S. *et al.* MIROC-ESM 2010: Model description and basic results of CMIP5-20c3m experiments. *Geosci. Model Dev.* **4,** 845-872 (2011).

Annexe C

Impact de la prise en compte d'un paramètre PAR interactif dans CNRM-ESM2

Dans cette annexe, je présente très succinctement le travail que j'ai réalisé sur le "rayonnement photosynthétiquement actif" (photosynthetically active radiation, PAR). Ce paramètre détermine la proportion du rayonnement solaire incident réellement utilisée par la végétation lors de la photosynthèse. Le maximum du spectre d'émission du rayonnement solaire se trouve dans le domaine visible entre 400 et 700 nm. Mais le spectre ne se cantonne pas au domaine visible, et s'étend sur des longueurs en deçà de 400nm (ultraviolet) et au delà de 700 nm (infrarouge). Pourtant, la végétation utilise uniquement la lumière visible pour effectuer la photosynthèse.

Dans le modèle du CNRM, cette fraction du rayonnement est fixe temporellement et spatialement à une valeur moyenne **0.48**. Or, le rayonnement solaire est discrétisé en six bandes spectrales dont trois se situent dans le domaine visible. Dans le modèle du CNRM j'ai donc implémenté une variable PAR interactive évolutive temporellement mais surtout spatialement. Au lieu de prendre une valeur constante de 0.48, la valeur interactive représente le rapport entre le rayonnement solaire visible et le rayonnement solaire total.

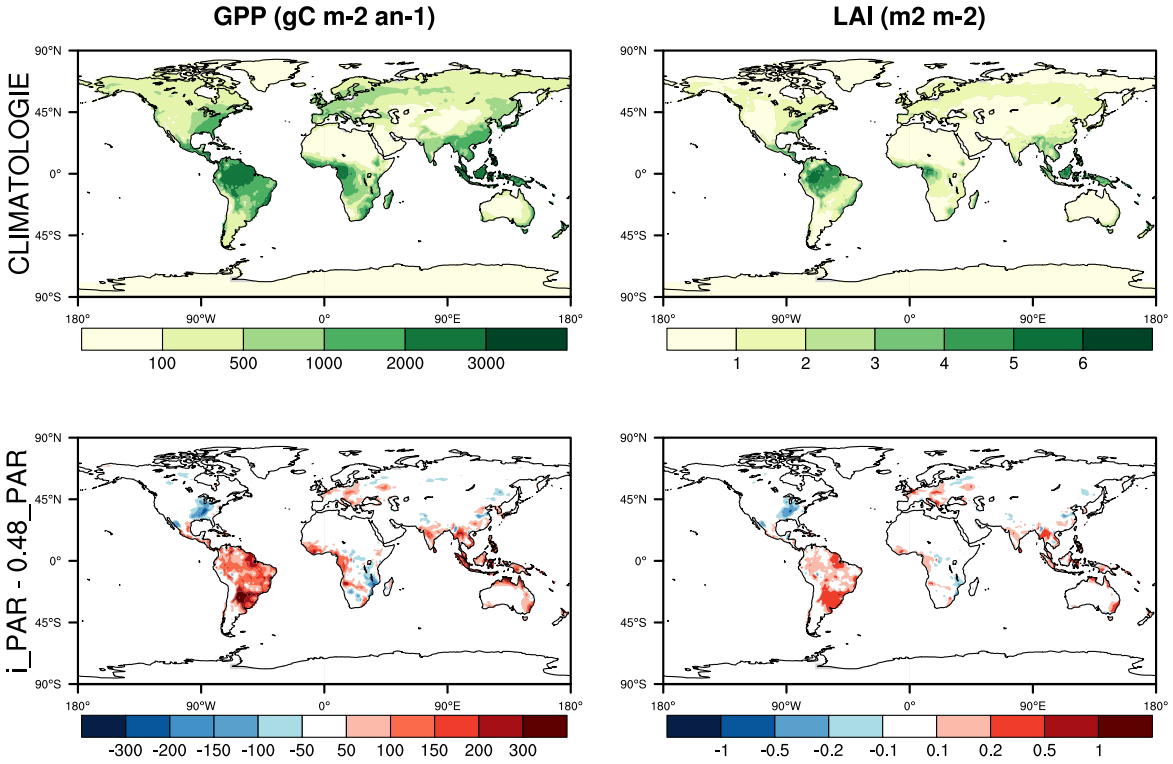


Figure C.1 – Impact du PAR interactif sur la GPP et le LAI en moyenne sur une période de 10 ans. Les panneaux du haut présentent la climatologie, et les panneaux du bas représentent l'anomalie entre la simulation utilisant le nouveau paramètre PAR interactif (i_PAR) et la simulation utilisant la valeur fixe 0.48 (0.48_PAR).

Les Figure C.1 et Figure C.2 présentent très succinctement les résultats obtenus suite à ce développement. Je montre deux paramètres décrivant l'activité photosynthétique de la végétation : la GPP (Gross Primary Production) représente le flux brut de carbone, de l'atmosphère vers la biosphère. Le LAI (Leaf Area Index) représente l'indice foliaire de la végétation, rapport entre la surface des feuilles de la plante et la surface de sol que couvre cette plante. Enfin, je présente les cartes de température de surface et de précipitations.

Ce travail préliminaire nécessite une évaluation complète pour savoir s'il peut constituer un apport à la modélisation du cycle du carbone. Néanmoins, on peut noter la sensibilité des paramètres photosynthétiques à l'implémentation interactive de ce paramètre : l'impact sur l'Amazonie est significatif : augmentation de la GPP, du LAI, induisant un refroidissement local.

Enfin, notons que les valeurs de PAR simulées par le modèle s'étendent entre 0.35 et 0.65, justifiant que la valeur 0.48 est bien trop restrictive au premier ordre. En effet, pour un rayonnement total incident identique entre deux points de grille, l'énergie réellement utilisable par la végétation peut varier du simple au double (pour des valeurs de PAR extrêmes).

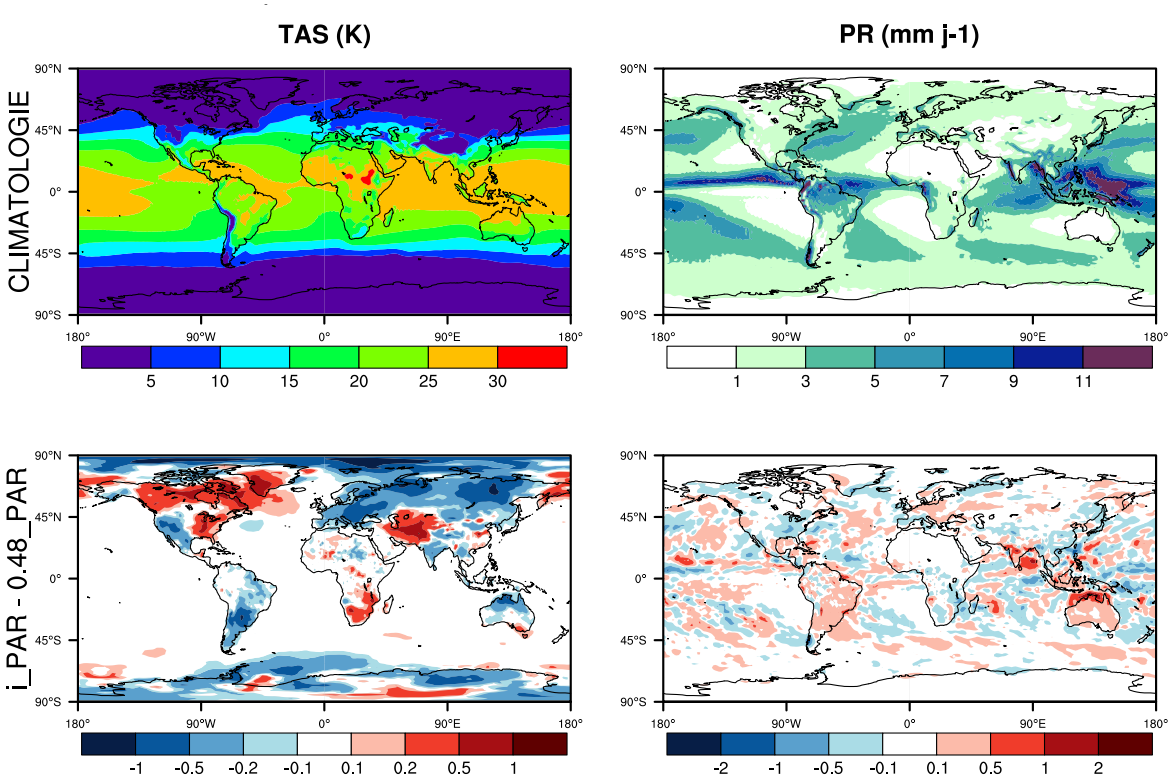


Figure C.2 – Impact du PAR interactif sur la TAS et les PR en moyenne sur une période de 10 ans. Les panneaux du haut présentent la climatologie, et les panneaux du bas représentent l'anomalie entre la simulation utilisant le nouveau paramètre PAR interactif (i_PAR) et la simulation utilisant la valeur fixe 0.48 (0.48_PAR).

Annexe D

Comparaison des modèles CNRM-ESM1 et CNRM-ESM2-1 : cartes globales DJF et JJA des champs de température, vent zonal à 850 hPa, et précipitations

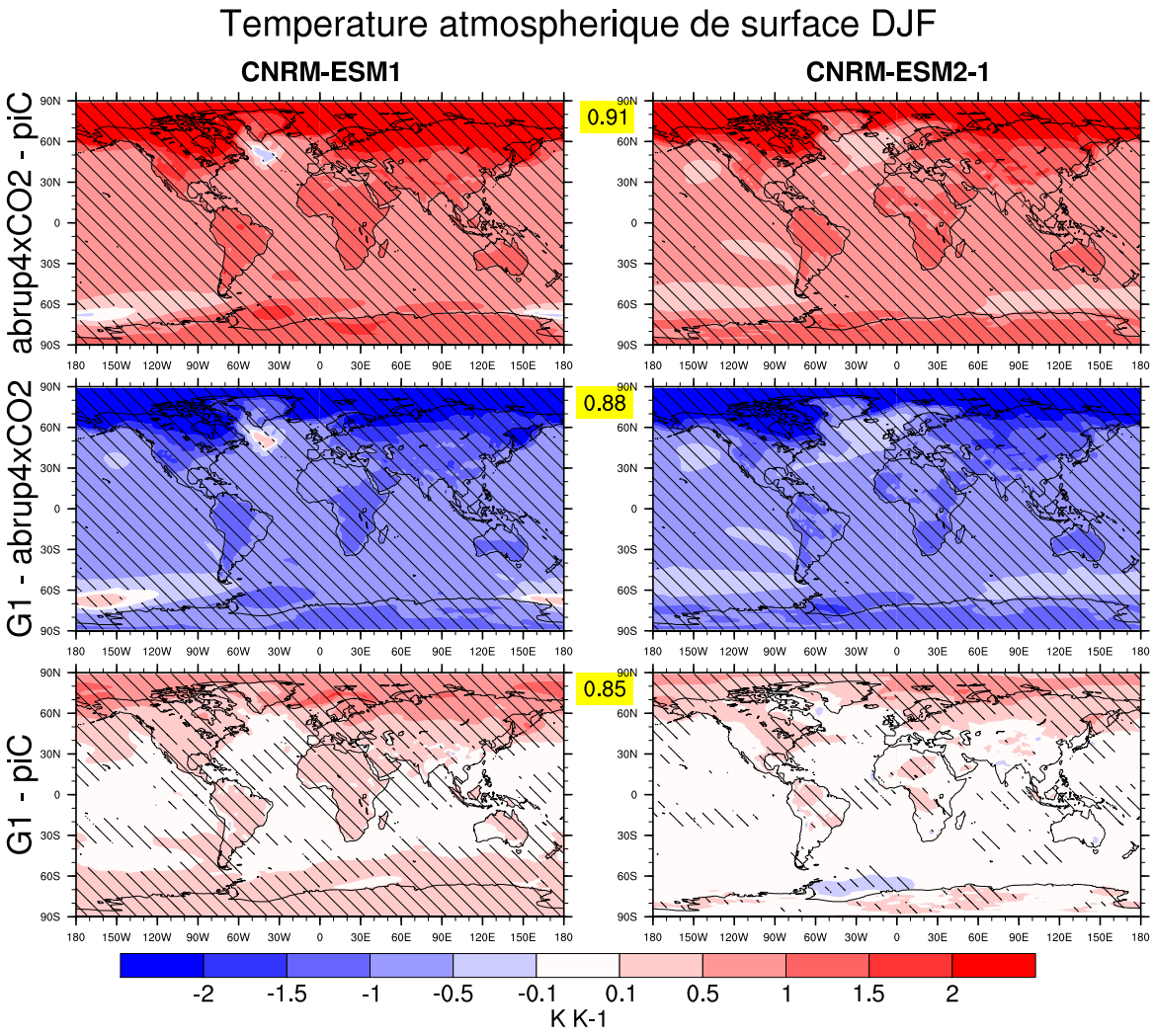


Figure D.1 – Anomalies de la température atmosphérique de surface hivernale (DJF) entre les simulations G1, piControl et abrupt4×CO2 pour les modèles CNRM-ESM1 (à gauche) et CNRM-ESM2-1 (à droite). Pour chaque couple d'anomalies, la corrélation spatiale entre les deux modèles est indiquée sur fond jaune entre les deux panneaux. Les zones hachurées représentent un niveau de significativité supérieur à 90%, estimé à partir d'un test de Student sur l'échantillon de 40 années.

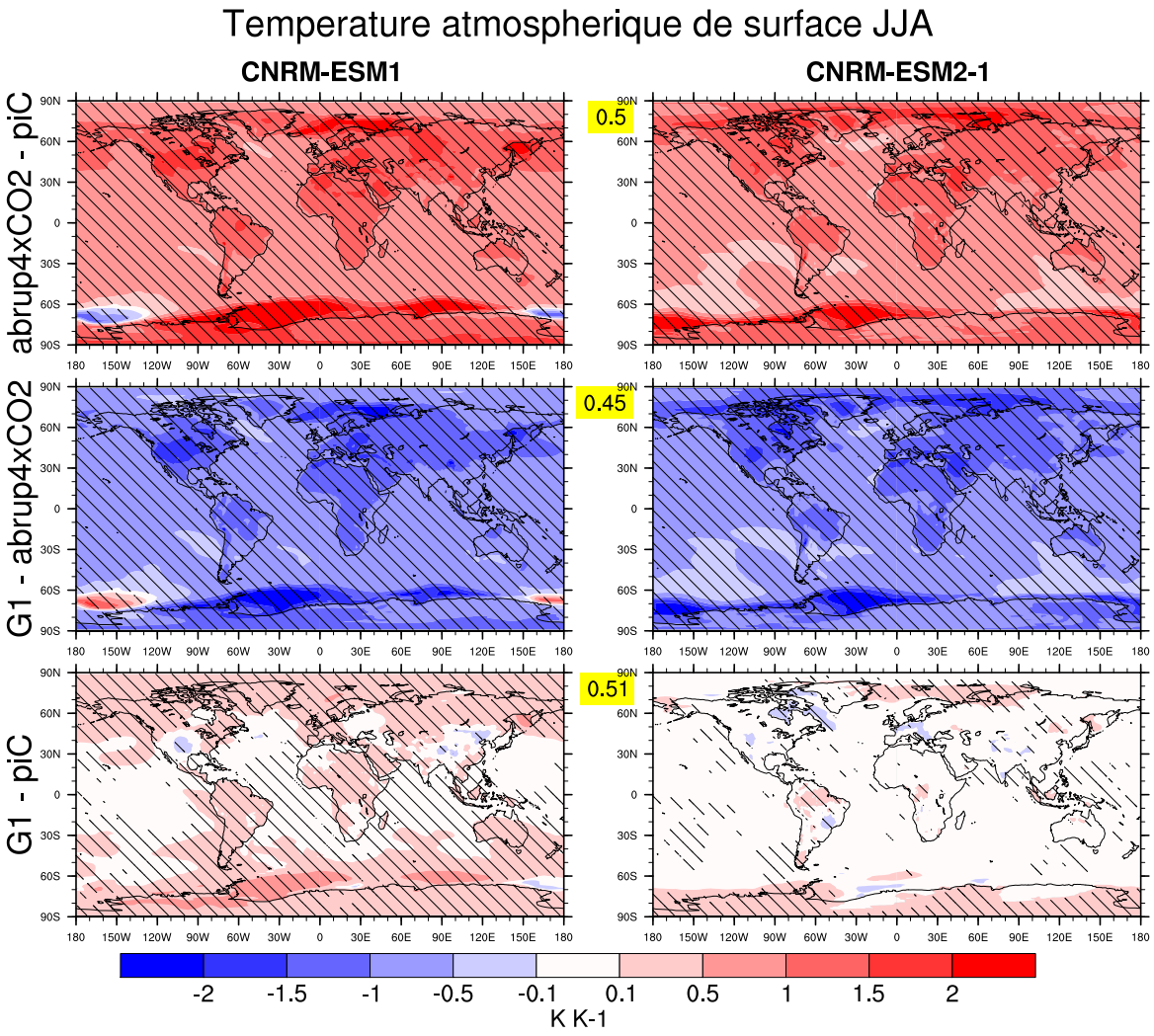


Figure D.2 – Anomalies de la température atmosphérique de surface estivale (JJA) entre les simulations G1, piControl et abrupt4×CO2 pour les modèles CNRM-ESM1 (à gauche) et CNRM-ESM2-1 (à droite). Pour chaque couple d'anomalies, la corrélation spatiale entre les deux modèles est indiquée sur fond jaune entre les deux panneaux. Les zones hachurées représentent un niveau de significativité supérieur à 90%, estimé à partir d'un test de Student sur l'échantillon de 40 années.

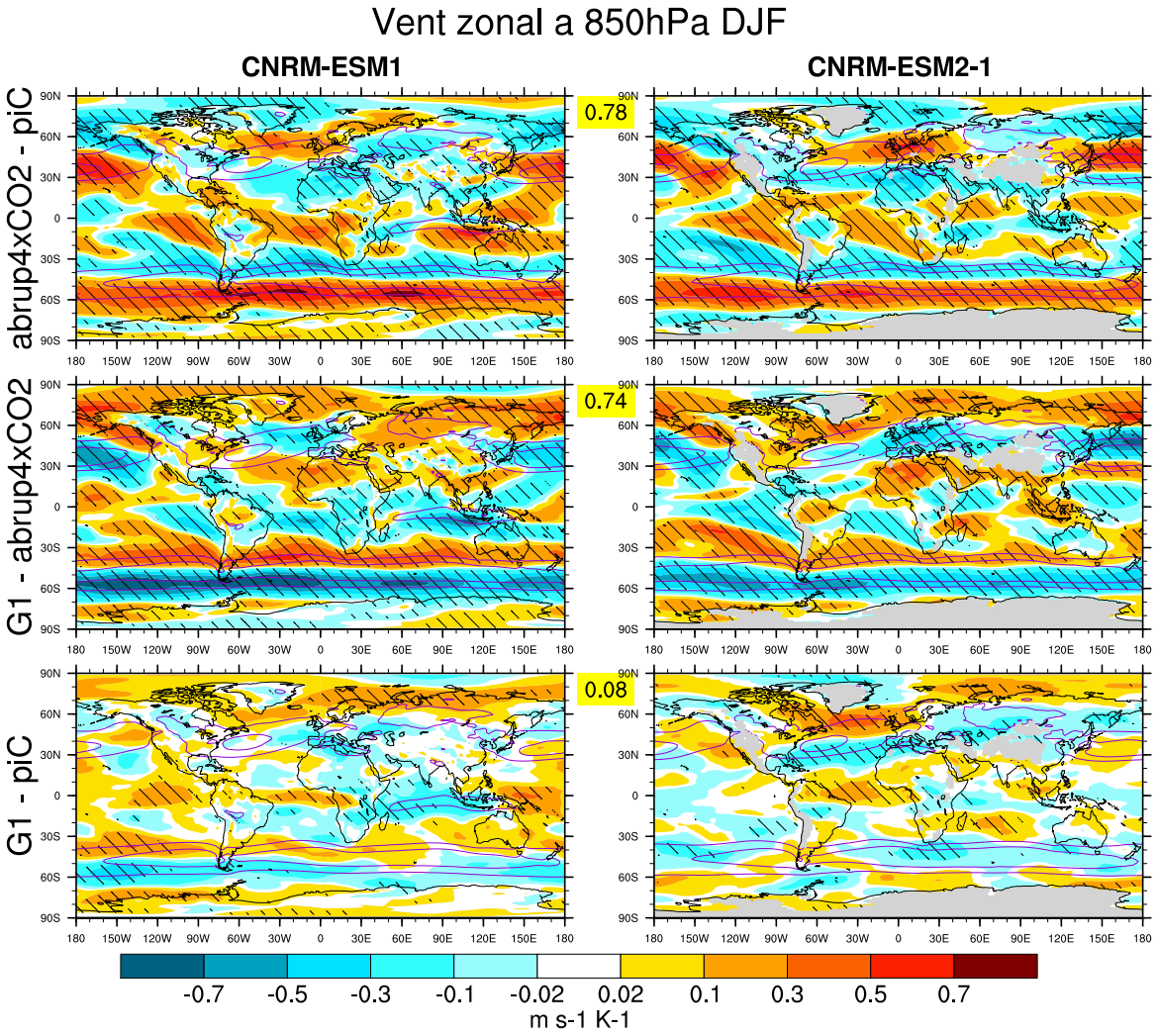


Figure D.3 – Anomalies du vent zonal à 850 hPa en hiver (DJF) entre les simulations G1, piControl et abrupt4×CO2 pour les modèles CNRM-ESM1 (à gauche) et CNRM-ESM2-1 (à droite). Pour chaque couple d'anomalies, la corrélation spatiale entre les deux modèles est indiquée sur fond jaune entre les deux panneaux. Les zones hachurées représentent un niveau de significativité supérieur à 90%, estimé à partir d'un test de Student sur l'échantillon de 40 années. La climatologie de la simulation de référence est indiquée en contours violets, par pas de 5 m.s^{-1}.

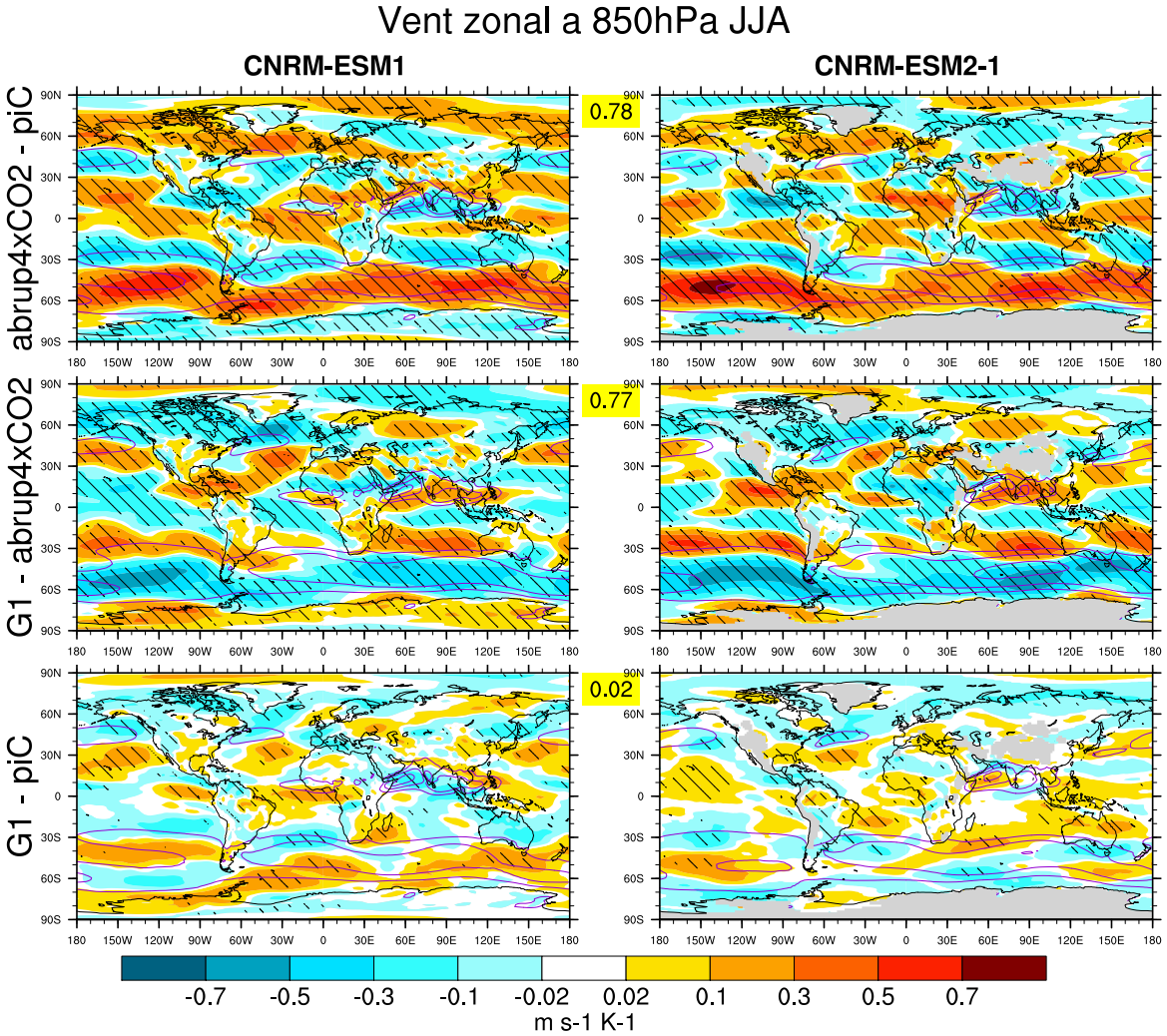


Figure D.4 – Anomalies du vent zonal à 850 hPa en été (JJA) entre les simulations G1, piControl et abrupt4×CO2 pour les modèles CNRM-ESM1 (à gauche) et CNRM-ESM2-1 (à droite). Pour chaque couple d'anomalies, la corrélation spatiale entre les deux modèles est indiquée sur fond jaune entre les deux panneaux. Les zones hachurées représentent un niveau de significativité supérieur à 90%, estimé à partir d'un test de Student sur l'échantillon de 40 années. La climatologie de la simulation de référence est indiquée en contours violets, par pas de 5 m.s^{-1}.

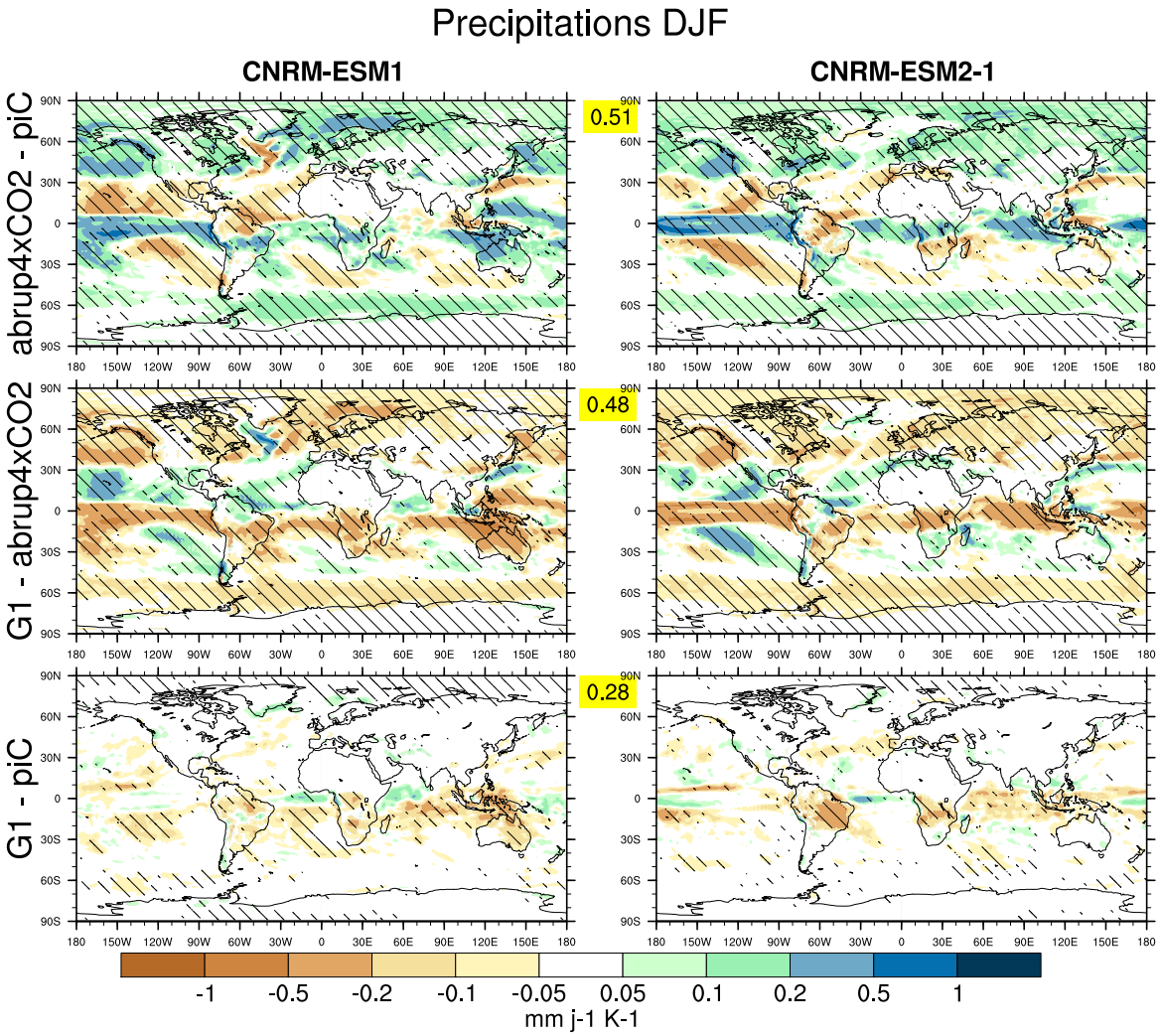


Figure D.5 – Anomalies des précipitations hivernales (DJF) entre les simulations G1, piControl et abrupt4×CO2 pour les modèles CNRM-ESM1 (à gauche) et CNRM-ESM2-1 (à droite). Pour chaque couple d'anomalies, la corrélation spatiale entre les deux modèles est indiquée sur fond jaune entre les deux panneaux. Les zones hachurées représentent un niveau de significativité supérieur à 90%, estimé à partir d'un test de Student sur l'échantillon de 40 années.

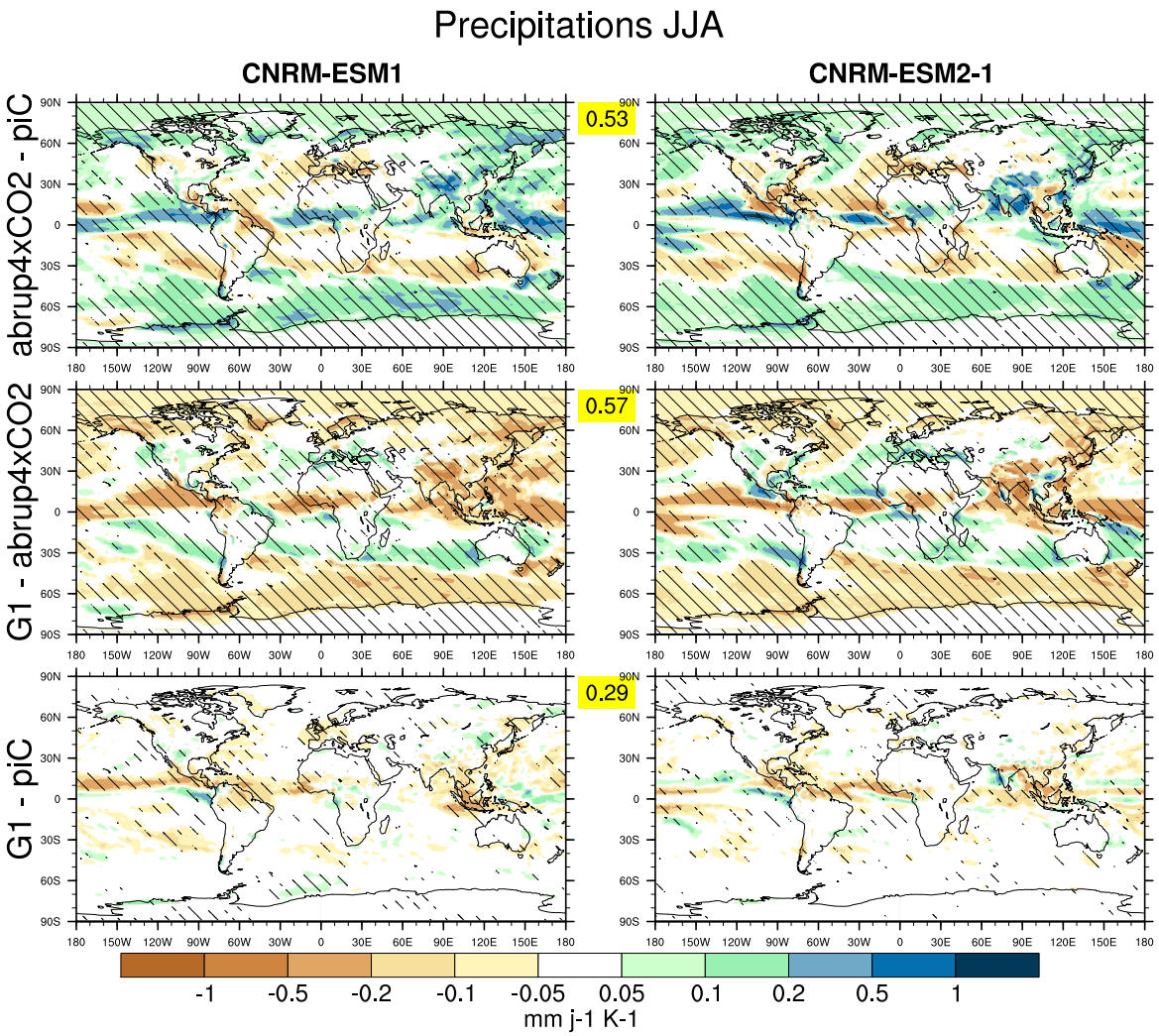


Figure D.6 – Anomalies des précipitations estivales (JJA) entre les simulations G1, piControl et abrupt4×CO2 pour les modèles CNRM-ESM1 (à gauche) et CNRM-ESM2-1 (à droite). Pour chaque couple d'anomalies, la corrélation spatiale entre les deux modèles est indiquée sur fond jaune entre les deux panneaux. Les zones hachurées représentent un niveau de significativité supérieur à 90%, estimé à partir d'un test de Student sur l'échantillon de 40 années.

Bibliographie

Adler, R. F., Huffman, G. J., Chang, A., Ferraro, R., Xie, P.-P., Janowiak, J., Rudolf, B., Schneider, U., Curtis, S., Bolvin, D., et al. (2003). The version-2 global precipitation climatology project (gpcp) monthly precipitation analysis (1979–present). *Journal of Hydrometeorology*, 4(6), pp 1147–1167.

Akaike, H. (1974). A new look at the statistical model identification. *IEEE transactions on automatic control*, 19(6), pp 716–723.

Ammann, C. M., Meehl, G. A., Washington, W. M., and Zender, C. S. (2003). A monthly and latitudinally varying volcanic forcing dataset in simulations of 20th century climate. *Geophysical Research Letters*, 30(12).

Arora, V. K., Scinocca, J. F., Boer, G. J., Christian, J. R., Denman, K. L., Flato, G. M., Kharin, V. V., Lee, W. G., and Merryfield, W. J. (2011). Carbon emission limits required to satisfy future representative concentration pathways of greenhouse gases. *Geophysical Research Letters*, 38(5).

Barnola, J.-M., Raynaud, D., Korotkevich, Y. S., and Lorius, C. (1987). Vostok ice core provides 160,000-year record of atmospheric CO2. *Nature*, 329(6138), pp 408.

Bentsen, M., Bethke, I., Debernard, J. B., Iversen, T., Kirkevåg, A., Seland, Ø., Drange, H., Roelandt, C., Seierstad, I. A., Hoose, C., and Kristjánsson, J. E. (2013). The Norwegian Earth System Model, NorESM1-M—Part 1 : Description and basic evaluation of the physical climate. *Geoscientific Model Development*, 6(3), pp 687–720.

Bindoff, N. L., Stott, P. A., AchutaRao, K. M., Allen, M. R., Gillett, N., Gutzler, D., Hansingo, K., Hegerl, G., Hu, Y., Jain, S., Mokhov, I. I., Overland, J., Perlwitz, J., Sebbari, R., and Zhang, X. (2013). *Detection and Attribution of Climate Change : from Global to Regional*, chapter 10, pp 867–952. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.

Boer, G. J. (2011). Decadal potential predictability of twenty-first century climate. *Climate Dynamics*, 36(5-6), pp 1119–1133.

Boucher, O., De Guillebon, B., Abbadie, L., Barré, P., Bekki, S., Bensaude-Vincent, B., Blain, S., Bonnelle, D., Ciais, P., Clin, F., Dahan, A., Dangeard, M.-L., De Richter, R., Dörries, M., Dumergues, L., Fisset, B., Gasser, T., Gemenne, F., Godin-Beekmann, S., Guillaume, B., Ha-Duong, M., Laperrelle, J.-M., Maugis, P., Montout, D., Perret, P., Quéguiner, B., Salas y Melia, D., Trolard, F., van Hemert, M.,

Vésine, E., and Vidalenc, E. (2014). *Atelier de Réflexion Prospective REAGIR*. ARP REAGIR.

Boucher, O., Randall, D., Artaxo, P., Bretherton, C., Feingold, G., Forster, P., Kerminen, V.-M., Kondo, Y., Liao, H., Lohmann, U., Rasch, P., Satheesh, S. K., Sherwood, S., Stevens, B., and Zhang, X. Y. (2013). *Clouds and Aerosols*, chapter 7, pp 571–658. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.

Caldeira, K. and Bala, G. (2017). Reflecting on 50 years of geoengineering research. *Earth's Future*, 5(1), pp 10–17.

Clarke, L., Jiang, K., Akimoto, K., Babiker, M., Blanford, G., Fisher-Vanden, K., Hourcade, J.-C., Krey, V., Kriegler, E., Löschel, A., McCollum, D., Paltsev, S., Rose, S., Shukla, P. R., Tavoni, M., van der Zwaan, B., and van Vuuren, D. P. (2014). *Assessing Transformation Pathways*, chapter 6, pp 413–510. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.

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

Cox, P. M., Betts, R. A., Jones, C. D., Spall, S. A., and Totterdell, I. J. (2000). Acceleration of global warming due to carbon-cycle feedbacks in a coupled climate model. *Nature*, 408(6809), pp 184.

Cox, P. M., Pearson, D., Booth, B. B., Friedlingstein, P., Huntingford, C., Jones, C. D., and Luke, C. M. (2013). Sensitivity of tropical carbon to climate change constrained by carbon dioxide variability. *Nature*, 494(7437), pp 341.

Crutzen, P. J. (2006). Albedo enhancement by stratospheric sulfur injections : A contribution to resolve a policy dilemma ? *Climatic Change*, 77(3), pp 211–220.

Cubasch, U., Wuebbles, D., Chen, D., Facchini, M. C., Frame, D., Mahowald, N., and Winther, J.-G. (2013). *Introduction*, chapter 1, pp 119–158. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.

De Coninck, H., Revi, A., et al. (2018). *Strengthening and implementing the global response*. Intergovernmental Panel on Climate Change.

Deser, C., Phillips, A., Bourdette, V., and Teng, H. (2012). Uncertainty in climate change projections : the role of internal variability. *Climate dynamics*, 38(3-4), pp 527–546.

Douville, H. and Plazzotta, M. (2017). Midlatitude Summer Drying : An Underestimated Threat in CMIP5 Models ? *Geophysical Research Letters*, 44(19), pp 9967–9975.

Dupuy, J.-P. (2002). *Pour un catastrophisme éclairé. Quand l'impossible est certain*. Paris : Seuil.

Eliseev, A. (2012). Climate Change Mitigation via Sulfate Injection to the Stratosphere : Impact on the Global Carbon Cycle and Terrestrial Biosphere. *Atmospheric and Oceanic Optics*, 25(6), pp 405–413.

Flato, G., Marotzke, J., Abiodun, B., Braconnot, P., Chou, S. C., Collins, W., Cox, P., Driouech, F., Emori, S., Eyring, V., Forest, C., Gleckler, P., Guilyardi, E., Jakob, C., Kattsov, V., Reason, C., and Rummukainen, M. (2013). *Evaluation of Climate Models*, chapter 9, pp 741–866. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.

Frame, D., Booth, B., Kettleborough, J., Stainforth, D., Gregory, J., Collins, M., and Allen, M. (2005). Constraining climate forecasts : The role of prior assumptions. *Geophysical Research Letters*, 32(9).

Friedlingstein, P., Cox, P., Betts, R., Bopp, L., von Bloh, W., Brovkin, V., Cadule, P., Doney, S., Eby, M., Fung, I., Bala, G., John, J., Jones, C., Joos, F., Kato, T., Kawamiya, M., Knorr, W., Lindsay, K., Matthews, H. D., Raddatz, T., Rayner, P., Reick, C., Roeckner, E., Schnitzler, K.-G., Schnur, R., Strassmann, K., Weaver, A. J., Yoshikawa, C., and Zeng, N. (2006). Climate–Carbon Cycle Feedback Analysis : Results from the C4MIP Model Intercomparison. *Journal of climate*, 19(14), pp 3337–3353.

Friedlingstein, P., Meinshausen, M., Arora, V. K., Jones, C. D., Anav, A., Liddicoat, S. K., and Knutti, R. (2014). Uncertainties in CMIP5 Climate Projections due to Carbon Cycle Feedbacks. *Journal of Climate*, 27(2), pp 511–526.

Fuss, S., Canadell, J. G., Peters, G. P., Tavoni, M., Andrew, R. M., Ciais, P., Jackson, R. B., Jones, C. D., Kraxner, F., Nakicenovic, N., Le Quéré, C., Raupach, M. R., Sharifi, A., Smith, P., and Yamagata, Y. (2014). Betting on negative emissions. *Nature Climate Change*, 4(10), pp 850.

Gent, P. R., Danabasoglu, G., Donner, L. J., Holland, M. M., Hunke, E. C., Jayne, S. R., Lawrence, D. M., Neale, R. B., Rasch, P. J., Vertenstein, M., Worley, P. H., Yang, Z.-L., and Zhang, M. (2011). The community climate system model version 4. *Journal of Climate*, 24(19), pp 4973–4991.

Global Humanitarian Forum (2009). The Anatomy of a Silent Crisis, Climate Change, Human Impact Report. Global Humanitarian Forum.

Govindasamy, B., Thompson, S., Duffy, P., Caldeira, K., and Delire, C. (2002). Impact of geoengineering schemes on the terrestrial biosphere. *Geophysical Research Letters*, 29(22).

Hall, A. and Qu, X. (2006). Using the current seasonal cycle to constrain snow albedo feedback in future climate change. *Geophysical Research Letters*, 33(3).

Hansen, J., Lacis, A., Ruedy, R., and Sato, M. (1992). Potential climate impact of Mount Pinatubo eruption. *Geophysical Research Letters*, 19(2), pp 215–218.

Harington, C. R. (1992). *The year without a summer ? World climate in 1816*. Canadian Museum of Nature, Ottawa, Ontario (Canada).

Harris, I., Jones, P. D., Osborn, T. J., and Lister, D. H. (2014). Updated high-resolution grids of monthly climatic observations–the CRU TS3. 10 Dataset. *International Journal of Climatology*, 34(3), pp 623–642.

Held, I. M. and Soden, B. J. (2006). Robust Responses of the Hydrological Cycle to Global Warming. *Journal of Climate*, 19(21), pp 5686–5699.

Holland, M. M. and Bitz, C. M. (2003). Polar amplification of climate change in coupled models. *Climate Dynamics*, 21(3-4), pp 221–232.

Humphrey, V., Zscheischler, J., Ciais, P., Gudmundsson, L., Sitch, S., and Seneviratne, S. I. (2018). Sensitivity of atmospheric CO2 growth rate to observed changes in terrestrial water storage. *Nature*, 560(7720), pp 628.

IPCC (2013). *Annex III : Glossary*. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.

IPCC (2013). *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, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.

IPCC (2014). *Climate Change 2014 : Mitigation of Climate Change. Contribution of Working Group III to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.

Jansen, E., Overpeck, J., Briffa, K., Duplessy, J.-C., Joos, F., Masson-Delmotte, V., Olago, D., Otto-Bliesner, B., Peltier, W. R., Rahmstorf, S., Ramesh, R., Raynaud, D., Rind, D., Solomina, O., Villalba, R., and Zhang, D. (2007). *Paleoclimate*, chapter 6, pp 433–498. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.

Jeandel, C. and Mosseri, R. (2011). *Le climat à découvert*. CNRS.

Ji, D., Wang, L., Feng, J., Wu, Q., Cheng, H., Zhang, Q., Yang, J., Dong, W., Dai, Y., Gong, D., Zhang, R.-H., Wang, X., Liu, J., Moore, J. C., Chen, D., and Zhou, M. (2014). Description and basic evaluation of Beijing Normal University Earth system model (BNU-ESM) version 1. *Geoscientific Model Development*, 7(5), pp 2039–2064.

Jones, C., Robertson, E., Arora, V., Friedlingstein, P., Shevliakova, E., Bopp, L., Brovkin, V., Hajima, T., Kato, E., Kawamiya, M., Liddicoat, S., Lindsey, K., Reick, C. H., Roelandt, C., Segschneider, J., and Tjiputra, J. (2013). Twenty-First-Century Compatible CO2 Emissions and Airborne Fraction Simulated by CMIP5 Earth System Models under Four Representative Concentration Pathways. *Journal of Climate*, 26(13), pp 4398–4413.

Jones, C. D., Ciais, P., Davis, S. J., Friedlingstein, P., Gasser, T., Peters, G. P., Rogelj, J., van Vuuren, D. P., Canadell, J. G., Cowie, A., Jackson, R. B., Jonas, M., Kriegler, E., Littleton, E., Lowe, J. A., Milne, J., Shrestha, G., Smith, P., Torvanger, A., and Wiltshire, A. (2016). Simulating the Earth system response to negative emissions. *Environmental Research Letters*, 11(9), pp 095012.

Jung, M., Reichstein, M., Schwalm, C. R., Huntingford, C., Sitch, S., Ahlström, A., Arneth, A., Camps-Valls, G., Ciais, P., Friedlingstein, P., et al. (2017). Compensatory water effects link yearly global land CO 2 sink changes to temperature. *Nature*, 541(7638), pp 516.

Kalidindi, S., Bala, G., Modak, A., and Caldeira, K. (2015). Modeling of solar radiation management : a comparison of simulations using reduced solar constant and stratospheric sulphate aerosols. *Climate Dynamics*, 44(9-10), pp 2909–2925.

Keith, D. W., Wagner, G., and Zabel, C. L. (2017). Solar geoengineering reduces atmospheric carbon burden. *Nature Climate Change*, 7(9), pp 617.

Keller, D. P., Feng, E. Y., and Oschlies, A. (2014). Potential climate engineering effectiveness and side effects during a high carbon dioxide-emission scenario. *Nature Communications*, 5, pp 3304.

Key, R. M., Kozyr, A., Sabine, C. L., Lee, K., Wanninkhof, R., Bullister, J. L., Feely, R. A., Millero, F. J., Mordy, C., and Peng, T.-H. (2004). A global ocean carbon climatology : Results from Global Data Analysis Project (GLODAP). *Global Biogeochemical Cycles*, 18(4).

Kleinschmitt, C., Boucher, O., and Platt, U. (2018). Sensitivity of the radiative forcing by stratospheric sulfur geoengineering to the amount and strategy of the SO2 injection studied with the LMDZ-S3A model. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 18(4), pp 2769–2786.

Knutti, R. (2018). A wider role for climate scenarios. *Nature Sustainability*, 1, pp 214–215.

Knutti, R., Sedláček, J., Sanderson, B. M., Lorenz, R., Fischer, E. M., and Eyring, V. (2017). A climate model projection weighting scheme accounting for performance and interdependence. *Geophysical Research Letters*, 44(4), pp 1909–1918.

Kravitz, B., Caldeira, K., Boucher, O., Robock, A., Rasch, P. J., Alterskjær, K., Karam, D. B., Cole, J. N., Curry, C. L., Haywood, J. M., Irvine, P. J., Ji, D., Jones, A., Kristjánsson, J. E., Lunt, D. J., Moore, J. C., Niemeier, U., Schmidt, H., Schulz, M., Singh, B., Tilmes, S., Watanabe, S., Yang, S., and Yoon, J.-H. (2013a). Climate model response from the Geoengineering Model Intercomparison Project (GeoMIP). *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 118(15), pp 8320–8332.

Kravitz, B., Robock, A., Boucher, O., Schmidt, H., Taylor, K. E., Stenchikov, G., and Schulz, M. (2011). The Geoengineering Model Intercomparison Project (GeoMIP). *Atmospheric Science Letters*, 12(2), pp 162–167.

Kravitz, B., Robock, A., Forster, P. M., Haywood, J. M., Lawrence, M. G., and Schmidt, H. (2013b). An overview of the geoengineering model Intercomparison project (GeoMIP). *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 118(23), pp 13–103.

Kravitz, B., Robock, A., Tilmes, S., Boucher, O., English, J. M., Irvine, P. J., Jones, A., Lawrence, M. G., MacCracken, M., Muri, H., Moore, J. C., Niemeier, U., Phipps,

S. J., Sillmann, J., Storelvmo, T., Wang, H., and Watanabe, S. (2015). The Geoengineering Model Intercomparison Project Phase 6 (GeoMIP6) : simulation design and preliminary results. *Geoscientific Model Development*, 8, pp 3379–3392.

Kwiatkowski, L., Bopp, L., Aumont, O., Ciais, P., Cox, P. M., Laufkötter, C., Li, Y., and Séférian, R. (2017). Emergent constraints on projections of declining primary production in the tropical oceans. *Nature Climate Change*, 7(5), pp 355.

Landschützer, P., Gruber, N., Haumann, F. A., Rödenbeck, C., Bakker, D. C., Van Heuven, S., Hoppema, M., Metzl, N., Sweeney, C., Takahashi, T., Tilbrook, B., and Wanninkhof, R. (2015). The reinvigoration of the southern ocean carbon sink. *Science*, 349(6253), pp 1221–1224.

Lauvset, S. K., Tjiputra, J., and Muri, H. (2017). Climate engineering and the ocean : effects on biogeochemistry and primary production. *Biogeosciences*, 14(24), pp 5675–5691.

Lawrence, M. G., Schäfer, S., Muri, H., Scott, V., Oschlies, A., Vaughan, N. E., Boucher, O., Schmidt, H., Haywood, J., and Scheffran, J. (2018). Evaluating climate geoengineering proposals in the context of the Paris Agreement temperature goals. *Nature Communications*, 9(1), pp 3734.

Le Quéré, C., Andrew, R. M., Friedlingstein, P., Sitch, S., Pongratz, J., Manning, A. C., Korsbakken, J. I., Peters, G. P., Canadell, J. G., Jackson, R. B., Boden, T. A., Tans, P. P., Andrews, O. D., Arora, V. K., Bakker, D. C. E., Barbero, L., Becker, M., Betts, R. A., Bopp, L., Chevallier, F., Chini, L. P., Ciais, P., Cosca, C. E., Cross, J., Currie, K., Gasser, T., Harris, I., Hauck, J., Haverd, V., Houghton, R. A., Hunt, C. W., Hurtt, G., Ilyina, T., Jain, A. K., Kato, E., Kautz, M., Keeling, R. F., Klein Goldewijk, K., Körtzinger, A., Landschützer, P., Lefèvre, N., Lenton, A., Lienert, S., Lima, I., Lombardozzi, D., Metzl, N., Millero, F., Monteiro, P. M. S., Munro, D. R., Nabel, J. E. M. S., Nakaoka, S.-I., Nojiri, Y., Padin, X. A., Peregon, A., Pfeil, B., Pierrot, D., Poulter, B., Rehder, G., Reimer, J., Rödenbeck, C., Schwinger, J., Séférian, R., Skjelvan, I., Stocker, B. D., Tian, H., Tilbrook, B., Tubiello, F. N., van der Laan-Luijkx, I. T., van der Werf, G. R., van Heuven, S., Viovy, N., Vuichard, N., Walker, A. P., Watson, A. J., Wiltshire, A. J., Zaehle, S., and Zhu, D. (2018). Global Carbon Budget 2017. *Earth System Science Data*, 10(1), pp 405–448.

Lucht, W., Prentice, I. C., Myneni, R. B., Sitch, S., Friedlingstein, P., Cramer, W., Bousquet, P., Buermann, W., and Smith, B. (2002). Climatic Control of the High-Latitude Vegetation Greening Trend and Pinatubo Effect. *Science*, 296(5573), pp 1687–1689.

MacMartin, D. G., Kravitz, B., Long, J., and Rasch, P. J. (2016). Geoengineering with stratospheric aerosols : What do we not know after a decade of research ? *Earth's Future*, 4(11), pp 543–548.

Matthews, H. D. and Caldeira, K. (2007). Transient climate–carbon simulations of planetary geoengineering. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 104(24), pp 9949–9954.

Mercado, L. M., Bellouin, N., Sitch, S., Boucher, O., Huntingford, C., Wild, M., and Cox, P. M. (2009). Impact of changes in diffuse radiation on the global land carbon sink. *Nature*, 458(7241), pp 1014.

Meyer, A., Folini, D., Lohmann, U., and Peter, T. (2016). Tropical Temperature and Precipitation Responses to Large Volcanic Eruptions : Observations and AMIP5 Simulations. *Journal of Climate*, 29(4), pp 1325–1338.

Milankovitch, M. (1941). Kanon der Erdbestrahlung und seine Anwendung auf das Eiszeitenproblem. *Royal Serbian Academy Special Publication*, 133, pp 1–633.

Millar, R. J., Fuglestvedt, J. S., Friedlingstein, P., Rogelj, J., Grubb, M. J., Matthews, H. D., Skeie, R. B., Forster, P. M., Frame, D. J., and Allen, M. R. (2017). Emission budgets and pathways consistent with limiting warming to 1.5°C. *Nature Geoscience*, 10(10), pp 741.

Muri, H., Niemeier, U., and Kristjánsson, J. E. (2015). Tropical rainforest response to marine sky brightening climate engineering. *Geophysical Research Letters*, 42(8), pp 2951–2960.

Niemeier, U. and Timmreck, C. (2015). What is the limit of climate engineering by stratospheric injection of SO2 ? *Atmospheric Chemistry and Physics*, 15(16), pp 9129–9141.

Nowack, P. J., Abraham, N. L., Braesicke, P., and Pyle, J. A. (2016). Stratospheric ozone changes under solar geoengineering : implications for UV exposure and air quality. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 16(6), pp 4191–4203.

Nusbaumer, J. and Matsumoto, K. (2008). Climate and carbon cycle changes under the overshoot scenario. *Global and Planetary change*, 62(1-2), pp 164–172.

Oppenheimer, C. (2003). Climatic, environmental and human consequences of the largest known historic eruption : Tambora volcano (Indonesia) 1815. *Progress in Physical Geography*, 27(2), pp 230–259.

Parker, A. and Irvine, P. J. (2018). The Risk of Termination Shock From Solar Geoengineering. *Earth's Future*, 6(3), pp 456–467.

Petit, J.-R., Jouzel, J., Raynaud, D., Barkov, N. I., Barnola, J.-M., Basile, I., Bender, M., Chappellaz, J., Davis, M., Delaygue, G., Delmotte, M., Kotlyakov, V. M., Legrand, M., Lipenkov, V. Y., Lorius, C., Pépin, L., Ritz, C., E, S., and Stievenard, M. (1999). Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica. *Nature*, 399(6735), pp 429.

Pithan, F. and Mauritsen, T. (2014). Arctic amplification dominated by temperature feedbacks in contemporary climate models. *Nature Geoscience*, 7(3), pp 181.

Plazzotta, M., Séférian, R., Douville, H., Kravitz, B., and Tjiputra, J. (2018). Land Surface Cooling Induced by Sulfate Geoengineering Constrained by Major Volcanic Eruptions. *Geophysical Research Letters*, 45(11), pp 5663–5671.

Rayner, N., Parker, D. E., Horton, E., Folland, C., Alexander, L., Rowell, D., Kent, E., and Kaplan, A. (2003). Global analyses of sea surface temperature, sea ice, and night marine air temperature since the late nineteenth century. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 108(D14).

Rind, D., Chiou, E.-W., Chu, W., Larsen, J., Oltmans, S., Lerner, J., McCormkk, M., and McMaster, L. (1991). Positive water vapour feedback in climate models confirmed by satellite data. *Nature*, 349(6309), pp 500.

Robock, A. (2000). Volcanic eruptions and climate. *Reviews of Geophysics*, 38(2), pp 191–219.

Robock, A., MacMartin, D. G., Duren, R., and Christensen, M. W. (2013). Studying geoengineering with natural and anthropogenic analogs. *Climatic Change*, 121(3), pp 445–458.

Rogelj, J., Popp, A., Calvin, K. V., Luderer, G., Emmerling, J., Gernaat, D., Fujimori, S., Strefler, J., Hasegawa, T., Marangoni, G., Krey, V., Kriegler, E., Riahi, K., van Vuuren, D. P., Doelman, J., Drouet, L., Edmonds, J., Fricko, O., Harmsen, M., Havlík, P., Humpenöder, F., Stehfest, E., and Tavoni, M. (2018a). Scenarios towards limiting global mean temperature increase below 1.5°C. *Nature Climate Change*, 8(4), pp 325.

Rogelj, J., Shindell, D., Jiang, K., et al. (2018b). *Mitigation pathways compatible with 1.5° C in the context of sustainable development*. Intergovernmental Panel on Climate Change.

Rothenberg, D., Mahowald, N., Lindsay, K., Doney, S., Moore, J., and Thornton, P. (2012). Volcano impacts on climate and biogeochemistry in a coupled carbon–climate model. *Earth System Dynamics*, 1, pp 121–136.

Sabine, C. L., Feely, R. A., Gruber, N., Key, R. M., Lee, K., Bullister, J. L., Wanninkhof, R., Wong, C., Wallace, D. W., Tilbrook, B., Millero, F. J., Peng, T.-H., Kozyr, A., Ono, T., and Rios, A. F. (2004). The Oceanic Sink for Anthropogenic CO2. *Science*, 305(5682), pp 367–371.

Sato, M., Hansen, J. E., McCormick, M. P., and Pollack, J. B. (1993). Stratospheric aerosol optical depths, 1850–1990. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 98(D12), pp 22987–22994.

Schmidt, G. A., Kelley, M., Nazarenko, L., Ruedy, R., Russell, G. L., Aleinov, I., Bauer, M., Bauer, S. E., Bhat, M. K., Bleck, R., Canuto, V., Chen, Y.-H., Cheng, Y., Clune, T. L., Del Genio, A., de Fainchtein, R., Faluvegi, G., Hansen, J. E., Healy, R. J., Kiang, N. Y., Koch, D., Lacis, A. A., LeGrande, A. N., Lerner, J., Lo, K. K., Matthews, E. E., Menon, S., Miller, R. L., Oinas, V., Oloso, A. O., Perlwitz, J. P., Puma, M. J., Putman, W. M., Rind, D., Romanou, A., Sato, M., Shindell, D. T., Sun, S., Syed, R. A., Tausnev, N., Tsigaridis, K., Unger, N., Voulgarakis, A., Yao, M.-S., and Zhang, J. (2014). Configuration and assessment of the GISS ModelE2 contributions to the CMIP5 archive. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 6(1), pp 141–184.

Schmidt, H., Alterskjær, K., Bou Karam, D., Boucher, O., Jones, A., Kristjánsson, J., Niemeier, U., Schulz, M., Aaheim, A., Benduhn, F., Lawrence, M., and Timmreck, C. (2012). Solar irradiance reduction to counteract radiative forcing from a quadrupling of CO2 : climate responses simulated by four earth system models. *Earth System Dynamics*, 3, pp 63–78.

Séférian, R., Delire, C., Decharme, B., Voldoire, A., Salas y Melia, D., Chevallier, M., Saint-Martin, D., Aumont, O., Calvet, J.-C., Carrer, D., Douville, H., Franchistéguy, L., Joetzjer, E., and Sénési, S. (2016). Development and evaluation of CNRM Earth system model–CNRM-ESM1. *Geoscientific Model Development*, 9(4), pp 1423–1453.

Séférian, R., Rocher, M., Guivarch, C., and Colin, J. (2018). Constraints on biomass energy deployment in mitigation pathways : the case of water scarcity. *Environmental Research Letters*, 13(5), pp 054011.

Shepherd, J., Caldeira, K., Cox, P., Haigh, J., Keith, D., Launder, B., Mace, G., MacKerron, G., Pyle, J., Rayner, S., Redgwell, C., and Watson, A. (2009). *Geoengineering the climate : science, governance and uncertainty*. Royal Society.

Smith, P., Davis, S. J., Creutzig, F., Fuss, S., Minx, J., Gabrielle, B., Kato, E., Jackson, R. B., Cowie, A., Kriegler, E., van Vuuren, D. P., Rogelj, J., Ciais, P., Milne, J., Canadell, J. G., McCollum, D., Peters, G., Andrew, R., Krey, V., Shrestha, G., Friedlingstein, P., Gasser, T., Grübler, A., Heidug, W. K., Jonas, M., Jones, C. D., Kraxner, F., Littleton, E., Lowe, J., Moreira, J. R., Nakicenovic, N., Obersteiner, M., Patwardhan, A., Rogner, M., Rubin, E., Sharifi, A., Torvanger, A., Yamagata, Y., Edmonds, J., and Yongsung, C. (2016). Biophysical and economic limits to negative CO2 emissions. *Nature Climate Change*, 6(1), pp 42.

Soden, B. J., Wetherald, R. T., Stenchikov, G. L., and Robock, A. (2002). Global Cooling After the Eruption of Mount Pinatubo : A Test of Climate Feedback by Water Vapor. *Science*, 296(5568), pp 727–730.

Solomon, S. (1999). Stratospheric ozone depletion : A review of concepts and history. *Reviews of Geophysics*, 37(3), pp 275–316.

Stocker, T. F., Qin, D., Plattner, G.-K., Alexander, L. V., Allen, S. K., Bindoff, N. L., Bréon, F.-M., Church, J. A., Cubasch, U., Emori, S., Forster, P., Friedlingstein, P., Gillett, N., Gregory, J. M., Hartmann, D. L., Jansen, E., Kirtman, B., Knutti, R., Krishna Kumar, K., Lemke, P., Marotzke, J., Masson-Delmotte, V., Meehl, G. A., Mokhov, I. I., Piao, S., Ramaswamy, V., Randall, D., Rhein, M., Rojas, M., Sabine, C., Shindell, D., Talley, L. D., Vaughan, D. G., and Xie, S.-P. (2013). *Technical Summary*, chapter TS, pp 33–115. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.

Talberg, A., Thomas, S., Christoff, P., and Karoly, D. (2018). How geoengineering scenarios frame assumptions and create expectations. *Sustainability Science*, pp 1–12.

Taylor, K. E., Stouffer, R. J., and Meehl, G. A. (2012). An overview of CMIP5 and the experiment design. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 93(4), pp 485–498.

Tilmes, S., Fasullo, J., Lamarque, J.-F., Marsh, D. R., Mills, M., Alterskjær, K., Muri, H., Kristjánsson, J. E., Boucher, O., Schulz, M., Cole, J. N., Curry, C. L., Jones, A., Haywood, J., Irvine, P. J., Ji, D., Moore, J. C., Karam, D. B., Kravitz, B., Rasch, P. J., Singh, B., Yoon, J.-H., Niemeier, U., Schmidt, H., Robock, A., Yang, S., and Watanabe, S. (2013). The hydrological impact of geoengineering in the Geoengineering Model Intercomparison Project (GeoMIP). *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 118(19), pp 11–036.

Tilmes, S., Sanderson, B., and O'Neill, B. (2016). Climate impacts of geoengineering in a delayed mitigation scenario. *Geophysical Research Letters*, 43(15), pp 8222–8229.

Tjiputra, J., Grini, A., and Lee, H. (2016). Impact of idealized future stratospheric aerosol injection on the large-scale ocean and land carbon cycles. *Journal of Geophysical Research : Biogeosciences*, 121(1), pp 2–27.

Tjiputra, J. and Otterå, O. H. (2011). Role of volcanic forcing on future global carbon cycle. *Earth System Dynamics*, 2(1), pp 53–67.

Tjiputra, J. F., Roelandt, C., Bentsen, M., Lawrence, D. M., Lorentzen, T., Schwinger, J., Seland, Ø., and Heinze, C. (2013). Evaluation of the carbon cycle components in the Norwegian Earth System Model (NorESM). *Geoscientific Model Development*, 6(2), pp 301–325.

Trenberth, K. E. and Dai, A. (2007). Effects of Mount Pinatubo volcanic eruption on the hydrological cycle as an analog of geoengineering. *Geophysical Research Letters*, 34(15).

Trisos, C. H., Amatulli, G., Gurevitch, J., Robock, A., Xia, L., and Zambri, B. (2018). Potentially dangerous consequences for biodiversity of solar geoengineering implementation and termination. *Nature Ecology & Evolution*, 2(3), pp 475.

UNEP (2017). *The Emissions Gap Report 2017*. United Nations Environment Programme (UNEP).

UNFCCC (2015). Synthesis report on the aggregate effect of the intended nationally determined contributions. In : *Bonn, Germany : United Nations Framework Convention on Climate Change*.

United Nations Environment Programme (2017). The Emissions Gap Report 2017. Nairobi.

Van Vuuren, D. P., Edmonds, J., Kainuma, M., Riahi, K., Thomson, A., Hibbard, K., Hurtt, G. C., Kram, T., Krey, V., Lamarque, J.-F., Masui, T., Meinshausen, M., Nakicenovic, N., Smith, S. J., and Rose, S. K. (2011). The representative concentration pathways : an overview. *Climatic Change*, 109(1-2), pp 5.

Watanabe, S., Hajima, T., Sudo, K., Nagashima, T., Takemura, T., Okajima, H., Nozawa, T., Kawase, H., Abe, M., Yokohata, T., Ise, T., Sato, H., Kato, E., Takata, K., Emori, S., and Kawamiya, M. (2011). MIROC-ESM 2010 : Model description and basic results of CMIP5-20c3m experiments. *Geoscientific Model Development*, 4(4), pp 845.

Wigley, T. M. L., Ammann, C. M., Santer, B. D., and Raper, S. C. B. (2005). Effect of climate sensitivity on the response to volcanic forcing. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 110(D9).

Xia, L., Robock, A., Tilmes, S., and Neely III, R. R. (2016). Stratospheric sulfate geoengineering could enhance the terrestrial photosynthesis rate. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 16(3), pp 1479–1489.

Yang, H., Dobbie, S., Ramirez-Villegas, J., Feng, K., Challinor, A. J., Chen, B., Gao, Y., Lee, L., Yin, Y., Sun, L., Watson, J., Koehler, A.-K., Fan, T., and Ghosh, S. (2016). Potential negative consequences of geoengineering on crop production : A study of Indian groundnut. *Geophysical Research Letters*, 43(22).

Yokohata, T., Emori, S., Nozawa, T., Tsushima, Y., Ogura, T., and Kimoto, M. (2005). Climate response to volcanic forcing : Validation of climate sensitivity of a coupled atmosphere-ocean general circulation model. *Geophysical Research Letters*, 32(21).

Zappa, G. and Shepherd, T. G. (2017). Storylines of Atmospheric Circulation Change for European Regional Climate Impact Assessment. *Journal of Climate*, 30(16), pp 6561–6577.

Zimov, S. A., Schuur, E. A., and Chapin, F. S. (2006). Permafrost and the Global Carbon Budget. *Science*, 312(5780), pp 1612–1613.

Résumé

Le rapport spécial du GIEC (SR1.5) publié en octobre 2018 est sans équivoque. Avec un réchauffement global d'environ 1°C en 2017 par rapport au début de l'ère industrielle et une teneur de CO_2 dans l'atmosphère de 400 parties par million, l'Homme a d'ores et déjà modifié substantiellement le climat. L'évaluation de scénarios climatiques à bas niveau d'émissions limitant le réchauffement global à venir en deçà de 2°C montre que nous sommes désormais face à un défi scientifique, technique et civilisationnel sans précédent. Le GIEC stipule que chaque année perdue en matière d'atténuation rend un peu plus plausible la perspective d'une véritable "catastrophe" climatique. Dans ce contexte alarmant, les techniques de modification du rayonnement solaire sont de plus en plus étudiées comme une alternative à court terme pouvant limiter les impacts liés à la hausse de la température globale, en attendant la mise en œuvre et/ou la faisabilité de techniques d'atténuation suffisamment efficaces. La modélisation du système Terre reste à ce jour le seul moyen d'étudier dans quelles mesures ces techniques pourraient effectivement s'insérer dans la lutte contre le changement climatique.

Le but principal de cette thèse est de quantifier et de réduire les incertitudes quant à la réponse des modèles aux simulations de géo-ingénierie de type modification du rayonnement solaire, en accordant une attention toute particulière aux effets collatéraux sur les cycles de l'eau et du carbone. Dans un premier temps, nous avons exploité les simulations existantes du projet GeoMIP, et avons identifié une relation statistique émergente entre le refroidissement obtenu dans les simulations de modification du rayonnement solaire, et le refroidissement induit par les éruptions volcaniques majeures dans les simulations historiques. Sur la base de plusieurs jeux d'observations, nous avons évalué la réponse des modèles aux éruptions et ainsi contraint la réponse à la modification du rayonnement solaire, réduisant son efficacité potentielle de 20% et l'incertitude associée de 40%. Par la suite, nous nous sommes intéressés à la réponse du cycle du carbone et avons montré que les changements climatiques induits par cette forme de géo-ingénierie tendent à stimuler les puits de carbone continentaux et océaniques. Nous avons cependant pointé l'incertitude qui entoure les processus responsables de cette augmentation, et également la réversibilité du cycle du carbone en cas d'arrêt de la géo-ingénierie. Malgré le renforcement des puits naturels de carbone, ce dernier résultat confirme que cette forme de géo-ingénierie ne peut être considérée comme une technique d'atténuation du fait de la non pérennité du stockage additionnel des émissions anthropiques de carbone dans les réservoirs océanique et terrestre. Enfin, nous nous sommes intéressés à d'autres sources d'incertitudes, liées au choix du protocole expérimental ou du modèle mis en œuvre. Nous avons en particulier mis en lumière l'influence potentielle de la stratosphère et de son couplage avec la circulation troposphérique sur la réponse régionale des modèles à nos latitudes.

Abstract

The IPCC Special Report (SR1.5) published in October 2018 is unequivocal. Global warming reached 1°C above preindustrial level in 2017 and atmospheric concentrations of CO_2 passed 400 parts per million. Human activities have already substantially altered the Earth's climate. The assessment of low emission scenarios that limit global warming to 2°C above preindustrial levels shows that we are now facing an unprecedented scientific, technological and civilizational challenge, and stipulates that each year lost for mitigation makes the prospect of a real climate "disaster" a little more plausible. In this alarming context, solar radiation modification techniques are increasingly studied as a short-term alternative in order to limit the impacts of dangerous global warming, before the implementation and/or feasibility of sufficiently effective mitigation techniques. Earth System Models remain the only tool to investigate the extent to which these techniques could be used to counteract global warming.

The main purpose of this thesis is to quantify and narrow uncertainties in model response to geoengineering simulations such as solar radiation modification, with special attention to side-effects on water and carbon cycles. First, we have used available simulations from GeoMIP, and identified an emerging statistical link between the cooling obtained in solar radiation management simulations, and the cooling induced by major volcanic eruptions in the historical simulations. Using several observational datasets, we have evaluated the model response to volcanic eruptions and, thereby, constrained the response to this geoengineering technique, reducing its potential cooling efficiency by 20%, and the associated uncertainty by 40%. Subsequently, we have focused on the carbon cycle response and have shown that climatic changes induced by this form of geoengineering tends to stimulate continental and oceanic carbon sinks. However, we have pointed out the uncertainty surrounding the processes responsible for this increase, and also the reversibility of the carbon cycle in case of stopping geoengineering. Despite the enhancement of the natural carbon sinks, this last result confirms that this form of geoengineering cannot be considered as a mitigation technique because of the unsustainability of the additional storage of anthropogenic carbon emissions into ocean and terrestrial reservoirs. Finally, we have looked at other sources of uncertainty related to the choice of the implemented experiment design or model. We have in particular highlighted the potentiel influence of the stratosphere and its coupling with the tropospheric dynamics on the regional response in the northern midlatitudes.