



HAL
open science

Étude du rôle des anomalies régionales de température de surface dans le bilan d'énergie de la Terre : influence sur la température de surface à l'échelle globale

Robin Guillaume-Castel

► **To cite this version:**

Robin Guillaume-Castel. Étude du rôle des anomalies régionales de température de surface dans le bilan d'énergie de la Terre : influence sur la température de surface à l'échelle globale. Sciences de la Terre. Université Paul Sabatier - Toulouse III, 2023. Français. NNT : 2023TOU30257 . tel-04502216

HAL Id: tel-04502216

<https://theses.hal.science/tel-04502216>

Submitted on 13 Mar 2024

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

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



THÈSE

En vue de l'obtention du

DOCTORAT DE L'UNIVERSITÉ DE TOULOUSE

Délivré par : *l'Université Toulouse 3 Paul Sabatier (UT3 Paul Sabatier)*

Présentée et soutenue le 14 Décembre 2023 par :

Robin GUILLAUME-CASTEL

Étude du rôle des anomalies régionales de température de surface dans le bilan d'énergie de la Terre : influence sur la température de surface à l'échelle globale.

JURY

MASA KAGEYAMA
FRANCIS CODRON
PAULO CEPPI
BENOIT MEYSSIGNAC
RÉMY ROCA
JEAN-LOUIS DUFRESNE

Directrice de Recherche
Professeur d'Université
Senior Lecturer
Ingénieur CNES
Directeur de Recherche
Directeur de Recherche

Rapporteuse
Rapporteur
Examineur
Directeur de thèse
Co-directeur de thèse
Président du jury

École doctorale et spécialité :

SDU2E : Océan, Atmosphère, Climat

Unité de Recherche :

Laboratoire d'Etudes en Géophysique et Océanographie Spatiales (UMR 5566)

Directeurs de Thèse :

Benoît MEYSSIGNAC et Rémy ROCA

Rapporteurs :

Masa KAGEYAMA et Francis CODRON

Résumé

Les activités humaines perturbent le bilan radiatif de la Terre. En conséquence, la Terre émet moins d'énergie vers l'espace que ce qu'elle reçoit du soleil. Elle stocke alors de l'énergie et se réchauffe. Le réchauffement de la planète affecte les différents flux d'eau et d'énergie qui influencent en retour le bilan radiatif au sommet de l'atmosphère. C'est ce qu'on appelle la réponse radiative de la Terre. La réponse radiative de la Terre détermine l'évolution dans le temps du changement climatique ainsi que son amplitude à l'équilibre. Elle dépend de la température de surface en moyenne globale, et de l'intensité des rétroactions radiatives. Ces dernières sont notamment influencées par les anomalies régionales de température de surface dans le Pacifique tropical, associées à la circulation atmosphérique dans les tropiques. L'évolution de la réponse radiative affecte le déséquilibre énergétique de la planète, et donc la quantité d'énergie stockée dans le climat. La température de surface en moyenne globale est alors modifiée. Dans ma thèse, je cherche à documenter, à quantifier et à comprendre l'évolution de la température de surface globale et en particulier le rôle que jouent les anomalies régionales de température de surface dans cette évolution, à travers leur impact sur la réponse radiative.

Dans ce but, je propose une nouvelle approximation multilinéaire de la réponse radiative, qui permet d'isoler la contribution des anomalies régionales de température. Cette approche est validée pour des réchauffements modérés (inférieurs à 5°C) grâce à des simulations de modèles de climat. J'utilise l'approximation multilinéaire de la réponse radiative pour déterminer l'influence des anomalies régionales de température de surface sur le réchauffement global de la surface. Je montre que, à travers leur influence sur la réponse radiative, ces dernières affectent la température de surface en moyenne globale à l'image d'un forçage radiatif. En ce sens, le système climatique répond de manière identique aux variations de réponse radiative causées par les anomalies régionales de température qu'au forçage radiatif. Cela signifie que le réchauffement global de la surface s'écrit comme la somme de la réponse directe au forçage radiatif et de la réponse à l'évolution des anomalies régionales de température de surface à travers la réponse radiative.

La contribution des anomalies régionales de température de surface au réchauffement global est quantifiée dans des simulations dans lesquelles la concentration atmosphérique de CO₂ est augmentée de 1% par an pendant 150 ans, réalisées avec des modèles de climat de CMIP5 et CMIP6. Les anomalies régionales de température de surface atténuent légèrement le réchauffement sur le premier siècle de simulations. Notamment, la réponse transitoire du climat (TCR) est réduite de $15 \pm 9\%$. L'influence des anomalies régionales de température de surface évolue dans la suite des simulations et certains modèles montrent une amplification du réchauffement dans les dernières décennies.

Dans ces simulations, la variabilité forcée domine le signal. Mais, les modes de variabilité de la dynamique océan-atmosphère, associés à des variations des anomalies régionales de température de surface, influencent aussi la réponse radiative, et donc la température de surface en moyenne globale. Je montre que la variabilité haute fréquence, par exemple associée à ENSO, est largement atténuée, et affecte peu la température de surface en moyenne globale. En revanche, la variabilité plus basse fréquence, notamment associée à la PDO, est propagée dans le réchauffement global.

Les résultats de ma thèse apportent un nouveau cadre analytique qui permet de quantifier le rôle des anomalies régionales de température de surface, forcées par les activités humaines, ou associées à la variabilité interne du climat, sur l'évolution du bilan d'énergie de la Terre et sur le réchauffement global de la surface.

Summary

Anthropogenic emissions of greenhouse gases are disrupting the energy balance of the Earth. As a consequence, more energy is received from the sun than what the planet emits to space. The Earth thus stores energy and warms up. Global warming affects the various flows of water and energy in the climate system, which in turn influence the top of atmosphere energy imbalance through the radiative response. The Earth's radiative response determines global climate change over time, as well as its amplitude at equilibrium. It depends on the global mean surface temperature, and on the magnitude of climate feedbacks. The latter are notably impacted by the pattern of sea surface temperature, specifically in the tropical Pacific, which is associated with the tropical atmospheric circulation. Changes in the radiative response affect the Earth's energy imbalance, and therefore the amount of energy stored in the climate system, which eventually modifies global warming. In my thesis, I aim to understand and quantify the influence of the pattern of surface temperature on global warming through the changes in the radiative response.

To this end, I formulate a novel multilinear approximation of the radiative response, which isolates the contribution of the surface temperature pattern. This approach is validated for moderate warming (below 5°C) using climate model simulations. The multilinear approximation of the radiative response is then used to determine the influence of the changing pattern of surface temperature on global warming. I show that, through its influence on the radiative response, the changing pattern of surface temperature affects global warming in the same way as a radiative forcing. In this sense, the climate system responds similarly to changing warming patterns as it does to a radiative forcing. Therefore, global warming can be written as the sum of the direct response to the radiative forcing and the additional response induced by changes in the pattern of surface temperature.

The global surface temperature changes induced by the surface temperature patterns are quantified in simulations in which the atmospheric concentration of CO₂ is increased by 1% per year for 150 years (*1pctCO2*), carried out with CMIP5 and CMIP6 climate models. The pattern of warming slightly damps global warming over the first century of simulations. In particular, the Transient Climate Response (TCR), reached at year 70, is reduced by $15 \pm 9\%$. After 100 years, the influence of the pattern of warming evolves, and some models show an amplified global warming in the following decades.

In *1pctCO2* simulations, the forced response dominates the signal. However, modes of internal variability of the coupled ocean-atmosphere dynamics, associated with change in the surface temperature pattern, also influence the radiative response, and hence global warming. I show that high-frequency variability, for example associated with ENSO, is largely attenuated, and has little impact on global warming. In contrast, lower-frequency variability, notably associated with the PDO, is propagated by its radiative effect in global warming.

Overall, this thesis provides a new analytical framework for quantifying the impact of the surface temperature pattern, whether anthropogenically forced or associated with internal climate variability, on the evolution of the Earth's energy imbalance and on global surface warming.

Remerciements

Avant de débiter, je tiens à remercier les personnes sans lesquelles cette thèse n'aurait jamais vu le jour.

Je remercie tout d'abord mes deux directeurs de thèse, Benoit Meyssignac et Rémy Roca. Leur contribution essentielle a été déterminante dans la réalisation de cette thèse. Je souhaite les remercier tout particulièrement pour la qualité exceptionnelle de leur encadrement tout au long de ce parcours. Leur disponibilité, leur engagement, leur dynamisme et leurs exigences m'ont permis de mener à bien cette thèse dans les meilleures conditions possibles. J'ai également beaucoup apprécié leur approche de la recherche et la manière dont ils ont su la partager avec moi.

Je tiens aussi à remercier Alejandro, Jonathan, Zoé, Victorien, Laurent, Louis, Hugo, Thomas, Sébastien et tous les autres membres des Pesants et des Mouillés du LEGOS, anciens et actuels. Je les remercie notamment pour les discussions scientifiques et leurs conseils lors de la préparation de l'oral, mais surtout pour les moments partagés, les pauses café, les sorties sport et les soirées au bar. Le démarrage de ma thèse durant la période de confinement m'a permis de réaliser l'importance et la force de faire partie d'une équipe aussi soudée, avec qui j'ai pu partager la majorité de mon temps durant ces trois années.

Je remercie également les autres membres du LEGOS et de l'OMP qui m'ont apporté leur aide et leur soutien tout au long de cette thèse. Merci à Julien, Adrien, Juliette, Marion et tant d'autres pour les moments privilégiés passés ensemble. Je tiens également à remercier Agathe Baritaud, Brigitte Cournou, Nicolas Aranguena, Bertrand Darly et Frédéric Marin au LEGOS, ainsi que Geneviève Soucail et Adrien Bru de l'école doctorale SDU2E, pour leur engagement dans le bon déroulement administratif de cette thèse. Un merci tout particulier à Rosemary Morrow et Étienne Gondet pour les opportunités exceptionnelles qu'ils m'ont offertes, qui, sans aucun doute, auront un impact significatif sur mon parcours futur.

Je souhaite également exprimer ma reconnaissance envers Masa Kageyama et Francis Codron pour avoir accepté d'être les rapporteurs de ma thèse, ainsi que Paulo Ceppi et Jean-Louis Dufresne d'avoir accepté d'être membres du jury. Je les remercie pour leur présence à la soutenance et les échanges enrichissants qui en ont découlé.

Enfin, je souhaite remercier ma famille qui m'a constamment soutenu et accompagné jusqu'à cette dernière étape du parcours scolaire. Merci à mes parents et à mes surs, et un merci spécial à Lila pour son soutien, son écoute et sa présence constante à mes côtés.

Table des matières

Thèse	4
1 Introduction	9
1 Climat de la Terre et changement climatique	10
2 Bilan d'énergie au sommet de l'atmosphère	10
2.1 Bilan d'énergie de la Terre	10
2.2 Perturbation du bilan radiatif et anomalie de forçage radiatif	13
2.3 Anomalie de réponse radiative de la Terre	13
3 Lien avec la température de surface en moyenne globale	14
3.1 Réponse radiative et température de surface en moyenne globale	14
3.2 Approximation linéaire du bilan d'énergie au sommet de l'atmosphère en fonction de la température de surface	15
3.3 Sensibilité climatique à l'équilibre	17
3.4 Stockage de chaleur dans le climat	18
3.5 Équation régissant l'évolution temporelle de la température de surface en moyenne globale	20
3.6 Une métrique de la réponse transitoire du climat à une anomalie de forçage radiatif	21
4 Limites de l'approximation linéaire	23
4.1 Mise en évidence des écarts de l'anomalie de réponse radiative à son approximation linéaire.	23
4.2 Causes des écarts à l'approximation linéaire de l'anomalie de réponse radiative	25
5 Raffinements de l'approximation linéaire	30
5.1 Utilisation explicite d'un paramètre de rétroaction climatique dépendant du temps	30
5.2 Utilisation de l'efficacité de l'absorption de chaleur dans l'océan	31
5.3 Utilisation d'une variable représentant l'évolution de la circulation atmosphérique tropicale	33
6 Questions scientifiques et plan du manuscrit	37
2 Approche et données	39
1 Les modèles de climat globaux et les exercices CMIP	40
1.1 Les modèles de climat globaux	40
1.2 Le projet de comparaison de modèles couplés CMIP	41
2 Approche et données utilisées	44
2.1 Démarche générale	44
2.2 Traitement des sorties de simulations couplées	45
2.3 Fonctions de Green de l'anomalie de réponse radiative	46
3 Approximation multilinéaire de l'anomalie de réponse radiative	51
1 Approximation multilinéaire de l'anomalie de réponse radiative	53

2	Validation de l'approximation multilinéaire dans les modèles de climat . . .	55
2.1	Anomalie de forçage radiatif	55
2.2	Paramètre de rétroaction climatique du climat préindustriel	57
2.3	Variations temporelles du paramètre de rétroaction climatique . . .	58
2.4	Fermeture du bilan d'énergie	63
3	Conséquence de l'approximation multilinéaire	66
4	Conclusions du chapitre	69
4	Influence de l'effet <i>pattern</i> sur le réchauffement global	71
1	Révision du modèle à deux couches pour inclure l'effet <i>pattern</i>	72
2	Procédure de quantification de l'effet <i>pattern</i> dans les modèles de climat . .	75
2.1	Procédure générale	75
2.2	Données et modèles utilisés	75
3	Contribution de l'effet <i>pattern</i> à l'anomalie de réponse radiative de la Terre	77
3.1	Comportement général des modèles	77
3.2	Comprendre les différences entre les modèles	81
4	Influence de l'effet <i>pattern</i> sur le réchauffement global	82
4.1	Détermination des paramètres de l'intégration	82
4.2	Évolution temporelle de la contribution de l'effet <i>pattern</i> au réchauf- fement global	83
4.3	Cas particulier de la réponse transitoire du climat (TCR)	85
4.4	Conséquences sur la propagation de la variabilité interne de l'effet <i>pattern</i>	86
5	Conclusions du chapitre	88
5	Conclusion et perspectives	89
1	Conclusions	90
1.1	Rappel du contexte et des objectifs scientifiques	90
1.2	Principaux résultats	90
2	Discussion	92
2.1	Utilisation de l'efficacité de l'absorption de chaleur dans l'océan . . .	92
2.2	Utilisation d'une métrique de la circulation atmosphérique dans les tropiques	93
3	Perspectives	97
3.1	Représentation physique du couplage entre le bilan d'énergie, la tem- pérature de surface en moyenne globale et l'effet <i>pattern</i>	97
3.2	Application au changement climatique actuel à travers les observations	98
3.3	Application aux changements climatiques au sens plus large	99
	Annexes	100
A	Figures supplémentaires	103
B	Participation à des communications scientifiques	107

THÈSE

CHAPITRE 1

Introduction

Contenu du chapitre

1	Climat de la Terre et changement climatique	10
2	Bilan d'énergie au sommet de l'atmosphère	10
2.1	Bilan d'énergie de la Terre	10
2.2	Perturbation du bilan radiatif et anomalie de forçage radiatif	13
2.3	Anomalie de réponse radiative de la Terre	13
3	Lien avec la température de surface en moyenne globale	14
3.1	Réponse radiative et température de surface en moyenne globale	14
3.2	Approximation linéaire du bilan d'énergie au sommet de l'atmosphère en fonction de la température de surface	15
3.3	Sensibilité climatique à l'équilibre	17
3.4	Stockage de chaleur dans le climat	18
3.5	Équation régissant l'évolution temporelle de la température de surface en moyenne globale	20
3.6	Une métrique de la réponse transitoire du climat à une anomalie de forçage radiatif	21
4	Limites de l'approximation linéaire	23
4.1	Mise en évidence des écarts de l'anomalie de réponse radiative à son approximation linéaire.	23
4.2	Causes des écarts à l'approximation linéaire de l'anomalie de réponse radiative	25
5	Raffinements de l'approximation linéaire	30
5.1	Utilisation explicite d'un paramètre de rétroaction climatique dépendant du temps	30
5.2	Utilisation de l'efficacité de l'absorption de chaleur dans l'océan	31
5.3	Utilisation d'une variable représentant l'évolution de la circulation atmosphérique tropicale	33
6	Questions scientifiques et plan du manuscrit	37

1 Climat de la Terre et changement climatique

Le changement climatique se manifeste par une modification durable des conditions météorologiques et de la température à la surface de la Terre. Cette évolution résulte d'un déséquilibre énergétique au sommet de l'atmosphère, ce qui signifie que la quantité d'énergie qui pénètre dans le système climatique est différente de celle qui en sort. Ce déséquilibre conduit à un réchauffement ou un refroidissement à l'échelle planétaire, engendrant par là même des variations significatives des conditions climatiques et météorologiques. Dans son histoire, la Terre a connu des changements climatiques déclenchés par des facteurs naturels, tels que les fluctuations de l'insolation, les variations des concentrations atmosphériques de certains gaz, ainsi que les éruptions volcaniques. Ces phénomènes ont provoqué des oscillations marquées des températures de surface, entraînant des variations de plusieurs K en moyenne globale sur des échelles de temps allant de la dizaine de milliers d'années à plusieurs millions d'années.

Depuis le début de la révolution industrielle, les émissions de gaz à effet de serre et d'aérosols associées aux activités humaines modifient de manière durable la composition de l'atmosphère à un rythme sans précédent dans les derniers millions d'années. Cette évolution a créé un déséquilibre énergétique à l'échelle planétaire, entraînant un réchauffement climatique particulièrement rapide par rapport aux évolutions naturelles. Les observations révèlent notamment que la température de surface de la Terre a augmenté de 1,1 K en moyenne depuis le début de la révolution industrielle (IPCC 2021). Outre l'impact sur la température de surface, le changement climatique se traduit par une modification du niveau de la mer, des cycles hydrologiques et des événements météorologiques extrêmes dans toutes les régions du globe. Ces répercussions ont des conséquences significatives pour la société humaine et pour la biodiversité.

L'objectif central de cette thèse est de contribuer à mieux comprendre les origines des variations de la température de surface en moyenne globale dans le contexte du changement climatique contemporain, tel qu'il est induit par les activités humaines. Cette contribution se fait notamment en éclairant le lien entre la température de surface et le bilan d'énergie global au sommet de l'atmosphère à des échelles de temps annuelles à séculaires.

2 Bilan d'énergie au sommet de l'atmosphère, forçage radiatif et réponse du climat

2.1 Bilan d'énergie de la Terre

Le climat de la Terre en moyenne globale est la résultante des flux d'énergie dans l'atmosphère et à la surface (voir Figure 1.1¹). Au sommet de l'atmosphère, la Terre échange de l'énergie avec son environnement, uniquement sous forme de flux radiatifs.

La Terre reçoit du soleil un flux en ondes courtes dans l'ultraviolet, le visible et le proche infrarouge. En moyenne annuelle, ce flux vaut 340 Wm^{-2} . Les flux en ondes courtes sont représentés par les flèches jaunes dans la Figure 1.1. Dans l'atmosphère, une partie du flux en ondes courtes est réfléchi, notamment par les nuages, une partie est absorbée par l'atmosphère et le reste atteint la surface. Une partie du rayonnement est alors absorbée

1. Afin d'assurer une logique visuelle et une cohérence entre les notations du texte et des figures, j'ai réalisé l'intégralité des figures de ce chapitre d'introduction. Dans la suite de l'introduction et dans les autres chapitres, *adapté de* signifie que les données utilisées sont identiques à celles présentées dans une publication, *inspiré de* signifie que la figure est analogue à celle d'une publication, mais que les données utilisées sont différentes, et *tirée de* veut dire que la figure provient directement d'une autre source. Si rien n'est mentionné, il s'agit d'une figure originale.

par la surface et l'autre est réfléchi. L'albédo définit la fraction réfléchi par la surface et par l'atmosphère du rayonnement en ondes courtes au sommet de l'atmosphère. Il s'élève à environ 0.3.

La Terre émet un flux radiatif vers l'espace dans l'infrarouge, appelé ondes longues, provenant de la surface et de l'atmosphère. Les flux en ondes longues sont représentés par les flèches rouges dans la Figure 1.1. La surface émet un flux en ondes longues vers le haut. Une partie de ce flux atteint le sommet de l'atmosphère à travers la fenêtre atmosphérique, mais la majorité est absorbée dans l'atmosphère qui émet aussi en ondes longues dans toutes les directions, vers la surface et vers l'espace.

L'atmosphère émet plus de rayonnement qu'elle n'en reçoit. Elle perd donc de l'énergie par refroidissement radiatif. Cette perte est compensée par des flux convectifs qui transportent de l'énergie et la redistribue dans la colonne d'atmosphère. À l'échelle globale et aux échelles de temps mensuelles et plus longues, il est usuellement considéré que l'atmosphère est en équilibre radiatif-convectif (Manabe et Strickler 1964; Ramanathan et Coakley Jr. 1978; Kandel 1979), ce qui signifie que dans chaque couche de l'atmosphère, l'énergie apportée par la convection atmosphérique compense le refroidissement radiatif. En plus des flux radiatifs, la surface échange de l'énergie avec l'atmosphère par des flux de chaleur latente et sensible, indiqués par les flèches vertes dans la Figure 1.1.

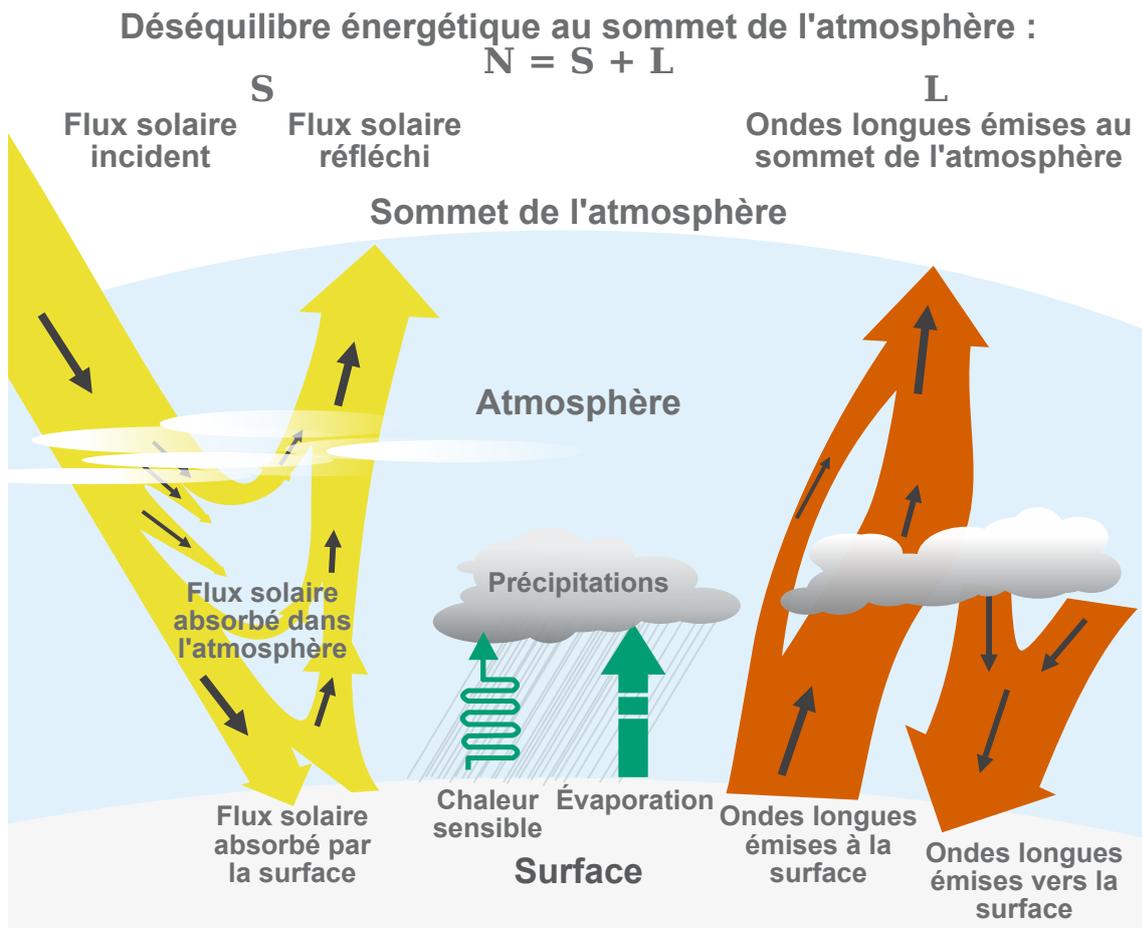


Figure 1.1 – Représentation des différents flux d'énergie entre la surface de la Terre, l'atmosphère et l'espace à l'échelle globale et annuelle, adaptée de Stephens et al. (2022).

Le bilan radiatif au sommet de l’atmosphère pilote la quantité d’énergie qui entre ou qui sort du système Terre. Le déséquilibre énergétique planétaire, noté N , correspond à la différence entre le flux d’énergie entrant, soit le flux d’énergie solaire en ondes courtes S_{\downarrow} , et le flux d’énergie sortant correspondant aux émissions en ondes longues au sommet de l’atmosphère L et au flux solaire réfléchi S_{\uparrow} . Strictement parlant, les plages de longueur d’onde du rayonnement solaire et du rayonnement terrestre se chevauchent, mais ce phénomène reste négligeable. Pour la suite, les ondes longues représentent uniquement le rayonnement émis par la Terre et les ondes courtes le rayonnement solaire. Le déséquilibre énergétique s’écrit alors :

$$N = S_{\downarrow} - S_{\uparrow} - L \quad (1.1)$$

Dans cette convention, N est compté positivement quand de l’énergie entre dans le système. En notant S le flux solaire net tel que $S = S_{\downarrow} - S_{\uparrow}$ on écrit $N = S - L$.

Le forçage radiatif F désigne la fraction des flux S et L imposée par des éléments extérieurs au climat. Il inclut notamment les flux radiatifs induits par le soleil, par les éruptions volcaniques ou par les émissions anthropiques de gaz à effet de serre. Il vaut plusieurs centaines de Wm^{-2} . La notion de forçage radiatif total, empruntée au domaine des systèmes dynamiques, n’est pas usuelle. En effet, le terme de « forçage radiatif » représente généralement un déséquilibre énergétique, causé par un élément extérieur au climat, par rapport à un état initial de référence où le déséquilibre énergétique est nul (Collins et al. 2006). Cette perturbation s’apparente à une anomalie du flux radiatif imposé par les éléments extérieurs au système² (Dickinson 1981) et donc, de notre point de vue, à une anomalie du forçage radiatif. Dans la suite du manuscrit, j’utilise forçage radiatif dans le sens total, tel qu’il est défini dans ce paragraphe, et anomalie de forçage radiatif pour parler de « forçage radiatif » au sens usuel du terme.

La réponse radiative de la Terre R correspond aux flux radiatifs induits par la réponse thermodynamique du climat au forçage radiatif. Elle vaut aussi plusieurs centaines de Wm^{-2} . Comme pour le forçage radiatif, j’utiliserai réponse radiative au sens total et anomalie de réponse radiative désignera la « réponse radiative », au sens usuel du terme.

Le déséquilibre radiatif s’écrit alors :

$$N = F + R \quad (1.2)$$

Dans la suite du manuscrit, l’époque préindustrielle est utilisée comme un état de référence. Définie autour de 1850, elle correspond à une période avant que les activités humaines ne modifient significativement les concentrations de gaz à effet de serre dans l’atmosphère. À cette époque, la Terre est considérée dans un état stationnaire, c’est-à-dire que le rayonnement solaire net entrant S_{pi} (pi pour préindustriel) et le rayonnement en ondes longues émis par la Terre L_{pi} sont égaux. Le climat de la Terre est stationnaire à l’échelle globale. Le forçage radiatif F_{pi} est compensé par la réponse radiative de la Terre R_{pi} :

$$S_{pi} - L_{pi} = F_{pi} + R_{pi} = 0 \quad (1.3)$$

Dans la littérature, il est courant de retrouver le terme d’équilibre pour décrire le climat préindustriel. Cependant, d’un point de vue des systèmes dynamiques, l’équilibre représente bien l’état d’un système qui n’est pas en déséquilibre, mais qui n’est aussi soumis à

2. À part dans l’article de Dickinson (1981), quasiment aucune étude ne présente le forçage radiatif comme une anomalie. Cependant, cette notion est souvent implicite, notamment à travers l’utilisation de notations spécifiques aux anomalies telles que dF (par exemple Sherwood et al. 2015) ou encore ΔF (IPCC 2021). Ces notations suggèrent sans le dire l’existence d’un forçage de référence F à partir duquel une anomalie est définie.

aucun forçage. Comme je l'ai montré plus haut, le climat est un système forcé, notamment à cause de l'énergie qu'il reçoit du soleil. En conséquence, le terme d'équilibre n'est pas adapté et j'utiliserai plutôt la notion d'état stationnaire.

2.2 Perturbation du bilan radiatif et anomalie de forçage radiatif

Les activités humaines perturbent le bilan radiatif au sommet de l'atmosphère. La combustion de pétrole, de gaz naturel et de charbon augmente les concentrations de gaz à effet de serre comme le dioxyde de carbone ou le méthane dans l'atmosphère (Keeling et al. 1976), ce qui a notamment pour effet de réduire le rayonnement en ondes longues émis par la Terre vers l'espace. Les émissions d'aérosols et la modification de l'usage des sols perturbent aussi le bilan radiatif de la Terre. Ces perturbations induisent un déséquilibre radiatif instantané au sommet de l'atmosphère qui peut être positif ou négatif et qui correspond à une anomalie du forçage radiatif F . Dans les premiers mois suivant la perturbation, les propriétés de l'atmosphère (nuages, quantité de vapeur d'eau, température) évoluent indépendamment des variations de la température de surface, ce qui induit des ajustements du bilan radiatif en affectant les flux radiatifs au sommet de l'atmosphère (Sherwood et al. 2015). L'anomalie de forçage radiatif effective est définie comme la somme de l'anomalie de forçage radiatif et de ces ajustements (Forster 2016 ; Smith et al. 2018a).

D'autres perturbations d'origines naturelles, comme les éruptions volcaniques ou les variations du flux solaire, peuvent entraîner des anomalies de forçage radiatif effectives. Dans la suite, le terme d'anomalie de forçage radiatif désignera une anomalie de forçage radiatif effective et sera noté \tilde{F} . Dans la suite du manuscrit, j'utilise les tildes pour représenter des anomalies par rapport à l'état de référence préindustriel : $\tilde{F} = F - F_{pi}$

Les anomalies de forçages radiatifs pertinentes pour le changement climatique actuel correspondent à quelques Wm^{-2} . Typiquement, un doublement de la concentration atmosphérique de CO_2 correspond à environ 4 Wm^{-2} et s'étale sur plusieurs décennies à siècles. Une éruption volcanique majeure, comme celle du Pinatubo en 1991, atteint -3 Wm^{-2} sur quelques années. Les variations de l'intensité du flux solaire correspondent à moins de 1 Wm^{-2} sur des cycles de 11 ans (Forster et al. 2021).

2.3 Anomalie de réponse radiative de la Terre

Dans le cas de l'augmentation de la concentration de gaz à effet de serre dans l'atmosphère, l'anomalie de forçage radiatif est positive. La Terre reçoit donc plus d'énergie que ce qu'elle émet. L'excédent d'énergie est stocké sous forme de chaleur dans les océans, l'atmosphère et les continents, et la planète se réchauffe. Ce réchauffement active un ensemble de processus qui modifient les flux d'énergie à la surface et dans l'atmosphère, ce qui affecte le bilan radiatif au sommet de l'atmosphère. La température de la Terre évolue jusqu'à ce que l'anomalie de forçage radiatif soit compensée, et que le climat atteigne un nouvel état stationnaire. L'évolution des flux radiatifs au sommet de l'atmosphère induite par les variations de température de surface correspond à une anomalie de réponse radiative notée \tilde{R} .

Si les composantes du climat n'étaient pas affectées par la température, l'anomalie de réponse radiative évoluerait en suivant la réponse de Planck, qui dit qu'un corps plus chaud émet plus de rayonnement. Pour compenser un forçage radiatif de 1 Wm^{-2} , la surface devrait alors seulement se réchauffer de 0.3 K en moyenne. Dans la réalité, l'évolution de la température de surface active des rétroactions radiatives qui amplifient ou atténuent le réchauffement. Par exemple, l'augmentation de la température de surface fait fondre la glace de mer, l'albédo en est ainsi réduit et le déséquilibre énergétique est accru : le

réchauffement de la surface est amplifié. Si le processus amplifie le réchauffement, on parle de rétroaction positive ; s'il l'atténue, la rétroaction est négative. Dans le cas de la glace de mer, la rétroaction associée est positive.

Aux échelles de temps annuelles à séculaires, quatre rétroactions radiatives différentes agissent sur le climat : la rétroaction de la glace de mer et de l'albédo de surface, celle de la vapeur d'eau, celle du gradient vertical de température et celle des nuages. La rétroaction de la glace de mer est positive. Celles de la vapeur d'eau et du gradient vertical de température sont généralement considérées, ensemble, comme une rétroaction également positive. La rétroaction radiative associée aux nuages est plus incertaine, mais est aussi généralement considérée comme positive (Sherwood et al. 2020). Si les rétroactions radiatives étaient trop fortes, le climat pourrait être instable à une petite anomalie de forçage radiatif, ce qui mènerait à un emballement du réchauffement (Bloch-Johnson et al. 2015 ; Dufresne et Saint-Lu 2016). Dans le climat actuel, ce n'est pas le cas et le climat est stable. Notons qu'il existe aussi d'autres rétroactions, notamment celles associées au cycle du carbone et aux cycles biogéochimiques en général. Ces rétroactions affectent notamment les concentrations atmosphériques, car les sources et les puits de certains gaz à effet de serre sont affectés par les variations de température. Dans la suite du manuscrit, je me concentre cependant sur un cas idéalisé où les concentrations atmosphériques sont imposées et où les cycles biogéochimiques n'interviennent pas. Je ne considère donc que les quatre rétroactions radiatives associées à la physique que je viens de présenter.

L'intensité des rétroactions radiatives détermine l'amplitude du réchauffement de la surface pour arriver à l'état stationnaire. Dans cette thèse, je m'intéresse particulièrement au chemin par lequel le climat atteint ce nouvel état. Notons que le climat ne peut se stabiliser que si l'anomalie de forçage radiatif reste constante. Dans la réalité, l'anomalie de forçage radiatif dépend du temps, et la réponse radiative évolue en permanence pour suivre ces fluctuations. Durant la période transitoire, le déséquilibre énergétique s'écrit :

$$N(t) = F(t) + R(t) = F_{pi} + \tilde{F}(t) + R_{pi} + \tilde{R}(t) \quad (1.4)$$

Le climat préindustriel est considéré en état stationnaire, donc $F_{pi} + R_{pi} = 0$. Le déséquilibre énergétique au sommet de l'atmosphère peut alors s'écrire :

$$N(t) = \tilde{F}(t) + \tilde{R}(t) \quad (1.5)$$

3 Lien avec la température de surface en moyenne globale

Pour relier le bilan d'énergie au sommet de l'atmosphère à la température de surface en moyenne globale, il est d'abord nécessaire d'explicitier la relation entre la réponse radiative de la Terre et la température de surface en moyenne globale, puis de clarifier comment l'excédent de chaleur dû au déséquilibre énergétique est stocké dans le système climatique.

3.1 Réponse radiative et température de surface en moyenne globale

3.1.a Équilibre radiatif-convectif et dépendance de la réponse radiative à la température de surface

Afin d'établir une relation entre la température de surface en moyenne globale T et la réponse radiative de la Terre R , je me place dans le cadre conceptuel de l'équilibre radiatif-convectif (Manabe et Strickler 1964 ; Ramanathan et Coakley Jr. 1978 ; Kandel 1979). Aux échelles de temps annuelles et plus longues, et à l'échelle globale, chaque

couche de l'atmosphère est alors considérée en équilibre entre la perte d'énergie radiative et le gain d'énergie apportée par la convection atmosphérique. Ce mécanisme a pour conséquence de fixer le gradient vertical moyen de température dans la troposphère. La seule température de surface en moyenne globale permet donc de représenter le profil vertical de température. À l'échelle globale, la dépendance de la réponse radiative totale R à l'état thermodynamique du climat peut être résumée à une dépendance à la température de surface en moyenne globale uniquement, soit $R(T)$. La réponse radiative du climat préindustriel est alors définie par $R_{pi} = R(T_{pi})$.

3.1.b Approximation linéaire de l'anomalie de réponse radiative

Les anomalies de forçage radiatif du changement climatique sont deux ordres de grandeur inférieurs au forçage radiatif total. Ces petites anomalies entraînent des variations de la température de surface en moyenne globale \tilde{T} faibles par rapport à la température de surface en moyenne globale avant perturbation T_{pi} . L'anomalie de réponse radiative peut donc être aussi considérée comme petite par rapport à sa valeur de référence R_{pi} . Un développement limité de la réponse radiative autour du climat préindustriel permet alors d'écrire (Roe 2009) :

$$R(T_{pi} + \tilde{T}(t)) = R(T_{pi}) + \left(\frac{\partial R}{\partial T} \Big|_{T=T_{pi}} \right) \tilde{T}(t) + \frac{1}{2} \left(\frac{\partial^2 R}{\partial T^2} \Big|_{T=T_{pi}} \right) \tilde{T}^2(t) + \dots \quad (1.6)$$

En se limitant au premier ordre du développement :

$$\tilde{R}(t) = R(t) - R_{pi} \approx \frac{\partial R}{\partial T} \Big|_{T=T_{pi}} \tilde{T}(t) \quad (1.7)$$

Le terme $\frac{\partial R}{\partial T} \Big|_{T=T_{pi}} = \lambda$ est une constante négative appelée le paramètre de rétroaction climatique de telle sorte que l'anomalie de réponse radiative soit approximée par :

$$\tilde{R}(t) = \lambda \tilde{T}(t) \quad (1.8)$$

Le paramètre λ détermine l'intensité des rétroactions radiatives : plus λ est négatif, moins les rétroactions sont positives. Sa valeur négative représente le fait que le climat est stable aux perturbations du bilan radiatif de la Terre.

3.2 Approximation linéaire du bilan d'énergie au sommet de l'atmosphère en fonction de la température de surface

En combinant l'équation 1.5 et l'équation 1.8, le bilan d'énergie au sommet de l'atmosphère peut s'écrire :

$$N(t) = \tilde{F}(t) + \lambda \tilde{T}(t) \quad (1.9)$$

Dans la suite du manuscrit, l'équation 1.8 est appelée l'approximation linéaire de l'anomalie de réponse radiative et l'équation 1.9 l'approximation linéaire du bilan d'énergie. L'équation 1.9 rentre dans le cadre des modèles de bilan d'énergie globaux (*Energy Balance Models*, EBM en anglais, North et Kim 2017). Introduit indépendamment par Budyko (1969) et Sellers (1969) les EBM consistent en une ou plusieurs équations différentielles qui, sous l'hypothèse de l'équilibre radiatif-convectif, décrivent l'évolution de la température de surface en moyenne globale. Ces modèles sont considérés comme la plus simple représentation de l'évolution du climat en réponse à une anomalie de forçage radiatif. Ce

type de modèle a deux avantages principaux. Tout d'abord, les EBM sont analytiques et sont, en général, résolubles explicitement avec des fonctions usuelles. Ceci permet de comprendre l'impact de chaque terme du bilan individuellement. De plus, les EBM permettent aisément de valider la conservation de l'énergie, notamment car ils sont exprimés en moyenne globale. Cette classe de modèle, depuis Budyko (1969) et Sellers (1969), a été largement utilisé dans la littérature (par exemple Dickinson 1981 ; Wetherald et Manabe 1988 ; Raper et al. 2001 ; Gregory et al. 2004 ; Sherwood et al. 2020). Les EBM sont au centre des développements et des résultats présentés dans ce manuscrit.

Les développements précédents suggèrent que, pour une anomalie de forçage radiatif \tilde{F} constante dans le temps, les fluctuations du déséquilibre énergétique et de l'anomalie de température de surface en moyenne globale sont colinéaires. Tester cette hypothèse dans les observations n'est pas évident, car le forçage radiatif varie en permanence. Les modèles de climat permettent de réaliser des expériences idéalisées en imposant une certaine anomalie de forçage radiatif constante dans le temps, ce qui permet d'évaluer l'équation 1.9. Dans cette thèse, les développements analytiques présentés sont généralement testés avec des modèles de climat globaux participant aux phases 5 et 6 du projet de comparaison intermodèles (CMIP5, Taylor et al. (2012) et CMIP6, Eyring et al. (2016)). Les exercices CMIP5 et CMIP6, les modèles exploités, ainsi que mon approche sont présentés dans le

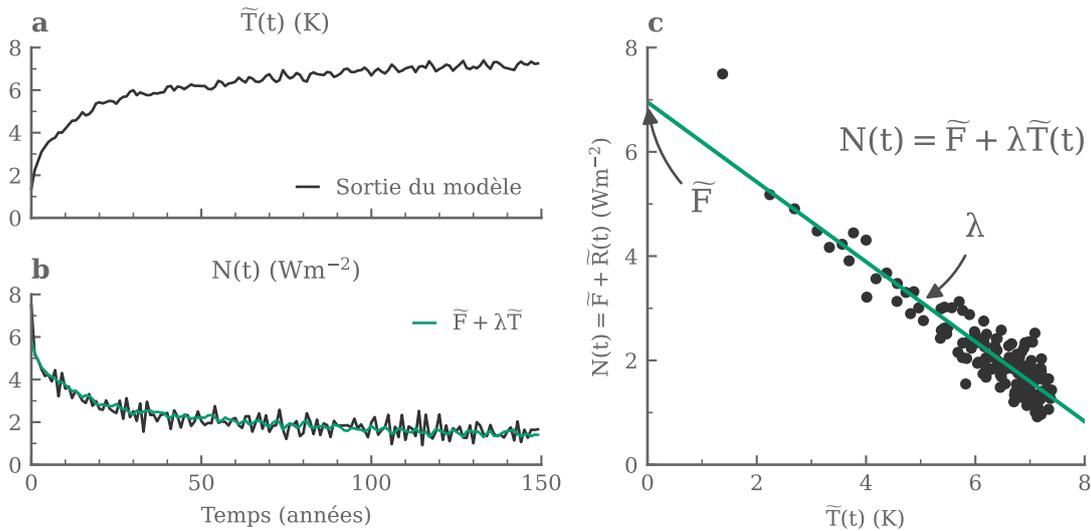


Figure 1.2 – **a)** Évolution temporelle des moyennes annuelles de l'anomalie de la température de surface en moyenne globale \tilde{T} dans une expérience d'un quadruplement instantané de la concentration atmosphérique de CO_2 abrupt-4x CO_2 réalisé avec le modèle IPSL-CMA-LR. **b)** Série temporelle des moyennes annuelles du déséquilibre radiatif au sommet de l'atmosphère N dans la même simulation (en noir) et reconstruction de N avec l'approximation linéaire $N = \tilde{F} + \lambda\tilde{T}$ (en vert). **c)** Évolution des valeurs moyennes annuelles du déséquilibre radiatif N en fonction de l'anomalie de température de surface en moyenne globale \tilde{T} dans la simulation abrupt-4x CO_2 . La droite verte représente le modèle linéaire dont les paramètres sont estimés par régression linéaire. L'ordonnée à l'origine correspond à l'anomalie de forçage radiatif \tilde{F} et la pente au paramètre de rétroaction climatique λ . Dans ce cas, les valeurs obtenues sont $\lambda = -0.77\text{Wm}^{-2}\text{K}^{-1}$ et $\tilde{F} = 6.95\text{Wm}^{-2}$. Figure inspirée de Gregory et al. (2004).

Chapitre 2.

Une des expériences canoniques des projets CMIP5 et CMIP6 consiste à quadrupler instantanément la concentration atmosphérique de CO_2 par rapport à la concentration préindustrielle et à maintenir cette perturbation. Cette expérience s'appelle *abrupt-4xCO2*. Du point de vue de l'équation 1.9, cela correspond à imposer une anomalie de forçage radiatif \tilde{F} constante dans le temps, estimée à environ 8 Wm^{-2} (IPCC 2021). La Figure 1.2.a-b présente l'évolution temporelle en moyennes annuelles de l'anomalie de température de surface en moyenne globale \tilde{T} et du déséquilibre énergétique N dans le cadre de cette expérience, réalisée avec le modèle IPSL-CM6A-LR (Boucher et al. 2020). Au bout d'une centaine d'années, les fluctuations de \tilde{T} et N sont quasiment stabilisées, par conséquent, cette expérience est généralement simulée sur une durée de 150 ans. Dans la suite, les données de simulation de modèle de climat sont systématiquement présentées en moyennes annuelles.

La Figure 1.2.c montre l'évolution du déséquilibre énergétique N en fonction de l'anomalie de température de surface en moyenne globale \tilde{T} dans l'expérience *abrupt-4xCO2* du modèle IPSL-CM6A-LR. Cette représentation, popularisé par Gregory et al. (2004), permet notamment de tester l'équation 1.9. Cette figure est utilisée plusieurs fois dans le manuscrit pour représenter visuellement et tester d'autres formulations du bilan d'énergie. La linéarité entre déséquilibre énergétique et anomalie de température de surface en moyenne globale est vérifiée sur cette simulation. L'approximation linéaire (équation 1.9) est représentée par la droite verte sur la Figure 1.2b. et c. Les coefficients \tilde{F} et λ sont calculés, en suivant la méthode de Gregory et al. (2004), par une régression linéaire entre N et \tilde{T} . Dans ce cas précis, l'anomalie de forçage radiatif vaut 6.8 Wm^{-2} et le paramètre de rétroaction climatique λ vaut $-0.75 \text{ Wm}^{-2}\text{K}^{-1}$. Ce diagnostic appliqué à l'ensemble des modèles de climat de la génération CMIP6 donne des valeurs pour λ de $-1.05 \pm 0.35 \text{ Wm}^{-2}\text{K}^{-1}$ ³ (Zelinka et al. 2020). La valeur négative de λ dans ces modèles signifie que le climat qu'ils représentent est stable.

3.3 Sensibilité climatique à l'équilibre

En réponse à une anomalie de forçage radiatif, comme dans le cas de l'expérience *abrupt-4xCO2* par exemple, la température de surface en moyenne globale évolue jusqu'à ce que l'anomalie de réponse radiative compense le déséquilibre initial. Usuellement, le temps de réponse du climat est estimé à un ou deux millénaires, notamment dû à l'inertie de l'océan profond. Lorsque l'anomalie de réponse radiative compense l'anomalie de forçage radiatif ($\tilde{F} + \tilde{R} = 0$), le déséquilibre énergétique est nul et le système est dans un nouvel état stationnaire. Si l'anomalie de forçage radiatif est causée par un doublement instantané de la concentration atmosphérique de CO_2 par rapport aux concentrations préindustrielles, l'anomalie de température de surface en moyenne globale du nouvel état stationnaire par rapport au climat préindustriel s'appelle la sensibilité climatique à l'équilibre (ou *Equilibrium Climate Sensitivity*, ECS en anglais). Le terme d'*équilibre*, même s'il n'est pas adapté, comme expliqué précédemment, est communément accepté dans la communauté et sera par conséquent parfois utilisé dans ce manuscrit.

Avec l'approximation linéaire du bilan d'énergie (équation 1.9), l'ECS s'écrit comme une fonction du paramètre de rétroaction climatique λ comme suit :

$$ECS = -\frac{\tilde{F}(2 \times \text{CO}_2)}{\lambda} \quad (1.10)$$

3. Sauf mention contraire, les incertitudes données représentent l'écart-type de la distribution.

L'ECS correspond à la réponse à l'équilibre du climat à un échelon de forçage radiatif. Elle est représentative de l'amplitude du changement climatique des prochaines décennies ainsi que des impacts qui y sont associés, ce qui en fait une métrique centrale dans l'étude du changement climatique (Charney et al. 1979 ; Stevens et al. 2016 ; Knutti et al. 2017 ; Sherwood et al. 2020).

Les dernières estimations de l'ECS (Sherwood et al. 2020 ; Forster et al. 2021) utilisent un formalisme bayésien afin de combiner différentes sources d'informations provenant d'observations historiques du changement climatique, d'analyse de paléoclimats, de contraintes émergentes et de quantification des processus sous-jacents. L'ECS est aujourd'hui estimée de 2K à 5K (intervalle de confiance à 90%) pour une anomalie de forçage radiatif de $4Wm^{-2}$, ce qui correspond à un paramètre de rétroaction climatique entre -0.50 et $-1.25Wm^{-2}K^{-1}$ (IPCC 2021).

3.4 Stockage de chaleur dans le climat

Pour une anomalie de forçage radiatif donnée, l'intensité des rétroactions radiatives fixe l'amplitude finale de la réponse du climat. La trajectoire du climat et la vitesse à laquelle cette réponse est atteinte dépend aussi de l'intensité des rétroactions radiatives, mais également de l'inertie du climat qui est essentiellement due à la présence des océans (Cess et Goldenberg 1981 ; Hansen et al. 1985, 2005). Pour décrire l'évolution temporelle de la température de surface en moyenne globale, il faut modéliser le stockage d'énergie dans le système climatique.

Le déséquilibre énergétique au sommet de l'atmosphère N détermine la quantité totale d'énergie qui entre dans le système climatique. Afin de déterminer comment ce déséquilibre énergétique influence l'évolution transitoire de la température de surface de la planète, il faut considérer les bilans d'énergie dans l'atmosphère, à la surface et dans l'océan profond (Dickinson 1981 ; Archer et Pierrehumbert 2011). Les flux échangés entre l'atmosphère, la surface et l'océan profond sont schématisés dans la Figure 1.3.

3.4.a Bilan d'énergie dans l'atmosphère

L'évolution de la température dans l'atmosphère résulte d'un écart entre le déséquilibre énergétique à son sommet N , et le flux d'énergie échangé avec la surface ϕ_s . En notant T_a

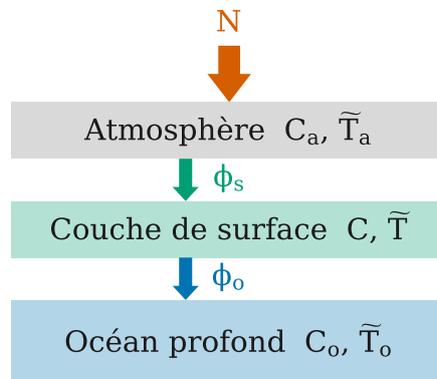


Figure 1.3 – Présentation schématique des bilans d'énergie dans l'atmosphère, à la surface et dans l'océan profond.

la température moyenne de l'atmosphère, et C_a sa capacité calorifique⁴, le bilan d'énergie de l'atmosphère en moyenne globale est alors donné par :

$$C_a \frac{d\tilde{T}_a}{dt}(t) = N(t) - \phi_s(t) \quad (1.11)$$

Dans cette équation, $C_a \frac{d\tilde{T}_a}{dt}$ représente la quantité d'énergie stockée dans l'atmosphère. Aux échelles de temps interannuelles et plus longues, l'atmosphère stocke très peu d'énergie car sa capacité calorifique est très faible. On fait donc l'hypothèse $C_a \frac{d\tilde{T}_a}{dt}(t)$ est négligeable aux échelles de temps considérées, ce qui permet d'écrire :

$$N(t) = \phi_s(t) \quad (1.12)$$

3.4.b Bilan d'énergie à la surface

De manière similaire, l'évolution de la température de la surface résulte de l'écart entre le flux d'énergie reçu de l'atmosphère ϕ_s et le flux de chaleur échangé avec l'océan profond ϕ_o . En notant C la capacité calorifique de la couche de surface, le bilan d'énergie à la surface s'écrit :

$$C \frac{d\tilde{T}}{dt}(t) = \phi_s(t) - \phi_o(t) \quad (1.13)$$

Une représentation usuelle des échanges de chaleur entre la surface et l'océan profond consiste à considérer un processus de diffusion entre la couche de mélange de l'océan et l'océan profond (e.g. Dickinson 1981 ; Gregory 2000 ; Raper et al. 2002 ; Held et al. 2010 ; Geoffroy et al. 2013a ; North et Kim 2017 ; Rohrschneider et al. 2019). Ainsi, en notant γ un coefficient d'échange d'énergie et T_m la température de la couche de mélange, le flux vertical de chaleur entre la surface et l'océan profond s'écrit :

$$\phi_o(t) = \gamma(\tilde{T}_m(t) - \tilde{T}_o(t)) \quad (1.14)$$

On fait, de plus, l'hypothèse que l'évolution temporelle de l'anomalie de température de surface en moyenne globale est comparable aux variations de la température de la couche de mélange océanique aux échelles interannuelles et plus longues. Ainsi :

$$\tilde{T}(t) = \tilde{T}_m(t) \quad (1.15)$$

Le flux vertical de chaleur entre la surface et l'océan profond s'écrit alors :

$$\phi_o(t) = \gamma(\tilde{T}(t) - \tilde{T}_o(t)) \quad (1.16)$$

3.4.c Bilan d'énergie dans l'océan profond

L'océan profond reçoit uniquement de l'énergie de la surface à travers le flux vertical de chaleur ϕ_o . Ainsi, le bilan d'énergie dans l'océan profond s'écrit, en notant C_o sa capacité calorifique :

$$C_o \frac{d\tilde{T}_o}{dt}(t) = \phi_o(t) \quad (1.17)$$

4. À l'image des flux d'énergie, qui sont exprimés en Wm^{-2} , les capacités calorifiques sont exprimées par unité de surface. Leur unité est $Wm^{-2}K^{-1}an$.

3.4.d Déséquilibre énergétique au sommet de l'atmosphère et température de surface

Sous couvert des hypothèses qui viennent d'être présentées, les bilans d'énergie dans l'atmosphère, à la surface et dans l'océan profond permettent d'écrire la relation entre le déséquilibre énergétique au sommet de l'atmosphère N et l'anomalie de température de surface en moyenne globale \tilde{T} . En effet, la combinaison des équations 1.12, 1.13, 1.16 et 1.17 donne :

$$\begin{cases} C \frac{d\tilde{T}}{dt}(t) &= N(t) - \gamma (\tilde{T}(t) - \tilde{T}_o(t)) \\ C_o \frac{d\tilde{T}_o}{dt}(t) &= \gamma (\tilde{T}(t) - \tilde{T}_o(t)) \end{cases} \quad (1.18)$$

3.5 Équation régissant l'évolution temporelle de la température de surface en moyenne globale

En combinant l'approximation linéaire du bilan d'énergie au sommet de l'atmosphère (équation 1.9) avec l'équation de stockage d'énergie (équation 1.18), on obtient un système d'équations différentielles déterminant l'évolution temporelle de la température de surface en moyenne globale et de la température moyenne de l'océan profond en réponse à une

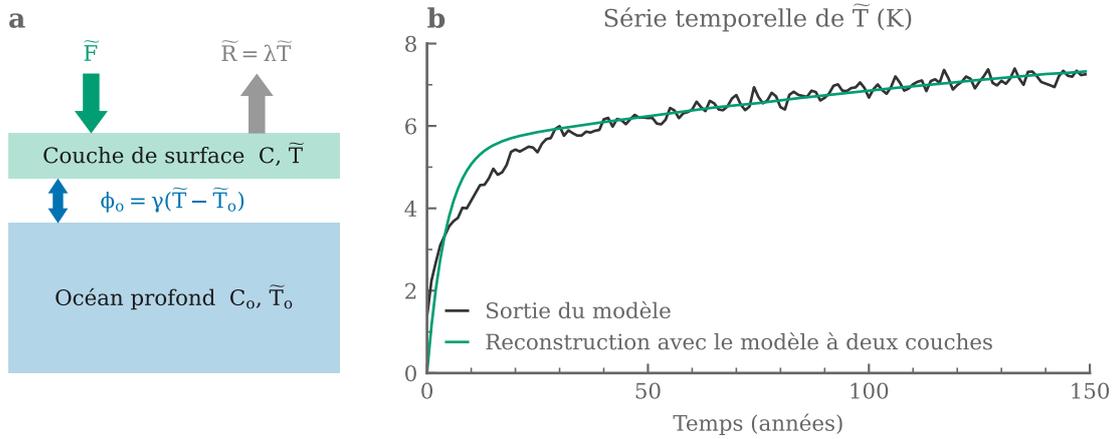


Figure 1.4 – **a)** Représentation schématique du modèle à deux couches utilisé pour déterminer l'évolution temporelle de la température de surface en moyenne globale \tilde{T} en réponse à une anomalie de forçage radiatif (Gregory 2000). La couche de surface est représentée par une capacité calorifique C et une anomalie de température \tilde{T} . L'océan profond est représenté par une capacité calorifique C_o et une anomalie de température \tilde{T}_o . \tilde{F} est l'anomalie de forçage radiatif, \tilde{R} l'anomalie de réponse radiative, ϕ_o est l'échange de chaleur entre la surface et l'océan profond et γ et le coefficient de diffusion entre les deux couches. **b)** Reconstruction de l'anomalie de température de surface en moyenne globale \tilde{T} avec le modèle à deux boîtes (en vert) dans le cas d'une expérience de quadruplement instantané de la concentration atmosphérique de CO_2 réalisée avec le modèle IPSL-CM6A. La méthode proposée par Geoffroy et al. (2013a) permet de calculer les paramètres des deux couches : $C = 5.5 \text{ W an m}^{-2}\text{K}^{-1}$, $C_o = 59 \text{ W an m}^{-2}\text{K}^{-1}$ et $\gamma = 0.48 \text{ Wm}^{-2}$. La série temporelle de \tilde{T} en sortie de modèle est indiquée en noir.

anomalie de forçage radiatif :

$$\begin{cases} C \frac{d\tilde{T}}{dt}(t) &= \tilde{F}(t) + \lambda\tilde{T}(t) - \gamma(\tilde{T}(t) - \tilde{T}_o(t)) \\ C_o \frac{d\tilde{T}_o}{dt}(t) &= \gamma(\tilde{T}(t) - \tilde{T}_o(t)) \end{cases} \quad (1.19)$$

Ce système d'équations, couramment utilisé dans la littérature (Raper et al. 2002; Held et al. 2010; Geoffroy et al. 2013a; North et Kim 2017; Rohrschneider et al. 2019), est appelé le modèle à deux couches. Il est représenté schématiquement dans la Figure 1.4.a. Dans le modèle à deux couches, la vitesse d'évolution du climat est déterminée par les capacités calorifiques de la couche de surface et de l'océan profond (C et C_o), par le taux d'échange de chaleur entre la surface et l'océan profond γ , et par l'intensité des rétroactions radiatives représentées par λ .

La Figure 1.4.b compare, à titre d'exemple, l'évolution de la température de surface en moyenne globale dans l'expérience *abrupt-4xCO2* du modèle IPSL-CM6A-LR avec la solution du système 1.19. Cette figure montre que le modèle à deux couches permet de représenter les temps caractéristiques de réponse du climat global à une anomalie de forçage radiatif. De plus, il a l'avantage de pouvoir être résolu explicitement, ce qui permet d'obtenir une solution analytique de l'évolution de la température de surface (Geoffroy et al. 2013a; Rohrschneider et al. 2019). Dans le Chapitre 4, le modèle à deux couches est utilisé pour décrire l'évolution temporelle de la température de surface en moyenne globale.

Certaines études proposent d'améliorer la représentation du flux vertical de chaleur vers l'océan profond ϕ_o en considérant deux couches distinctes, (par exemple Caldeira et Myhrvold 2013; Fredriksen et Rypdal 2017) ou plus (Cummins et al. 2020) pour représenter l'océan profond. Chaque couche supplémentaire permet d'ajouter un temps caractéristique à la réponse du climat, mais cela ne module qu'à la marge l'évolution temporelle de la température de surface. Ce genre de modèle à n couches ne permet néanmoins pas de décrire correctement l'évolution de la température de l'océan profond. Il est utilisé pour simuler l'impact de l'inertie de l'océan sur l'évolution de la température de surface en moyenne globale, qui est l'objet de cette thèse. Une représentation plus fidèle de l'océan profond nécessiterait une représentation plus élaborée du processus d'échange de chaleur entre la surface et les couches inférieures, ce qui requiert notamment de tenir compte du soulèvement des eaux profondes (voir notamment Harvey et Schneider 1985; Gnanadesikan 1999; Marshall et Zanna 2014). Un tel raffinement n'est cependant pas nécessaire pour cette thèse.

3.6 Une métrique de la réponse transitoire du climat à une anomalie de forçage radiatif

De manière analogue à l'ECS, la Réponse Transitoire du Climat (ou *Transient Climate Response*, TCR en anglais) est une métrique idéalisée du réchauffement transitoire de la surface en réponse à une anomalie de forçage radiatif (voir par exemple Gregory et Forster 2008). Plus précisément, la TCR correspond à l'anomalie de température de surface en moyenne globale induite par une augmentation de 1% par an de la concentration atmosphérique de CO_2 , jusqu'à ce que la concentration soit doublée par rapport à la concentration préindustrielle (Figure 1.5). Dans ce scénario, le doublement de la concentration de CO_2 est atteint à environ 70 ans. L'anomalie de forçage radiatif du CO_2 est quasiment logarithmique en sa concentration (Myhre et al. 1998; Romps et al. 2022), ce qui signifie que la TCR correspond à la réponse du climat à une anomalie de forçage

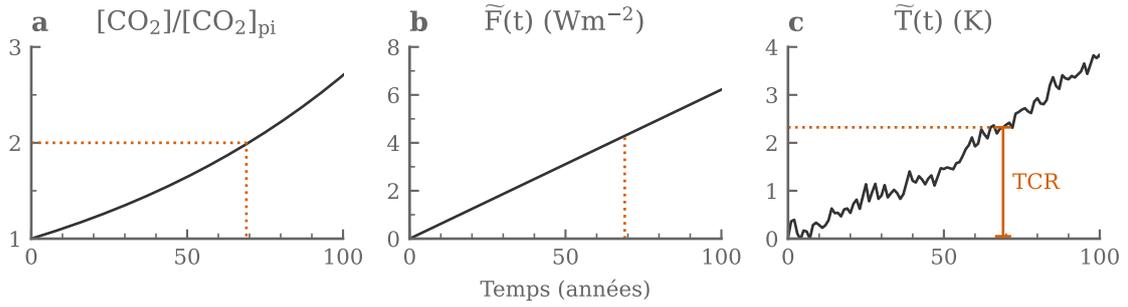


Figure 1.5 – **a)** Évolution relative de la concentration atmosphérique de CO_2 , notée $[CO_2]$, par rapport à la concentration préindustrielle ($[CO_2]_{pi}=284.2$ ppm, Meinshausen et al. (2017)) dans la simulation 1pctCO2 réalisée avec le modèle IPSL-CM6A-LR. La concentration augmente de manière exponentielle, à hauteur de 1% par an. Le doublement de la concentration de CO_2 est atteint à 70 ans du début de la simulation. **b)** Anomalie de forçage radiatif correspondant à l’augmentation de la concentration de CO_2 dans cette simulation. L’anomalie de forçage radiatif est logarithmique avec la concentration de CO_2 , elle est donc linéaire dans le temps (Romps et al. 2022). **c)** Anomalie de température de surface en moyenne globale dans la simulation. La réponse transitoire du climat (TCR), atteinte au bout de 70 ans, vaut 2.38K dans le cas de ce modèle.

radiatif avec une croissance linéaire.

Historiquement, la TCR a été largement utilisée pour évaluer la réponse transitoire des modèles de climat (Washington et Meehl 1989 ; Manabe et al. 1991 ; Meehl et al. 1997 ; Cubasch et al. 2001) et s’est imposée comme une des métriques usuelles de l’amplitude du changement climatique (Meehl et al. 2020 ; IPCC 2021). Elle représente une mesure simplifiée qui englobe simultanément l’intensité des rétroactions climatiques et l’inertie de l’océan. La TCR procure une estimation de l’ampleur de la réponse du climat dans un contexte plus réaliste que la sensibilité climatique à l’équilibre. La TCR corrèle bien avec le réchauffement historique et futur dans les modèles de climat (Grose et al. 2018). On estime aujourd’hui la TCR de 1.2K à 2.4K à 90% d’intervalle de confiance (IPCC 2021).

En résumé

La température de surface en moyenne globale est intimement liée au déséquilibre énergétique au sommet de l’atmosphère. Notamment, dans le cadre de l’équilibre radiatif-convectif, la réponse radiative de la Terre dépend uniquement de la température de surface en moyenne globale. L’approximation la plus simple pour représenter l’anomalie de réponse radiative de la Terre consiste à l’écrire comme une fonction linéaire de l’augmentation de température de surface en moyenne globale : $\tilde{R}(t) = \lambda\tilde{T}(t)$. Ce modèle est couramment utilisé dans la littérature pour étudier la réponse asymptotique du climat à une anomalie de forçage radiatif, ce qui correspond à la sensibilité climatique à l’équilibre.

Dans cette thèse, je me concentre sur l’évolution transitoire de la température de surface en moyenne globale. La température de surface est alors aussi affectée par l’inertie de l’océan. En réalisant le bilan d’énergie dans l’atmosphère, à la surface et dans l’océan profond, on obtient un système d’équation différentielle permettant de décrire l’évolution transitoire de la température de surface en moyenne globale en réponse à une anomalie de forçage radiatif. Ce système d’équations est étudié dans le Chapitre 4.

Cependant, la littérature récente montre que l’approximation linéaire de l’anomalie de

réponse radiative de la Terre n'est pas suffisante pour représenter l'évolution temporelle du bilan d'énergie. Les limites de ce modèle sont présentées dans la section suivante.

4 Limites de l'approximation linéaire de l'anomalie de réponse radiative

4.1 Mise en évidence des écarts de l'anomalie de réponse radiative à son approximation linéaire.

Depuis l'étude pionnière de Murphy (1995), de nombreuses études ont mis en évidence des limites de l'approximation linéaire de l'anomalie de la réponse radiative (voir notamment Knutti et Rugenstein 2015). La littérature récente montre, en effet, que le paramètre de rétroaction climatique λ , calculé à partir de l'approximation linéaire (Équation 1.7) par $\lambda = \tilde{R}/\tilde{T}$ n'est pas unique : il dépend notamment du type de forçage (solaire, CO₂, modification de l'usage des sols, Hansen et al. 1997) et évolue dans le temps (Murphy 1995 ; Senior et Mitchell 2000). Il n'existe donc pas de paramètre de rétroaction unique λ qui serait une propriété intrinsèque de la planète et qui permettrait de décrire l'évolution temporelle du bilan d'énergie.

4.1.a Sensibilité du paramètre de rétroaction climatique au type d'agent forçant

Dans des simulations réalisées avec des modèles de circulation générale, le paramètre de rétroaction est différent en fonction de ce qui provoque l'anomalie de forçage radiatif. Cette sensibilité est communément appelée la dépendance à l'agent forçant (Hansen et al. 1997, 2005 ; Paynter et Frölicher 2015 ; Ceppi et Gregory 2019 ; Salvi et al. 2022). Cela signifie qu'une anomalie de forçage radiatif de 1 Wm^{-2} n'aura pas le même impact sur la température de surface en moyenne globale en fonction de sa nature. Par exemple, le paramètre de rétroaction climatique est moins négatif (plus proche de zéro) dans le cas d'une anomalie de forçage radiatif provenant d'aérosols que dans le cas d'une anomalie provenant du changement de la concentration de gaz à effet de serre (Salvi et al. 2022).

Le climat serait donc plus sensible aux aérosols qu'aux gaz à effet de serre, à anomalie de forçage radiatif équivalente. De manière similaire, d'autres études montrent que le climat est moins sensible aux variations d'intensité solaire qu'aux modifications de la concentration atmosphérique de CO₂, toujours à anomalie de forçage radiatif équivalente (Kaur et al. 2023). Pour deux anomalies de forçage radiatif de même amplitude, les rétroactions radiatives peuvent avoir des intensités différentes, ce qui implique que λ n'est pas unique.

4.1.b Variations temporelles du paramètre de rétroaction climatique

La littérature met en évidence des variations temporelles apparentes du paramètre de rétroaction climatique dans des simulations de modèles de climat et dans les observations. Par exemple, dans le cas d'une expérience idéalisée où l'anomalie de forçage radiatif est constante et est causée par un quadruplement instantané de la concentration atmosphérique de CO₂ (*abrupt-4xCO2*, comme dans la Figure 1.2), le calcul de λ par une régression linéaire donne un résultat différent si on utilise les années 1 à 20 ou si on utilise les années 21 à 150 (Figure 1.6). Si l'approximation linéaire était valide, les deux estimations seraient identiques. Les variations apparentes du paramètre de rétroaction climatique dans des simulations furent d'abord présentées par Murphy (1995) et Senior et Mitchell (2000)

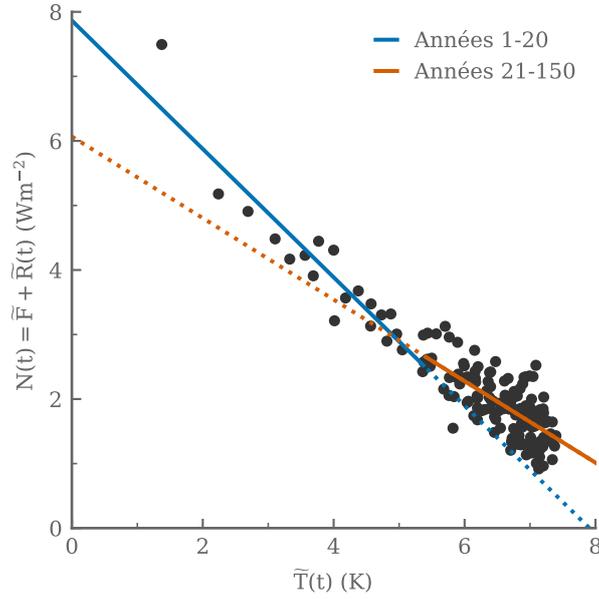


Figure 1.6 — Évolution des valeurs moyennes annuelles sur 150 ans du déséquilibre énergétique N en fonction de l’anomalie de température de surface en moyenne globale \bar{T} . Ces valeurs correspondent à une expérience idéalisée de quadruplement instantané de la concentration atmosphérique de CO_2 par rapport aux concentrations préindustrielles réalisée avec le modèle IPSL-CM6A-LR. Les points présentés ici sont identiques à ceux de la Figure 1.2. La droite bleue représente la régression linéaire entre N et \bar{T} calculée sur les années 1-20 et la droite orange correspond à la même régression calculée sur les années 21-150. La pente de la droite orange est moins forte que celle de la droite bleue, ce qui met en évidence une évolution du paramètre de rétroaction climatique vers des valeurs moins négatives durant l’expérience. La séparation entre une courte période pour le début de la simulation et une période plus longue pour la suite permet de maintenir une amplitude importante des variations de \bar{T} et de N dans les deux régressions. Figure inspirée de Andrews et al. (2015).

pour un seul modèle de climat, et ont été confirmées dans tous les modèles des générations CMIP5 (Gregory et al. 2004; Winton et al. 2010; Andrews et al. 2012; Geoffroy et al. 2013b; Andrews et al. 2015) et CMIP6 (Dong et al. 2020). Les études récentes montrent que dans ces modèles, le paramètre de rétroaction devient plus petit au cours d’une expérience d’un quadruplement de la concentration atmosphérique de CO_2 . Visuellement, cela correspond à l’aplatissement de la pente entre le début et la fin de l’expérience dans la Figure 1.6. Cela signifie que la température de surface moyenne devient de plus en plus sensible à une perturbation du bilan d’énergie de la Terre (Andrews et al. 2015). En moyenne, le paramètre de rétroaction climatique dans les modèles de la génération CMIP5 évolue de $\lambda = -1.40 \pm 0.35 \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-1}$ sur les 20 premières années à $\lambda = -0.86 \pm 0.30 \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-1}$ sur les 130 suivantes (Dong et al. 2020).

Le paramètre de rétroaction climatique varie aussi dans les observations (Loeb et al. 2018; Meyssignac et al. 2023), et dans les simulations du climat depuis la révolution industrielle (Gregory et Andrews 2016; Zhou et al. 2016; Andrews et al. 2018; Gregory et al. 2020; Andrews et al. 2022). Par exemple, la Figure 1.7 montre l’évolution du paramètre de rétroaction climatique observé sur la période 1970-2005 où λ varie entre $-3.2 \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-1}$

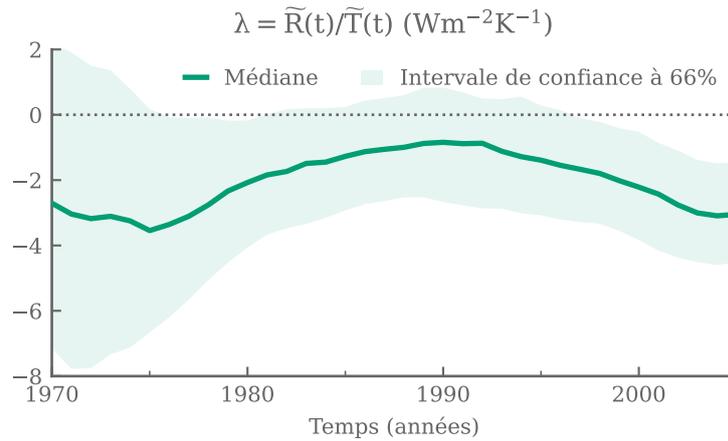


Figure 1.7 – Variations historiques du paramètre de rétroaction climatique déterminées à partir d’observations de la température de surface et du bilan d’énergie de la Terre. Le paramètre de rétroaction climatique est calculé par régression linéaire entre l’anomalie de réponse radiative de la Terre et l’anomalie de température de surface en moyenne globale sur des fenêtres glissantes de 25 ans après filtrage des séries temporelles. Le trait plein indique la médiane de l’estimation et l’aplatissement plus clair montre l’intervalle de confiance à 66%. Figure adaptée de Meyssignac et al. (2023) où la méthode est détaillée.

et $-1\text{Wm}^{-2}\text{K}^{-1}$ (Meyssignac et al. 2023).

4.2 Causes des écarts à l’approximation linéaire de l’anomalie de réponse radiative

L’évolution du paramètre de rétroaction climatique λ en fonction du temps et sa dépendance à l’agent forçant suggèrent qu’il existe des variations de l’intensité des rétroactions radiatives. Ainsi, l’approximation linéaire de l’anomalie de réponse radiative (Équation 1.8) n’est pas suffisante pour représenter l’évolution temporelle du bilan d’énergie en réponse à une anomalie de forçage radiatif. La littérature s’accorde sur une hypothèse principale permettant d’expliquer les écarts à l’approximation linéaire de l’anomalie de réponse radiative. La réponse radiative de la Terre ne dépendrait pas seulement de la température de surface en moyenne globale, mais également de processus localisés, associés à des variations régionales de la température de surface par rapport à la moyenne globale. Cette dépendance supplémentaire est généralement appelée l’effet *pattern*⁵ (Stevens et al. 2016) et est un élément central de ce manuscrit. L’effet *pattern* signifie que pour un même réchauffement global de la surface, la réponse radiative peut être différente en fonction de la distribution spatiale de ce réchauffement.

4.2.a Dépendance de la réponse radiative aux anomalies régionales de la température de surface

Les observations et les simulations de modèles de climat montrent que différentes régions soumises à des réchauffements identiques impliquent des anomalies de réponses ra-

5. Dans ce manuscrit, je fais le choix de ne pas traduire le terme anglophone de *pattern*. En effet, ce terme ne peut pas réellement être traduit de manière littérale dans le contexte utilisé ici, et il n’existe aujourd’hui pas de terme usuel dans la communauté francophone pour nommer de ce phénomène.

diatives contrastées à l'échelle globale (Senior et Mitchell 2000 ; Held et al. 2010 ; Andrews et al. 2012 ; Armour et al. 2013 ; Andrews et Ringer 2014 ; Rose et al. 2014 ; Andrews et al. 2015 ; Loeb et al. 2018 ; Gregory et al. 2020). Ce phénomène est principalement dû au fait que les anomalies régionales de température influencent la circulation atmosphérique dans les tropiques (Pierrehumbert 1995 ; Kang et Xie 2014 ; Mackie et al. 2021 ; Silvers et al. 2023), ce qui affecte les nuages, et en particulier la couverture des nuages bas de l'est du Pacifique tropical. Par conséquent, l'albédo de cette région évolue, ce qui modifie l'anomalie de réponse radiative de la Terre (Boer et Yu 2003 ; Zhou et al. 2016, 2017 ; Ceppi et Gregory 2017 ; Andrews et Webb 2018 ; Fueglistaler 2019 ; Schiro et al. 2022).

Les modèles de climat montrent que le Pacifique tropical est la région la plus sensible à la localisation du réchauffement, notamment à cause de l'asymétrie de l'anomalie de réponse radiative globale à un réchauffement des zones de subsidence à l'est, comme au large du Pérou, ou à un réchauffement des zones de convection profonde à l'ouest, au niveau du continent maritime (Mauritsen 2016 ; Zhou et al. 2016, 2017 ; Dong et al. 2019 ; Zhang et al. 2023). Cette asymétrie est liée en particulier à une réponse différente de la couverture des nuages bas dans l'est du Pacifique tropical en fonction de la localisation du réchauffement.

Les zones de subsidence sont caractérisées par une température de surface de la mer relativement froide comparée aux restes des tropiques, une forte inversion au sommet de la couche limite atmosphérique et une couverture importante en nuages bas (Figure 1.8). Dans les zones de subsidence, la couche limite est découplée de la troposphère libre. En conséquence, un réchauffement local de la surface n'affecte pas les autres régions du globe (Jeevanjee et al. 2022). Il réduit la stabilité de la couche limite atmosphérique et l'intensité de l'inversion à son sommet (Andrews et Webb 2018). Plusieurs études ont associé la réduction de la stabilité de la couche limite et de l'intensité de l'inversion à son sommet avec une diminution de la couverture des nuages bas (Slingo 1987 ; Klein et Hartmann 1993 ; Wood et Bretherton 2006). Un réchauffement localisé dans des zones de subsidence peut donc être associé à une réduction de la couverture nuageuse et par conséquent de l'albédo de la région (Zhou et al. 2016, 2017 ; Ceppi et Gregory 2017 ; Andrews et Webb 2018 ; Ceppi et Gregory 2019). Dans ce cas, la rétroaction radiative associée aux nuages bas est positive, c'est-à-dire que les nuages bas amplifient le réchauffement de la surface à l'échelle globale.

Un réchauffement de la surface localisé dans les zones de convection profonde comme l'ouest du Pacifique tropical a un effet radicalement différent. Un tel réchauffement s'étend d'abord verticalement dans l'atmosphère grâce à la convection profonde (Fueglistaler 2019 ; Zhang et Fueglistaler 2020) puis horizontalement, car la circulation atmosphérique homogénéise la température dans la troposphère libre tropicale (Miller 1997 ; Sobel et al. 2001 ; Bretherton et Sobel 2003). Le réchauffement de la troposphère libre au niveau des zones de subsidence renforce l'inversion au-dessus de la couche limite et accroît la couverture des nuages bas, et donc l'albédo de la région (Andrews et Webb 2018). Dans le cas d'un réchauffement de la surface des zones de convection profonde, la rétroaction associée aux nuages bas est négative, c'est-à-dire que le réchauffement global est atténué par les nuages bas.

Ce schéma simplifié résume les processus en jeu qui expliquent, en majorité, les variations du paramètre de rétroaction climatique dans les modèles de climat. Il est corroboré dans les grandes lignes par les observations qui confirment qu'entre les périodes 2000-2012 et 2012-2018, la température de surface en moyenne globale a été plus sensible au forçage radiatif lorsque l'est du Pacifique se réchauffait davantage que la moyenne et que la couverture des nuages bas dans les zones de subsidence se réduisait (Loeb et al. 2018). De

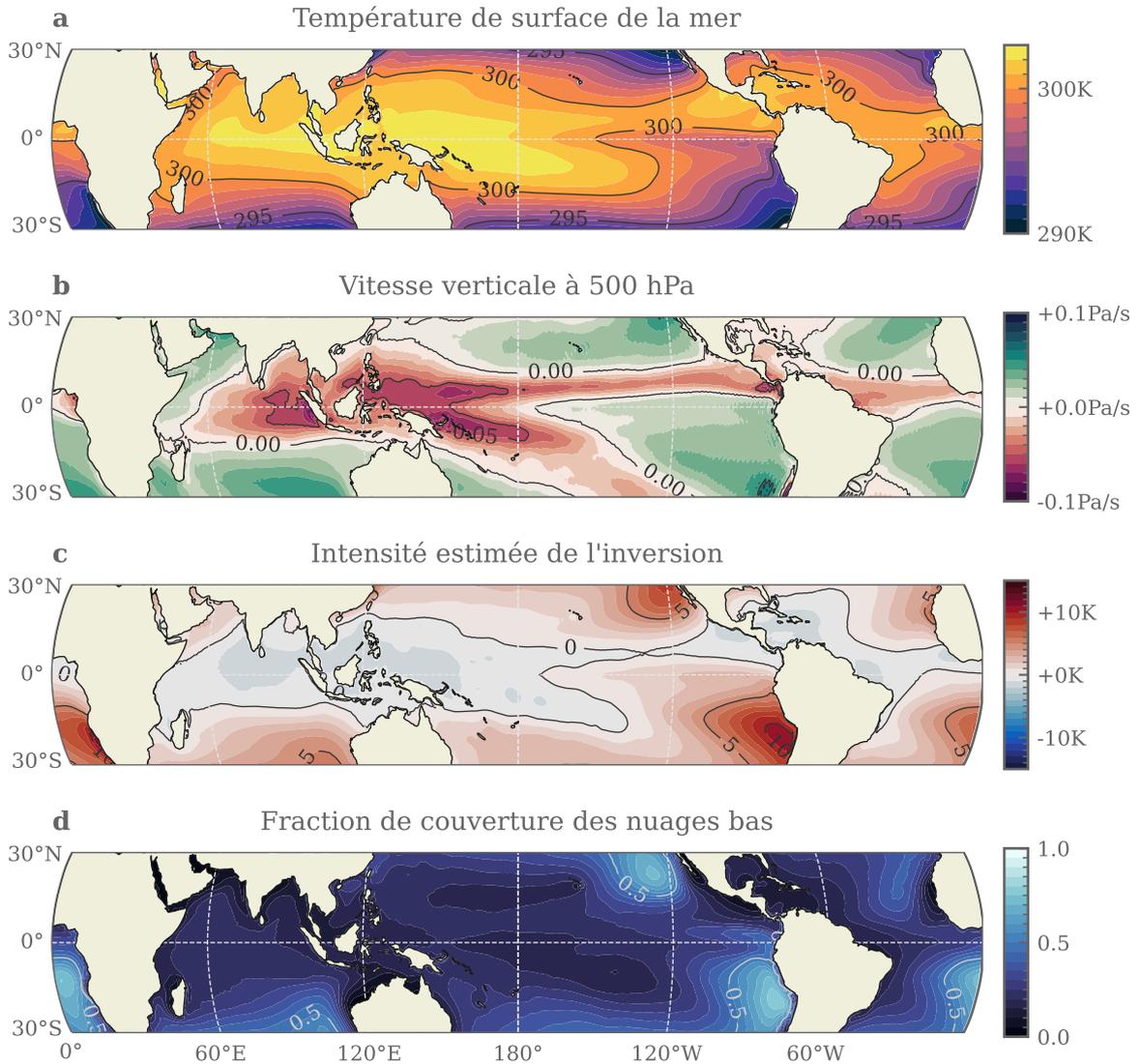


Figure 1.8 – **a)** Valeurs moyennes de la température de surface de la mer dans les tropiques. **b)** Valeurs moyennes de la vitesse verticale du vent à 500 hPa. Les vitesses négatives déterminent les zones d'ascendance et les vitesses positives celles de subsidence. La convection profonde correspond aux vitesses les plus négatives, notamment au niveau du continent maritime. **c)** Valeurs moyennes de l'intensité estimée de l'inversion au sommet de la couche limite (Wood et Bretherton 2006). Les plus fortes inversions se retrouvent au niveau des zones de subsidence avec une faible température de surface de la mer, notamment sur la côte Pacifique de l'Amérique du Sud. **d)** Valeurs moyennes de la fraction de la couverture des nuages bas. Les zones de subsidence avec une forte inversion coïncident avec une importante couverture des nuages bas. Les cartes présentées dans cette figure sont calculées en moyenne sur la période 1970-2000 du produit de réanalyse ERA-Interim (Dee et al. 2011).

plus, les variations du paramètre de rétroaction climatique dans les observations ont été attribuées à des variations régionales de température associées à l'oscillation décennale du Pacifique (Loeb et al. 2018 ; Meyssignac et al. 2023).

Dans la réalité ou dans des simulations couplées océan-atmosphère, le réchauffement n'est pas confiné à l'une ou l'autre des zones du Pacifique tropical. L'évolution des températures de surface se produit simultanément dans les deux zones, mais avec des amplitudes différentes (Andrews et Webb 2018). Le réchauffement relatif d'une zone ou l'autre par rapport à la moyenne des tropiques favorise l'un ou l'autre des scénarios décrits ci-dessus (Fueglistaler 2019). Au cours du temps, les anomalies régionales de température de surface évoluent de manière non homogène, ce qui pourrait donc expliquer l'évolution temporelle observée ou simulée du paramètre de rétroaction climatique.

Par exemple, dans le cas d'une simulation d'un quadruplement instantané de la concentration atmosphérique de CO₂, la majorité des modèles de climat de la génération CMIP5 montrent que durant les 20 premières années de l'expérience, les zones de subsidence de l'est du Pacifique se réchauffent moins vite que les zones de convection profonde à l'ouest. Ainsi, l'inversion au sommet de la couche limite des zones de subsidence est renforcée, ce qui favorise une rétroaction négative des nuages bas. Durant la simulation, les anomalies régionales de température de surface évoluent et le réchauffement devient plus intense au niveau des zones de subsidence qu'au niveau des zones de convection profonde. L'intensité de l'inversion au sommet de la couche limite en est réduite, ce qui implique une rétroaction positive des nuages bas (Andrews et Webb 2018). Cette évolution des anomalies régionales de température se traduit par une augmentation apparente du paramètre de rétroaction climatique, qui devient moins négatif (Andrews et al. 2015 ; Dong et al. 2020).

Afin de valider l'impact des anomalies régionales de température de surface sur l'anomalie de réponse radiative des modèles de climat, plusieurs études proposent des simulations atmosphériques forcées, prescrites avec un réchauffement uniforme de la surface. Que ce soit dans des simulations idéalisées de quadruplement instantané de la concentration atmosphérique de CO₂ (Andrews et al. 2015) ou alors dans des simulations réalistes du changement climatique depuis la révolution industrielle (Gregory et al. 2020), la suppression des variations des anomalies régionales de température de surface réduit considérablement les écarts de l'anomalie de réponse radiative à son approximation linéaire avec la température de surface en moyenne globale.

En conclusion, l'hypothèse de l'effet *pattern*, qui correspond à la dépendance de la réponse radiative aux anomalies régionales de température de surface, est soutenue par des simulations réalisées avec des modèles de climat, des explications de mécanismes physiques de la circulation tropicale, et des observations. Pour cela, l'effet *pattern* est au centre des développements et des résultats présentés dans ce manuscrit.

4.2.b Autres dépendances proposées dans la littérature

Dans la littérature, trois autres hypothèses ont été proposées pour expliquer les écarts de l'anomalie de réponse radiative par rapport à son approximation linéaire. La première correspond à la dépendance quadratique de l'anomalie de réponse radiative à la température de surface en moyenne globale, la deuxième à la dépendance de l'anomalie de réponse radiative aux variations régionales d'absorption de chaleur dans l'océan et la troisième à l'efficacité des forçages radiatifs. Cependant, la littérature récente montre que le premier phénomène peut être négligé dans notre cas, et que les deux derniers n'influencent pas la réponse radiative directement, mais qu'ils sont à l'origine de variations régionales de température de surface qui, elles, affectent l'intensité des rétroactions radiatives par effet *pattern*. Dans la suite du manuscrit, la première hypothèse est donc négligée et les deux

autres ne seront pas considérées directement, mais seulement à travers l'effet *pattern*.

Dépendance quadratique de l'anomalie de réponse radiative à la température de surface en moyenne globale

Pour des amplitudes de réchauffement importantes (5K ou plus), la température de surface en moyenne globale affecte l'intensité de certaines rétroactions radiatives (Dong et al. 2020 ; Sherwood et al. 2020). Par exemple, la rétroaction associée à la glace de mer devient moins importante dans un climat plus chaud avec la réduction de l'étendue de la glace de mer (Goosse et al. 2018). Par conséquent, l'anomalie de réponse radiative a une dépendance quadratique à la température de surface en moyenne globale (Meraner et al. 2013 ; Bloch-Johnson et al. 2015, 2021), qui doit être prise en compte dans certains cas particuliers.

Cette considération est notamment importante pour étudier la différence de sensibilité climatique entre l'époque actuelle et des climats passés ayant des températures de surface moyennes très différentes (Caballero et Huber 2013 ; von der Heydt et al. 2014 ; von der Heydt et Ashwin 2017). Elle affecte aussi l'analyse de la réponse à long terme du climat à des anomalies de forçage radiatif importantes, liées par exemple, à de fortes augmentations de la concentration atmosphérique de CO₂ (Bloch-Johnson et al. 2021). Dans ce manuscrit, on montre que l'effet *pattern* est suffisant pour raffiner l'approximation linéaire de l'anomalie de réponse radiative pour le changement climatique transitoire.

Dépendance de l'anomalie de réponse radiative aux variations régionales d'absorption de chaleur dans l'océan

Plusieurs études montrent que les anomalies régionales d'absorption de chaleur dans l'océan modifient les flux d'énergie à la surface, induisant ainsi des variations du paramètre de rétroaction climatique dans les simulations de modèle de climat (Winton et al. 2010 ; Kang et Xie 2014 ; Rose et al. 2014 ; Rugenstein et al. 2016 ; Liu et al. 2018). Dans le cas de simulation de quadruplement instantané de la concentration atmosphérique de CO₂, les modèles de climat montrent que l'absorption de chaleur dans l'océan est relativement uniforme spatialement au début des expériences, puisqu'elle se concentre progressivement dans les hautes latitudes (Rose et Rayborn 2016 ; Rugenstein et al. 2016). Cette évolution expliquerait les variations du paramètre de rétroaction climatique.

Cependant, des études récentes montrent que l'impact de la distribution de l'absorption de chaleur dans l'océan sur la réponse radiative se fait essentiellement de manière indirecte. En effet, l'évolution de la localisation de l'absorption de chaleur dans l'océan provoque la formation d'anomalies régionales de température (Haugstad et al. 2017 ; Ceppi et Gregory 2019 ; Hu et al. 2022) qui se propagent vers les tropiques. L'intensité des rétroactions radiatives en est ainsi affectée par effet *pattern* comme décrit précédemment.

Efficacité des forçages radiatifs

Une autre hypothèse proposée dans la littérature correspond à considérer une efficacité des forçages radiatifs (Hansen et al. 1997, 2005). D'après cette hypothèse, pour une même amplitude d'anomalie de forçage radiatif, la nature et la distribution géographique des divers agents forçant induiraient des anomalies de température de surface en moyenne globale différentes. Le climat serait donc plus ou moins sensible en fonction de l'agent forçant. Plus précisément, l'efficacité d'un forçage radiatif quantifie si le climat est plus ou moins sensible à un agent forçant comparé à sa sensibilité à une augmentation de la

concentration atmosphérique de CO_2 . La variation du ratio des différents forçages au cours du temps expliquerait l'évolution temporelle de l'intensité des rétroactions radiatives.

La littérature récente montre que l'efficacité des forçages radiatifs s'explique essentiellement par l'effet *pattern* et, dans une moindre mesure, par la dépendance quadratique de l'anomalie de réponse radiative à la température de surface en moyenne globale. En effet, une anomalie de forçage radiatif produit des variations régionales de température de surface en fonction de la nature et de la distribution spatiale de l'agent forçant (Haugstad et al. 2017; Ceppi et Gregory 2019; Zhou et al. 2023). Les variations régionales de température de surface affectent ensuite l'intensité des rétroactions radiatives par l'effet *pattern*. De plus, si l'agent forçant produit un réchauffement important, la dépendance quadratique de l'anomalie de réponse radiative à la température de surface en moyenne globale peut devenir non négligeable, et ainsi être comprise dans l'efficacité des forçages radiatifs (Zhou et al. 2023).

En résumé

Le paramètre de rétroaction climatique λ , défini comme le rapport entre l'anomalie de réponse radiative de la Terre, \tilde{R} , et l'anomalie de température de surface en moyenne globale, \tilde{T} , évolue dans le temps. Ces variations sont principalement dues au fait que les anomalies régionales de température de surface, notamment dans le Pacifique tropical, affectent la couverture des nuages bas dans les zones de subsidence de la circulation de Hadley-Walker. L'albédo de ces régions en est alors modifié, ce qui influence l'anomalie de réponse radiative de la Terre. La dépendance de la réponse radiative aux anomalies régionales de température est appelée l'effet *pattern*.

5 Raffinements de l'approximation linéaire de l'anomalie de réponse radiative

L'approximation linéaire de l'anomalie de réponse radiative n'étant pas suffisante, il est nécessaire de considérer des dépendances supplémentaires de la réponse radiative afin de représenter l'évolution du bilan d'énergie de la Terre, et donc la température de surface en moyenne globale au cours du changement climatique. Les écarts de l'anomalie de réponse radiative à son approximation linéaire sont essentiellement causés par une dépendance supplémentaire aux anomalies régionales de température de surface, notamment à travers leur impact sur la circulation atmosphérique dans les tropiques et sur la couverture des nuages bas dans les zones de subsidence comme dans l'est du Pacifique tropical. Dans la littérature, plusieurs approches ont été proposées pour raffiner l'approximation linéaire du bilan d'énergie de la Terre (Équation 1.9) et ainsi prendre en compte l'effet *pattern*. Ces différentes approches sont présentées dans cette section.

5.1 Utilisation explicite d'un paramètre de rétroaction climatique dépendant du temps

L'évolution des anomalies régionales de température de surface influence la réponse radiative en modulant l'intensité des rétroactions radiatives. Une première approche pour raffiner l'approximation linéaire de l'anomalie de réponse radiative consiste à prendre en compte explicitement les variations temporelles de l'intensité des rétroactions à travers le paramètre de rétroaction climatique. Concrètement, cela revient à rendre le paramètre de rétroaction climatique λ dépendant du temps dans l'approximation linéaire du bilan

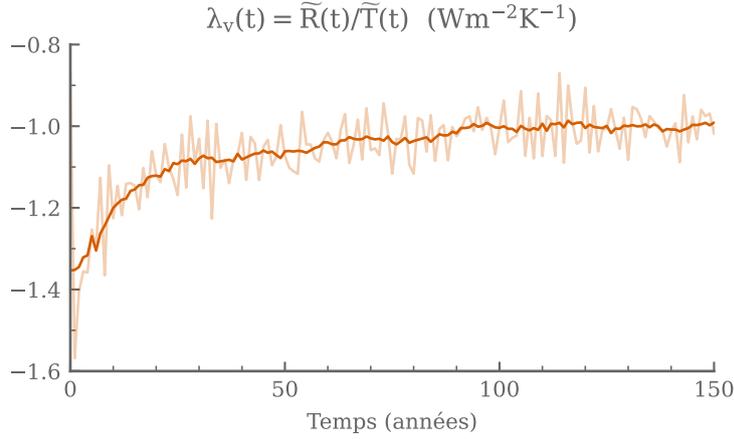


Figure 1.9 – Variations du paramètre de rétroaction climatique au cours du temps, défini par $\lambda_v(t) = \tilde{R}(t)/\tilde{T}(t)$. Les valeurs en traits clairs correspondent aux moyennes annuelles et le trait saturé à la moyenne glissante sur 10 ans. Les données proviennent de l'expérience *abrupt-4xCO2* réalisée avec le modèle de climat IPSL-CM6A-LR.

d'énergie (Équation 1.9) (Armor et al. 2013 ; Dong et al. 2019 ; Wills et al. 2021 ; Meyssignac et al. 2023). L'équation du bilan d'énergie de la Terre s'écrit alors :

$$N(t) = \tilde{F}(t) + \lambda_v(t)\tilde{T}(t) \quad (1.20)$$

Dans cette équation, $\lambda_v(t)$ représente le paramètre de rétroaction climatique à l'instant t défini par $\lambda_v(t) = \tilde{R}(t)/\tilde{T}(t)$. Par construction, l'équation 1.20 vérifie bien $N(t) = \tilde{F}(t) + \tilde{R}(t)$. Cette formulation du bilan d'énergie permet de tenir compte de la dépendance de l'anomalie de réponse radiative aux variations de l'intensité des rétroactions radiatives, et donc de considérer l'effet *pattern*. Cependant, l'utilisation de l'équation 1.20 mène à des fluctuations incohérentes du paramètre de rétroaction climatique. La Figure 1.9 présente l'évolution du paramètre de rétroaction climatique $\lambda_v(t)$, tel qu'il est défini dans l'équation 1.20, pour une simulation idéalisée d'un quadruplement instantané de la concentration atmosphérique de CO_2 (*abrupt-4xCO2*) réalisée avec le modèle IPSL-CM6A-LR. Dans cette simulation, λ_v varie entre -1.4 et -1 $\text{Wm}^{-2}\text{K}^{-1}$ ce qui correspond à une diminution d'environ 30% du paramètre de rétroaction climatique. Des variations de cet ordre de grandeur existent aussi pour d'autres simulations (voir par exemple Andrews et Webb 2018 ; Andrews et al. 2022) et pour les observations (Meyssignac et al. 2023, et Figure 1.7). Ces variations importantes de $\lambda_v(t)$ signifient que le climat est en dehors de la zone de validité du développement limité permettant l'approximation linéaire du bilan d'énergie (équation 1.9). En conséquence, l'équation 1.20 n'est plus valide et ne peut donc pas être utilisée directement.

5.2 Utilisation de l'efficacité de l'absorption de chaleur dans l'océan

L'absorption de chaleur dans l'océan et ses variations régionales affectent les anomalies régionales de température de surface (Rugenstein et al. 2016 ; Haugstad et al. 2017), ce qui induit des variations de l'intensité des rétroactions radiatives par effet *pattern*. Winton et al. (2010) et Held et al. (2010), entre autres, proposent de voir l'absorption de chaleur dans l'océan comme une anomalie de forçage radiatif affectant la couche de surface. À l'image de

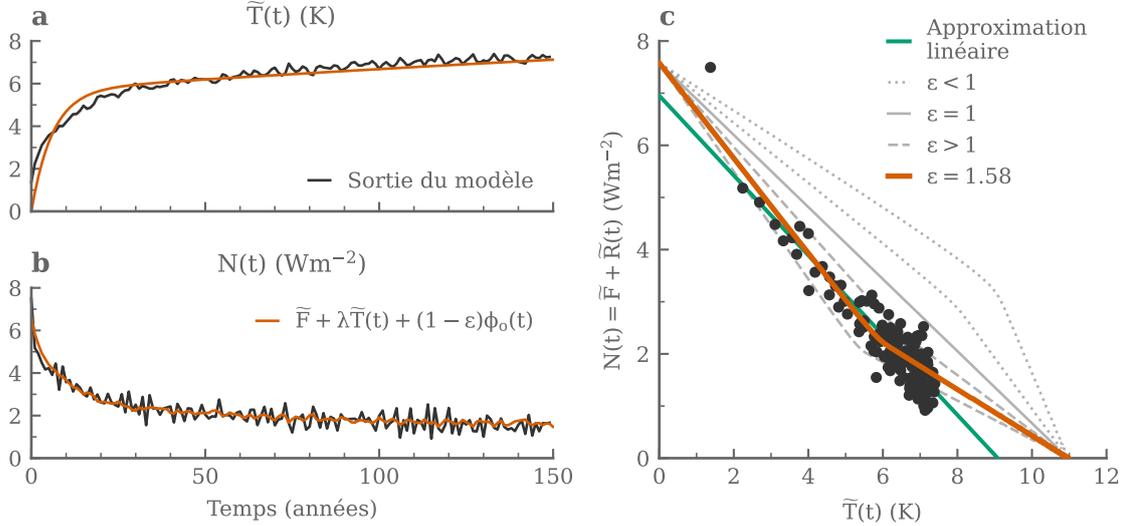


Figure 1.10 – **a)** Évolution temporelle de l’anomalie de température de surface en moyenne globale \tilde{T} (en noir) et reconstruction avec le modèle du bilan d’énergie avec efficacité de l’absorption de chaleur dans l’océan défini par l’équation 1.21 (en rouge). La reconstruction est intégrée avec le modèle à deux couches de l’équation 1.19 adapté pour que l’anomalie de réponse radiative soit $\lambda\tilde{T} + (1 - \epsilon)\phi_o$. **b)** Évolution temporelle du déséquilibre énergétique N (en noir) et reconstruction de N avec le modèle de l’équation 1.21 (en rouge). **c)** Évolution du déséquilibre énergétique N en fonction de l’anomalie de température de surface en moyenne globale \tilde{T} . La droite verte représente l’approximation linéaire introduite précédemment et la courbe orange représente la reconstruction du déséquilibre énergétique planétaire avec le bilan d’énergie incluant une efficacité de l’absorption de chaleur dans l’océan (Équation 1.21). Les données correspondent à une expérience d’un quadruplement instantané de la concentration atmosphérique de CO_2 abrupt-4x CO_2 réalisée avec le modèle IPSL-CMA-LR. Contrairement à l’approximation linéaire du bilan d’énergie (Équation 1.9, droite verte), la formalisation du bilan d’énergie avec utilisation de l’efficacité de l’absorption de chaleur dans l’océan permet de représenter l’évolution de la pente de la courbe orange, représentative de l’intensité variable des rétroactions radiatives. Les courbes grises montrent les différentes courbes possibles en fonction de la valeur de ϵ . Geoffroy et al. (2013b) proposent une méthode pour déterminer les différents paramètres de l’équation qui donne dans ce cas $\tilde{F} = 7.58 \text{ Wm}^{-2}$, $\lambda = -0.70 \text{ Wm}^{-2}$, $C = 5.5 \text{ W an m}^{-2}\text{K}^{-1}$, $C_0 = 59 \text{ W an m}^{-2}\text{K}^{-1}$, $\gamma = 0.39 \text{ Wm}^{-2}$ et $\epsilon = 1.58$. Cette reformulation ainsi que les deux présentés dans la suite ne séparent pas l’anomalie de réponse radiative et de forçage radiatif de la même manière que le modèle linéaire, ce qui a notamment pour effet d’obtenir des estimations différentes pour \tilde{F} (Comparer les valeurs atteintes par la courbe verte et la courbe rouge à $\tilde{T} = 0$ dans c.). Figure inspirée de Winton et al. (2010)

l'efficacité des forçages radiatifs décrite plus haut (Hansen et al. 1997, 2005), l'absorption de chaleur dans l'océan est alors décrite avec une efficacité ϵ qui signifie qu'une perturbation de 1 Wm^{-2} d'absorption de chaleur dans l'océan aura un impact radiatif différent d'une anomalie de forçage radiatif de 1 Wm^{-2} causée par une augmentation de la concentration atmosphérique de CO_2 . Ce phénomène s'explique par le fait que la distribution spatiale d'absorption de chaleur dans l'océan induit des variations régionales de température différentes de celles induites par une anomalie de forçage radiatif causée par une augmentation de la concentration atmosphérique de CO_2 (Ceppi et Gregory 2019 ; Zhang et al. 2023). Au cours du temps, l'impact relatif de l'absorption de chaleur dans l'océan par rapport à une anomalie de forçage radiatif, comme l'augmentation de la concentration atmosphérique de CO_2 , évolue, ce qui module la distribution spatiale des anomalies régionales de température de surface. Ainsi, l'intensité des rétroactions radiatives varie par effet *pattern*. L'utilisation de l'efficacité de l'absorption de chaleur dans l'océan permet donc de représenter des variations de l'intensité des rétroactions radiatives. Formellement, le bilan d'énergie avec efficacité de l'absorption de chaleur dans l'océan s'écrit (Held et al. 2010 ; Winton et al. 2010 ; Geoffroy et al. 2013b) :

$$N(t) = \tilde{F}(t) + \lambda\tilde{T}(t) + (1 - \epsilon)\phi_o(t) \quad (1.21)$$

où ϕ_o représente l'absorption de chaleur dans l'océan en Wm^{-2} et ϵ son efficacité. L'anomalie de réponse radiative s'écrit alors $\tilde{R} = \lambda\tilde{T} + (1 - \epsilon)\phi_o$. Le cas où l'efficacité est unitaire correspond à l'approximation linéaire du bilan d'énergie (Équation 1.9). Si l'anomalie de forçage radiatif est positive, la surface se réchauffe plus vite que l'océan profond et l'absorption de chaleur dans l'océan est positive. Si l'efficacité ϵ est supérieure à 1, l'absorption de chaleur dans l'océan amplifie la réponse radiative et réduit le déséquilibre énergétique. L'efficacité ϵ induit une variation de la pente de \tilde{R} par rapport à \tilde{T} , convexe dans le cas d'un $\epsilon > 1$ (pente plus forte au début qu'à la fin) et concave dans le cas $\epsilon < 1$. Si $\epsilon = 1$, la pente ne change pas (Figure 1.10.c).

La reformulation du bilan d'énergie avec efficacité de l'absorption de chaleur dans l'océan permet de reconstruire fidèlement l'évolution du déséquilibre énergétique planétaire, des anomalies de température de surface en moyenne globale et de leur relation (Figure 1.10). Cette équation est notamment utilisée dans le dernier rapport du GIEC pour réaliser des émulateurs de l'évolution de la température de surface en moyenne globale (Smith et al. 2018b ; IPCC 2021). Cette approche reste néanmoins limitée. Notamment, elle considère que l'effet des anomalies régionales de température de surface est uniquement transitoire, car l'absorption de chaleur de l'océan ϕ_o est considérée comme nulle en état stationnaire. Or, la littérature montre que l'effet *pattern* affecte la sensibilité climatique à l'équilibre (Rugenstein et al. 2020), ce qui ne peut pas être correctement représenté par cette approche.

5.3 Utilisation d'une variable représentant l'évolution de la circulation atmosphérique tropicale

La littérature met en évidence que les variations de circulation atmosphérique dans les tropiques, notamment associées aux anomalies régionales de température de surface dans le Pacifique, influencent l'intensité des rétroactions radiatives et causent des écarts de l'anomalie de réponse radiative à son approximation linéaire. Une autre approche pour raffiner l'approximation linéaire du bilan d'énergie (Équation 1.9) consiste à considérer l'impact des changements de circulation atmosphérique sur l'anomalie de réponse radiative explicitement à travers des variables auxiliaires, a priori représentatives de l'effet radiatif

global induit par ces changements de circulation. Deux pistes principales ont été suivies dans la littérature.

5.3.a Variable représentant les variations de la couverture des nuages bas

Les variations régionales de température de surface, à travers la modulation de la circulation atmosphérique, affectent les nuages bas et leur effet radiatif. Les écarts de l’anomalie de réponse radiative à son approximation linéaire ont été principalement attribués à l’impact réfléchissant des nuages bas, piloté par leur couverture (Zhou et al. 2016). Afin de représenter l’impact des nuages bas sur l’anomalie de réponse radiative, Ceppi et Gregory (2019) proposent d’utiliser l’intensité de l’inversion au sommet de la couche limite. Plus précisément, ils utilisent une variable S qui est la moyenne de l’intensité estimée de l’inversion (*Estimated Inversion Strength* ou EIS en anglais, Wood et Bretherton 2006) au-dessus des océans compris entre 50°S et 50°N. L’intensité de l’inversion au sommet de la couche limite atmosphérique, associée à la stabilité de la couche limite, est le principal élément qui permet d’expliquer les variations de couverture des nuages bas dans les tropiques (Klein et Hartmann 1993 ; Wood et Bretherton 2006). L’évolution de l’intensité de l’inversion au sommet de la couche limite atmosphérique expliquerait donc les variations de couverture des nuages bas, et donc les écarts de l’anomalie de réponse radiative à son approximation linéaire (Ceppi et Gregory 2017).

Le bilan d’énergie de la planète se décompose alors ainsi :

$$N(t) = \tilde{F}(t) + \lambda\tilde{T}(t) + \sigma\tilde{S}(t) \quad (1.22)$$

Dans le cadre de simulation de modèle de climat idéalisée, avec une anomalie de forçage radiatif constante, cette expression permet de reconstruire l’anomalie de réponse radiative produite par un ensemble d’agents forçant différents. Ce modèle permet aussi de reconstruire les variations temporelles de l’anomalie de réponse radiative dans une simulation du changement climatique de la période historique (Ceppi et Gregory 2019). La Figure 1.11 montre la série temporelle de \tilde{S} ainsi que la reconstruction du déséquilibre énergétique avec l’équation 1.22 dans le cas d’une expérience *abrupt-4xCO2* réalisée avec le modèle IPSL-CM6A-LR.

L’utilisation de l’intensité moyenne de l’inversion dans les tropiques s’avère pertinente pour étudier l’évolution du déséquilibre énergétique dans les tropiques (Bony et al. 2020), ainsi que les variations de l’anomalie de réponse radiative indépendantes de la température de surface en moyenne globale (Ceppi et Gregory 2019). Cependant, la validité de la décomposition de l’anomalie de réponse radiative s’avère moins concluante dans les observations (Ceppi et Gregory 2019). La relation observée entre l’intensité de l’inversion au sommet de la couche limite et la couverture des nuages bas (Wood et Bretherton 2006) a été utilisée pour paramétrer les nuages bas dans certains modèles de climat (Ceppi et Gregory 2019), ce qui explique pourquoi la variable S est pertinente pour expliquer l’évolution de la couverture des nuages bas dans les modèles. Des études récentes avec des observations mises à jour montrent néanmoins que le lien entre l’intensité de l’inversion au sommet de la couche limite et la couverture des nuages bas n’est pas aussi robuste que celui présenté dans les modèles (Cutler et al. 2022), ce qui suggère que la variable S n’est peut-être pas adaptée pour représenter l’effet *pattern*.

5.3.b Variable représentant l’intensité de la convection profonde

Le réchauffement dans les zones de convection profonde et l’intensité de la convection induisent un réchauffement de la troposphère libre et influencent la circulation atmo-

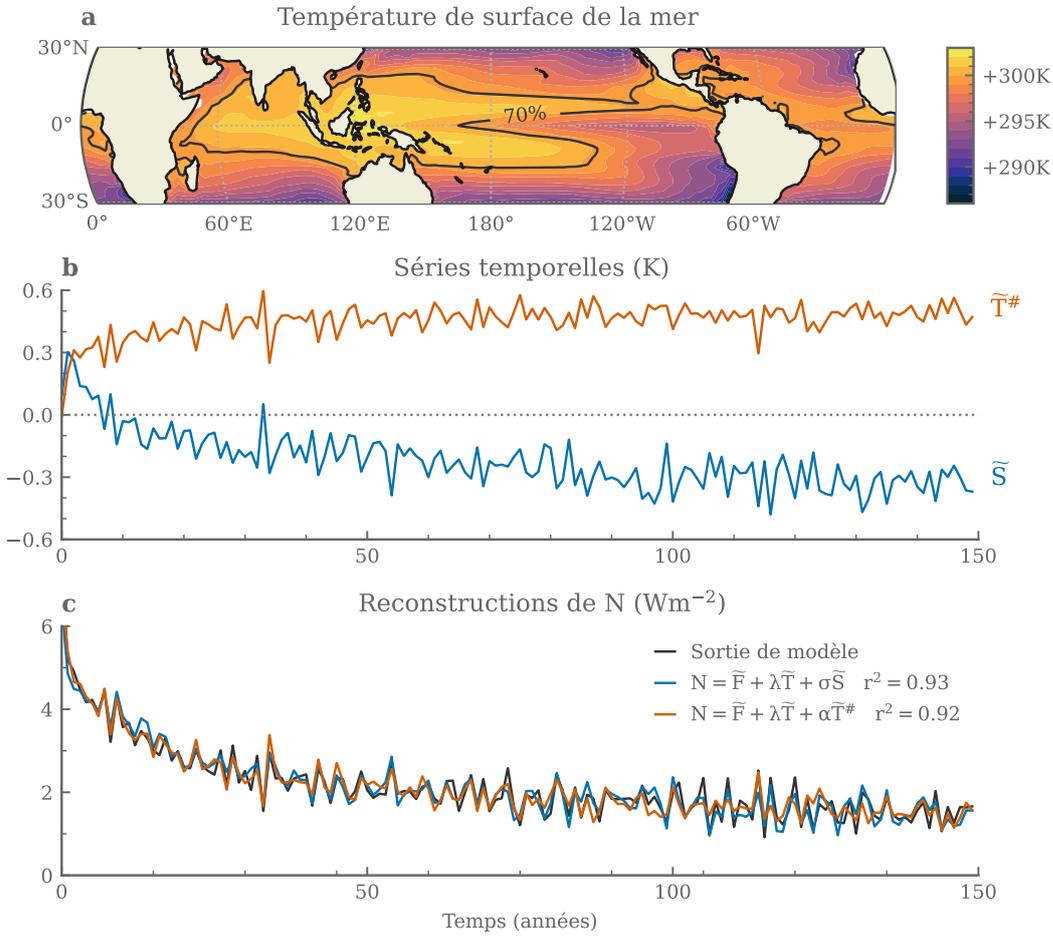


Figure 1.11 – **a)** Carte représentant la moyenne temporelle de température de surface de la mer (TSM) dans les tropiques (30°N-S) dans la simulation du climat préindustriel piControl réalisée avec le modèle IPSL-CM6A-LR. Le contour noir indique le quantile à 70% de la TSM. La variable $T^\#$ utilisée par Fueglistaler (2019) correspond à la différence entre la TSM moyenne à l'intérieur de ce contour et la TSM moyenne des tropiques. **b)** Séries temporelles des anomalies de S en bleu et de $T^\#$ en rouge par rapport à leur valeur préindustrielle dans le cas d'une expérience de quadruplement instantané de la concentration atmosphérique de CO_2 abrupt-4xCO2. **c)** Série temporelle du déséquilibre énergétique dans l'expérience abrupt-4xCO2 (en noir) et reconstruction du déséquilibre énergétique avec $N = \tilde{F} + \lambda\tilde{T} + \sigma\tilde{S}$ (Ceppi et Gregory 2019, en bleu) et avec $N = \tilde{F} + \lambda\tilde{T} + \alpha\tilde{T}^\#$ (Fueglistaler 2019, en rouge). Les coefficients de corrélation r^2 indiqués correspondent à la corrélation entre la reconstruction et la sortie du modèle. Les valeurs de \tilde{F} , λ , σ et α sont déterminées par régression linéaire à deux variables de N sur \tilde{T} et \tilde{S} dans le premier cas ou sur \tilde{T} et $\tilde{T}^\#$ dans le second cas. Dans le premier cas, les valeurs sont $\tilde{F} = 8.42 Wm^{-2}$, $\lambda = -1.12 Wm^{-2}K^{-1}$ et $\sigma = -3.49 Wm^{-2}K^{-1}$. Dans le second cas $\tilde{F} = 7.52 Wm^{-2}$, $\lambda = -0.51 Wm^{-2}K^{-1}$ et $\alpha = -4.81 Wm^{-2}K^{-1}$.

sphérique des tropiques (Pierrehumbert 1995 ; Andrews et Webb 2018 ; Fueglistaler 2019 ; Zhang et Fueglistaler 2020). Notamment, dans les zones de subsidence, la différence entre le réchauffement de la couche limite et de la troposphère libre est à l’origine des variations de l’intensité de l’inversion au sommet de la couche limite et de la couverture des nuages bas. Les zones de convection sont caractérisées par des températures de surface plus élevées que la moyenne des tropiques (Figure 1.8.a). Afin de considérer l’effet relatif du réchauffement dans les zones de convection profonde, Fueglistaler (2019) et Fueglistaler et Silvers (2021) proposent d’utiliser une variable $T^\#$, qui correspond à la différence de température de surface de la mer entre les 30 pour cent les plus chauds et la moyenne des tropiques (définis entre 30°S et 30°N). Dans ce cadre, le déséquilibre énergétique de la Terre s’écrit :

$$N(t) = \tilde{F}(t) + \lambda\tilde{T}(t) + \alpha\tilde{T}^\#(t) \quad (1.23)$$

Fueglistaler (2019) montre que dans les observations et dans les simulations de modèles de climat, l’utilisation de la variable $T^\#$ permet d’expliquer fidèlement les variations de l’albédo des nuages bas dans l’ensemble des tropiques, qui est la principale cause des écarts de l’anomalie de réponse radiative de la Terre à son approximation linéaire. Dans les modèles, cette décomposition se rapproche, en essence, de la décomposition proposée par Ceppi et Gregory (2019). En effet, Fueglistaler et Silvers (2021) montrent que les reconstructions de l’anomalie de réponse radiative avec S (Ceppi et Gregory 2019) ou avec $\tilde{T}^\#$ permettent de reproduire de manière cohérente les variations décennales de la couverture des nuages bas dans les tropiques pour des simulations historiques du changement climatique. La Figure 1.11 montre la série temporelle de $\tilde{T}^\#$ ainsi que la reconstruction du déséquilibre énergétique avec l’équation 1.23 dans le cas d’une expérience *abrupt-4xCO2* réalisée avec le modèle IPSL-CM6A-LR.

Contrairement à l’utilisation de l’efficacité de l’absorption de chaleur dans l’océan, l’utilisation d’une variable représentant l’évolution de la circulation atmosphérique tropicale permet de reconstruire une partie de la variabilité haute fréquence (comparer les Figures 1.10.b et 1.11.c).

En résumé

L’approximation linéaire de l’anomalie de réponse radiative ($\tilde{R}(t) = \lambda\tilde{T}(t)$) n’est pas suffisante pour représenter l’évolution du bilan d’énergie en réponse à une anomalie de forçage radiatif à cause de la dépendance de la réponse radiative aux anomalies régionales de température de surface. Dans la littérature, plusieurs raffinements de l’approximation linéaire ont été proposés afin de prendre en compte cet effet *pattern*. Certaines études proposent d’intégrer directement à l’approximation linéaire un paramètre de rétroaction climatique qui dépend du temps explicitement, et d’autres proposent d’utiliser une variable auxiliaire dans l’écriture de l’anomalie de la réponse radiative telle que l’absorption de chaleur dans l’océan, ou une variable représentant l’évolution de la circulation atmosphérique tropicale.

Ces différentes approches permettent, a priori, de reconstruire le bilan d’énergie de la Terre en tenant compte de l’effet *pattern*. Cependant, elles ne permettent pas de conclure sur les processus à l’origine des écarts de la réponse radiative à son approximation linéaire, ni sous quelle forme l’effet *pattern* devrait être considéré pour raffiner l’approximation linéaire.

6 Questions scientifiques et plan du manuscrit

Le contexte scientifique précédemment exposé met en évidence que la littérature s'accorde généralement sur l'existence de l'effet *pattern*. Ce phénomène représente la dépendance de la réponse radiative aux anomalies régionales de température de surface et permet d'expliquer l'écart de l'anomalie de réponse radiative à son approximation linéaire. Son existence est soutenue par des observations et des simulations de modèle de climat, et peut être expliquée par des processus physiques.

Les anomalies régionales de température de surface modifient le déséquilibre énergétique de la Terre, et donc l'évolution de sa température. L'objectif de ce manuscrit est de comprendre l'impact de l'effet *pattern* sur l'évolution de la température de surface en moyenne globale. La littérature récente propose plusieurs approches permettant de raffiner l'approximation linéaire du bilan d'énergie pour inclure l'effet *pattern*. Ces dernières permettraient donc a priori de quantifier l'effet *pattern* et son impact sur l'évolution de la température de surface en moyenne globale.

Cependant, il n'existe pas encore de consensus quant à la manière dont les anomalies régionales de température de surface influencent précisément l'évolution de la réponse radiative, et donc du bilan d'énergie de la Terre. Afin de quantifier l'effet *pattern* et son impact sur la température de surface en moyenne globale, il est d'abord nécessaire de déterminer sous quelle forme cette dépendance supplémentaire doit être prise en compte dans l'équation du bilan d'énergie, et quelle variable physique est la plus adaptée pour la représenter.

Dans cette thèse, je propose de suivre une approche théorique, combinée avec des simulations de modèles de climat, afin d'apporter des éléments de réponse au premier point. Ainsi, je tente de déterminer sous quelle forme l'effet *pattern* devrait être représenté dans un modèle de bilan d'énergie en moyennes globales. Cette première étape permet de décrire la dynamique de l'évolution temporelle du bilan d'énergie de la Terre, et est suffisante pour quantifier l'effet *pattern* et son impact sur l'évolution de la température de surface en moyenne globale.

À la suite de ce **premier chapitre** d'introduction, ce manuscrit est divisé en quatre autres chapitres.

Dans un **deuxième chapitre**, les données des modèles de climat exploitées ainsi que leur utilisation sont détaillées. La démarche générale de ce manuscrit de thèse est aussi présentée.

Le **troisième chapitre** présente le cœur de cette thèse. Dans ce chapitre, je réalise des développements analytiques en partant des équations du bilan d'énergie global et d'hypothèses simples. Ainsi, j'en dérive une formulation de l'anomalie de réponse radiative qui prend explicitement en compte l'effet *pattern*. Ces développements sont testés et validés à l'aide de plusieurs simulations de modèles de climat.

Dans un **quatrième chapitre**, les développements du Chapitre 3 sont appliqués à un ensemble de modèles de climat, afin de quantifier l'effet *pattern* dans des simulations idéalisées. Son impact sur la température de surface en moyenne globale est aussi quantifié. Ainsi, l'influence des anomalies régionales de température de surface sur la réponse transitoire du climat (TCR) est aussi quantifiée.

Finalement, dans un **cinquième chapitre**, les principaux résultats de cette thèse sont discutés par rapport à la littérature actuelle et certaines perspectives de ce travail sont exposées.

CHAPITRE 2

Approche et données

Contenu du chapitre

1	Les modèles de climat globaux et les exercices CMIP	40
1.1	Les modèles de climat globaux	40
1.2	Le projet de comparaison de modèles couplés CMIP	41
2	Approche et données utilisées	44
2.1	Démarche générale	44
2.2	Traitement des sorties de simulations couplées	45
2.3	Fonctions de Green de l'anomalie de réponse radiative	46

Comme présenté dans le chapitre d'introduction, ce manuscrit introduit des développements analytiques portant sur le bilan d'énergie de la Terre en moyenne globale. Dans le Chapitre 3, une formulation de l'anomalie de réponse radiative de la Terre qui prend explicitement en compte l'effet *pattern* est notamment présentée.

Pour valider cette approche, ainsi que pour quantifier l'effet *pattern*, des simulations effectuées avec des modèles de climat globaux participant aux exercices CMIP5 et CMIP6 sont utilisées. La diversité des expériences disponibles permet d'estimer individuellement l'anomalie de forçage radiatif et les différentes composantes de l'anomalie de réponse radiative. Dans les modèles, la somme de ces termes reproduit les fluctuations temporelles du déséquilibre énergétique au sommet de l'atmosphère, ce qui permet de tester et de valider les développements du Chapitre 3.

Dans ce chapitre, les modèles de climat globaux en général et l'exercice de comparaison CMIP sont d'abord présentés. Ensuite, l'ensemble des simulations exploitées dans ce manuscrit ainsi que leurs utilisations sont détaillées¹.

1 Les modèles de climat globaux et les exercices CMIP

1.1 Les modèles de climat globaux

Les modèles de climat globaux (GCM en anglais) sont des codes informatiques permettant de simuler le climat de la Terre et son évolution temporelle. Ils sont conçus pour représenter différentes composantes du climat comme l'atmosphère, les océans, les surfaces continentales et la cryosphère, ainsi que leurs interactions. Ces modèles sont aussi appelés modèles couplés océan-atmosphère. Dans la suite du manuscrit, le terme de « modèle de climat » fait exclusivement référence aux GCM.

Les GCM reposent sur des équations fondamentales de la thermodynamique, de la mécanique des fluides et du rayonnement. Ces équations sont discrétisées et résolues sur une grille tridimensionnelle afin de déterminer les transports de masse et d'énergie entre les différentes mailles (Figure 2.1). La résolution des équations permet de décrire l'évolution dans le temps de champs de variables thermodynamiques, comme la température et les précipitations, ou dynamiques comme la vitesse des vents et des courants océaniques.

Avec une résolution horizontale d'environ 200 km, les GCM permettent de résoudre explicitement la circulation générale dans l'atmosphère et dans l'océan. Certains processus à plus petite échelle ne peuvent néanmoins pas être résolus directement et nécessitent des paramétrisations pour être pris en compte de manière statistique dans les simulations. Les GCM incluent, par exemple, des paramétrisations pour représenter la convection atmosphérique, les nuages ou encore le mélange dû aux tourbillons dans l'océan.

Les GCM sont utilisés pour étudier le climat passé, pour comprendre le climat présent et pour réaliser des projections du climat futur. Ils permettent notamment de diagnostiquer la sensibilité du climat à des anomalies de forçage radiatif imposées par des changements de concentration atmosphérique, d'usage des sols ou d'insolation. En ce sens, ce sont des outils adaptés au travail présenté dans ce manuscrit. Dans les chapitres suivants, ils sont utilisés pour quantifier l'anomalie de réponse radiative de la Terre dans certains cas particuliers, détaillés dans la suite du chapitre.

Les GCM ne sont pas les modèles de climat les plus sophistiqués. Il existe notamment les modèles de système Terre (Earth System Model, ESM) qui modélisent en plus les interactions biogéochimiques entre les différentes composantes du climat, particulièrement

1. L'ensemble des données exploitées dans ce manuscrit provient de simulations déjà réalisées par la communauté CMIP. Aucune simulation dédiée n'est utilisée.

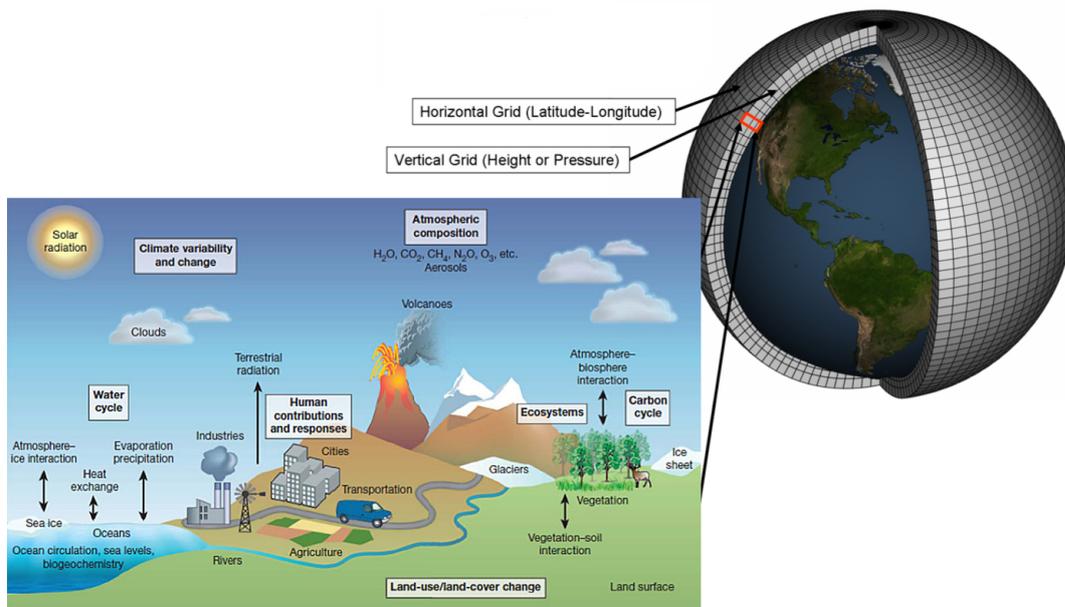


Figure 2.1 – Représentation de la grille tridimensionnelle utilisée dans les modèles de climat globaux et processus représentés. Cette figure présente uniquement la grille représentant l’atmosphère, mais une grille similaire est utilisée pour l’océan. Tiré de <https://gfdl.noaa.gov>.

au niveau du cycle du carbone. Par exemple, dans un GCM, la concentration atmosphérique de CO_2 est prescrite, alors que dans un ESM, les émissions anthropiques de gaz à effet de serre peuvent être prescrites, mais les concentrations sont calculées en fonction des différentes sources et puits. Dans mon cas, je m’intéresse à comprendre l’anomalie de réponse radiative de la Terre suite à l’application d’une anomalie de forçage radiatif, qui est une entrée, donnée a priori. Les GCM sont donc suffisants pour cette étude.

1.2 Le projet de comparaison de modèles couplés CMIP

Le Projet de Comparaison de Modèles Couplés (Coupled Models Intercomparison Project, CMIP) structure les efforts de modélisation de la communauté des GCM pour l’étude du climat et du changement climatique. Démarré avec l’appui du programme mondial de recherche sur le climat, CMIP est devenu un élément central des rapports du Groupement International d’Expert pour le Climat (IPCC 2021).

L’objectif général de CMIP est de permettre une meilleure compréhension de l’évolution du climat dans un contexte multimodèles, qu’elle soit associée à la variabilité naturelle ou en réponse à des anomalies de forçages radiatifs d’origine anthropique. La comparaison entre les différents GCM permet de déterminer la robustesse de certains résultats, de diagnostiquer les sources d’incertitudes associées aux différences entre les modèles et d’évaluer les modèles individuellement.

Un effort particulier a été fait pour que les données issues des simulations réalisées dans le cadre de CMIP soient rassemblées, standardisées et mises à disposition de la communauté scientifique au-delà des centres de modélisation. Cet aspect est un des atouts principaux de CMIP. Dans le cadre de ma thèse, la disponibilité et l’harmonisation des données permettent d’utiliser un ensemble de simulations de manière cohérente.

Dans ce manuscrit, j’utilise principalement la phase la plus récente de CMIP (CMIP6, Eyring et al. 2016) qui rassemble les résultats produits par une cinquantaine de centres de

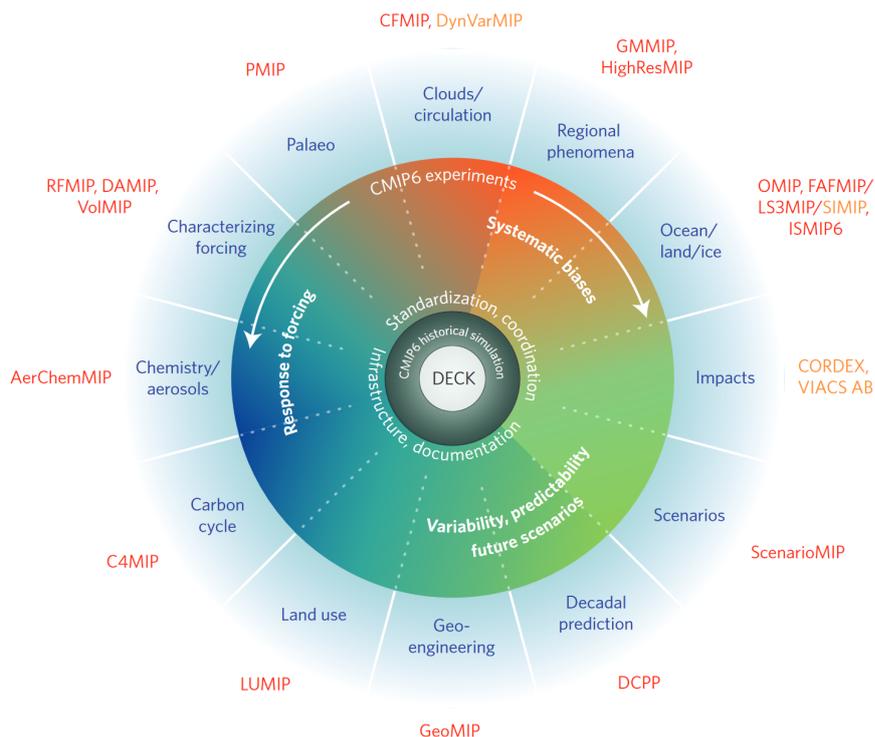


Figure 2.2 – Présentation schématique des différentes expériences et des questions scientifiques de CMIP6 (Eyring et al. 2016). Les projets de comparaison intermodèles (MIP) endossés par CMIP sont indiqués en rouge au niveau de leur thématique. Figure tirée de Simpkins (2017)

modélisation. Certaines données sont aussi issues de la phase précédente (CMIP5, Taylor et al. 2012).

1.2.a Simulations communes à tous les modèles CMIP : le DECK

Les simulations proposées par CMIP sont structurées autour du DECK (Diagnostic, Evaluation and Characterization of Klima, Figure 2.2), qui contient un ensemble de quatre expériences permettant une évaluation systématique des différents GCM participant à l'exercice CMIP. Le DECK inclut notamment l'expérience *piControl*, qui a pour objectif de simuler le climat préindustriel et de servir de référence aux autres expériences. Deux autres expériences du DECK permettent d'évaluer la sensibilité des modèles à des variations de la concentration atmosphérique de CO_2 dans des cas idéalisés : *abrupt-4xCO2* et *1pctCO2*. La simulation *abrupt-4xCO2* correspond à un quadruplement instantané de la concentration atmosphérique de CO_2 par rapport au niveau préindustriel, et permet d'étudier la réponse du modèle à une anomalie de forçage radiatif sous la forme d'un créneau. La simulation *1pctCO2* correspond à une augmentation graduelle de la concentration atmosphérique de CO_2 , à hauteur de 1% par an. Tout en restant idéalisée, cette expérience se veut plus réaliste que *abrupt-4xCO2*. En effet, l'évolution de la concentration de CO_2 y est grossièrement comparable à celle observée sur la période historique, soit depuis 1850. Ces trois simulations sont usuellement appelées des simulations couplées, dans le sens où les états de l'océan, de l'atmosphère, des continents et de la glace de mer s'influencent mutuellement. La simulation *amip* est la dernière incluse dans le DECK. Contrairement aux trois autres expériences couplées, il s'agit d'une simulation atmosphérique forcée, où la

température de surface de la mer et les concentrations en glace de mer sont prescrites pour correspondre aux observations de la période historique. Cette simulation permet d'étudier la réponse de l'atmosphère à des variations réalistes de la température de surface de la mer. En plus du DECK, la majorité des modèles réalisent une simulation couplée du changement climatique historique : *historical*. Dans cette simulation, les concentrations de gaz à effet de serre et d'aérosols, l'usage anthropique des sols et l'insolation évoluent comme les valeurs observées sur la période historique.

1.2.b Les projections climatiques et le projet ScenarioMIP

Une des applications principales de CMIP consiste à coordonner la réalisation de projections du changement climatique futur, avec notamment pour objectif de documenter les risques sociétaux et de déterminer les options de mitigation et d'adaptation. Les simulations utilisées dans ce but sont rassemblées dans le projet de comparaison ScenarioMIP (O'Neill et al. 2016). ScenarioMIP rassemble des projections climatiques dans un contexte multimodèles, en fonction de différents scénarios alternatifs d'anomalies de forçage radiatif associées aux émissions de gaz à effet de serre et d'aérosols et à la modification de l'usage des sols (*Shared Socio-economic Pathways*, O'Neill et al. 2014). Pour la dernière phase de CMIP, il existe cinq principaux scénarios allant d'une réduction drastique des émissions anthropiques de gaz à effet de serre, cohérente avec les objectifs des accords de Paris, à une croissance exponentielle de ces émissions.

1.2.c Les autres projets de comparaison intermodèles de CMIP

À l'image de ScenarioMIP, les simulations de CMIP sont structurées en différents sous-projets de comparaison intermodèles : les MIP (Models Intercomparison Project). Ils permettent d'apporter des éléments de réponse à des questions scientifiques spécifiques. Par exemple, RfMIP caractérise et quantifie les anomalies de forçage radiatif (Pincus et al. 2016), CFMIP documente les rétroactions radiatives associées aux nuages (Webb et al. 2017), PMIP étudie la réponse du climat à des anomalies de forçage radiatif dans un contexte de paléoclimats (Kageyama et al. 2018), et geoMIP analyse des solutions potentielles de géo-ingénierie (Kravitz et al. 2014). Au total, CMIP6 inclut 21 MIP, présentés en rouge et en orange dans la figure 2.2. La participation aux MIP n'est pas nécessaire à la contribution d'une équipe de modélisation à CMIP, par conséquent, les MIP rassemblent moins de modèles que les expériences du DECK.

1.2.d Projets de comparaison intermodèles hors CMIP

La structure de CMIP a posé les bases pour une action communautaire de comparaison entre modèles. Plusieurs autres projets de comparaison ont émergé indépendamment de CMIP. Ces MIP indépendants sont développés afin de répondre à d'autres questions scientifiques que celles adressées par les MIP officiels. Aujourd'hui, la dénomination MIP est utilisée pour tout effort de standardisation et de comparaison d'expérience entre différents modèles de climat. Certains de ces MIP pourront devenir officiels et être inclus dans les futures phases de CMIP. Parmi les MIP qui ne sont pas endossés par CMIP, on peut noter LongRunMIP (Rugenstein et al. 2019), qui rassemble des simulations millénaires de l'expérience *abrupt-4xCO2*, CERESMIP (Schmidt et al. 2023), qui vise à comparer le déséquilibre énergétique de la planète dans les modèles aux observations de la mission spatiale CERES, ou GFMIP (Bloch-Johnson et al. 2023) qui cherche à mieux comprendre la dépendance de l'anomalie de réponse radiative aux variations régionales de température

de surface de la Terre. Ce dernier MIP est pertinent pour l'étude présentée dans ce manuscrit. Les expériences qu'il rassemble sont détaillées dans la suite du chapitre, et utilisées dans le Chapitre 3.

2 Approche et données utilisées

2.1 Démarche générale

Dans le Chapitre 3, je montre que l'anomalie de réponse radiative peut s'écrire sous la forme d'une somme de différents termes, qui dépendent des variables représentant l'état du climat v_1, v_2, \dots (comme la température de surface en moyenne globale par exemple) et de paramètres constants, intrinsèques au climat, p_1, p_2, \dots (à l'image du paramètre de rétroaction climatique présenté dans l'approximation linéaire du bilan d'énergie en introduction). Ainsi, la réponse radiative s'écrit :

$$\tilde{R}(t) = p_1 v_1(t) + p_2 v_2(t) + \dots \quad (2.1)$$

et le déséquilibre énergétique de la planète N s'écrit alors :

$$N(t) = \tilde{F}(t) + p_1 v_1(t) + p_2 v_2(t) + \dots \quad (2.2)$$

Afin de déterminer dans quelle mesure cette nouvelle équation est représentative de l'évolution du déséquilibre énergétique planétaire dans les modèles de climat, il est d'abord nécessaire de déterminer l'anomalie de forçage radiatif \tilde{F} ainsi que les différents coefficients p_1, p_2, \dots . Dans les deux cas, les valeurs sont déterminées individuellement en comparant le déséquilibre énergétique de deux simulations atmosphériques forcées. En notant $_A$ les valeurs correspondant à la première expérience et $_B$ les valeurs de la seconde, on écrit :

$$N_B(t) - N_A(t) = \left(\tilde{F}_B(t) - \tilde{F}_A(t) \right) + p_1 (v_{1B}(t) - v_{1A}(t)) + p_2 (v_{2B}(t) - v_{2A}(t)) + \dots \quad (2.3)$$

Modèle	Génération	Référence
CCSM4	CMIP5	Gent et al. (2011)
CESM2	CMIP6	Danabasoglu et al. (2020)
CNRM-CM6-1	CMIP6	Voldoire et al. (2019)
CanESM5	CMIP6	Swart et al. (2019)
GFDL-CM4	CMIP6	Dunne et al. (2020)
HadGEM3-GC31-LL	CMIP6	Williams et al. (2018)
IPSL-CM6A-LR	CMIP6	Boucher et al. (2020)
MIROC6	CMIP6	Tatebe et al. (2019)
MRI-ESM2-0	CMIP6	Yukimoto et al. (2019)
NorESM2-LM	CMIP6	Seland et al. (2020)

Tableau 2.1 – Liste des modèles utilisés dans ce manuscrit

L'idée générale est de comparer deux simulations qui permettent d'annuler tous les termes du membre de droite sauf un.

Prenons l'exemple de l'anomalie de forçage radiatif \tilde{F} . Pour la déterminer, on utilise une première simulation atmosphérique forcée qui sert de référence, avec une certaine anomalie de forçage radiatif et une température de surface prescrite. La simulation de référence est alors comparée à une seconde simulation, prescrite avec la même température de surface que la première, mais avec des agents forçant différents. Les différentes variables v_1, v_2, \dots dépendent de la température de surface de la Terre. En conséquence, elles sont considérées comme identiques entre les deux simulations. L'équation 2.3 se résume alors à :

$$N_B(t) - N_A(t) = \tilde{F}_B(t) - \tilde{F}_A(t) \quad (2.4)$$

L'expérience de référence est choisie pour avoir une anomalie de réponse radiative nulle. Finalement, on obtient :

$$N_B(t) - N_A(t) = \tilde{F}_B(t) \quad (2.5)$$

Les coefficients p_1, p_2, \dots sont déterminés de manière similaire. Le bilan d'énergie dans des expériences canoniques couplées du DECK est ensuite reproduit terme par terme à l'aide de ces coefficients et de l'anomalie de forçage radiatif.

Comme je viens de le présenter, la démarche générale de ce manuscrit nécessite d'utiliser une combinaison de plusieurs simulations. En effet, des simulations couplées du DECK sont combinées à des expériences plus spécifiques faisant partie des MIP endossés par CMIP (notamment RFMIP et CFMIP) ainsi qu'à des expériences tirées d'un MIP indépendant (GFMIP). Ces conditions limitent grandement le nombre de modèles disponibles. Il n'existe pour l'instant qu'un seul modèle pour lequel l'ensemble des simulations nécessaires a été réalisé. Ce modèle est CCSM4 (Gent et al. 2011), et fait partie de la cinquième phase de CMIP (CMIP5, Taylor et al. 2012). Sous couvert d'hypothèses, détaillées dans la suite, on peut assouplir les conditions requises et neuf modèles supplémentaires de la génération CMIP6 peuvent alors être exploités. Les modèles utilisés dans cette thèse sont listés dans le tableau 2.1. Les simulations couplées ainsi que les simulations atmosphériques forcées exploitées sont résumées dans les tableaux 2.2 et 2.3 respectivement.

2.2 Traitement des sorties de simulations couplées

Les données des simulations de CMIP sont généralement disponibles sur les grilles natives des modèles, et en valeurs mensuelles². Afin de pouvoir exploiter les variables des simulations couplées, j'applique un protocole aux grilles de données. Les variables sont d'abord moyennées spatialement et annuellement pour obtenir des séries temporelles annuelles en moyenne globale. L'anomalie de la série temporelle par rapport à sa valeur de référence dans le climat préindustriel est alors calculée. Pour ce faire, l'état préindus-

2. Les données de CMIP5 et CMIP6 sont accessibles sur <https://esgf-node.ipsl.upmc.fr>

Expérience	Durée	\tilde{F}
<i>piControl</i>	>500 ans	Aucune
<i>abrupt-4xCO2</i>	150 ans	$4 \times CO_2$
<i>1pctCO2</i>	150 ans	$+1\%CO_2/\text{an}$

Tableau 2.2 – Résumé des expériences couplées utilisées

Expérience	\tilde{F}	Conditions limites	Durée	Source
<i>piClim-control</i>	Aucune	préindustrielles ^a	30 ans	RFMIP
<i>piClim-4xCO2</i>	4×CO ₂	préindustrielles	30 ans	RFMIP
<i>piSST/sstPi</i>	Aucune	préindustrielles	30 ans	CFMIP
<i>piSST-pxK</i>	Aucune	préindustrielles + xK ^{b c}	30 ans	CFMIP
<i>sstPi4K</i>	Aucune	préindustrielles + $4K$ ^b	30 ans	CFMIP pilote
<i>amip</i>	Historique	Historiques ^d	36 ans ^e	DECK
<i>amip-p4K</i>	Historique	Historiques + $4K$ ^b	36 ans ^e	CFMIP
<i>amip-4K</i>	Historique	Historiques - $4K$ ^b	36 ans ^e	CFMIP
<i>greens-functions</i>	Aucune	préindustrielles + zone ^f	40 ans	Dong et al. (2019)

Tableau 2.3 – Résumé des expériences couplées utilisées

a. Température de surface de la mer et glace de mer tirées en moyenne sur 30 ans de l'expérience *piControl*

b. Anomalie uniforme prescrite sur toute la surface de l'océan.

c. x correspond à l'anomalie moyenne de température de surface de la mer des années 111 à 140 de la simulation *abrupt-4xCO2*

d. Température de surface de la mer et glace de mer observées sur la période historique

e. 1979-2014

f. Anomalie localisée sur la température de surface de la mer

triel d'une variable est défini comme sa valeur dans l'expérience de contrôle (*piControl*), parallèle à l'expérience couplée considérée.

Usuellement, l'anomalie ainsi calculée est corrigée d'une potentielle dérive de l'expérience de contrôle, qui peut exister soit à cause de la variabilité interne à basse fréquence dans l'expérience *piControl*, soit car l'expérience de contrôle n'est pas complètement stabilisée (Caldwell et al. 2016; Eyring et al. 2016; Zelinka et al. 2020; Eiselt et Graverson 2022). Une méthode classique consiste à réaliser une régression linéaire de la variable en fonction du temps dans l'expérience de contrôle. La dérive, donnée par la pente de la régression (Andrews et al. 2012), est alors retirée de la série temporelle de l'anomalie. La dérive est en général faible, mais peut tout de même affecter la variable étudiée. Par exemple, pour la température de surface en moyenne globale, la dérive de l'expérience de contrôle peut induire un biais d'estimation de plusieurs dixièmes de K au bout de 150 ans ³. Dans le cas d'une simulation *historical*, l'anomalie de température de surface en moyenne globale est de l'ordre de $1K$. Un biais de plus de $0.1K$ est donc non négligeable.

Ce protocole de retrait de dérive de l'expérience de contrôle est présenté pour le cas de la température de surface en moyenne globale dans la figure 2.3. Il est appliqué à l'ensemble de variables utilisées en moyennes globales dans le cas des modèles couplés.

2.3 Fonctions de Green de l'anomalie de réponse radiative

La formulation du bilan d'énergie proposée dans le Chapitre 3 nécessite de quantifier la sensibilité de la réponse radiative de la Terre aux anomalies régionales de température

3. Avec différents extraits de l'expérience *piControl*, le biais absolu moyen au bout de 150 ans est estimé à $0.20K$ pour IPSL-CM6A-LR, $0.37K$ pour CNRM-CM6-1 et $0.11K$ pour HadGEM3-GC31-LL.

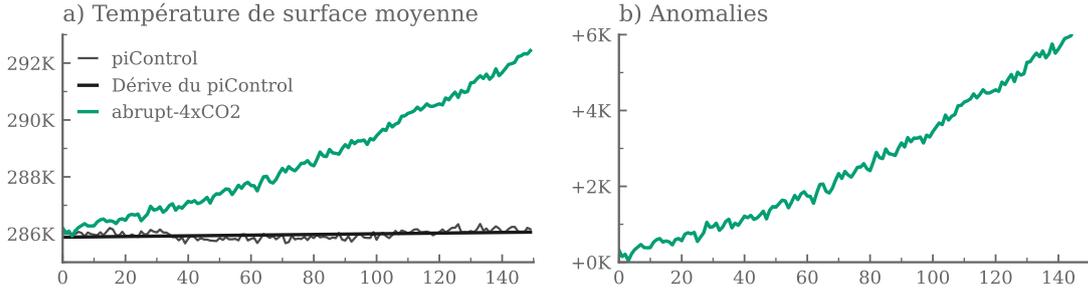


Figure 2.3 – Présentation du protocole pour déterminer l’anomalie d’une variable par rapport à son état préindustriel. La figure présente le calcul pour la température de surface en moyenne globale dans le cas d’une simulation 1pctCO_2 , réalisée avec le modèle de climat CNRM-CM6-1 (Voldoire et al. 2019). **a)** Température de surface en moyenne globale et annuelle dans la simulation (vert) et dans l’expérience de contrôle (piControl, en gris), et dérive de la température de surface en moyenne globale dans l’expérience de contrôle (noir). **b)** Anomalie calculée de température de surface en moyenne globale.

de surface. Dans la littérature, les fonctions de Green de l’anomalie de réponse radiative sont généralement utilisées pour décrire l’effet des variations locales de température de surface sur le bilan d’énergie (Barsugli et Sardeshmukh 2002; Zhou et al. 2017; Dong et al. 2019; Zhang et al. 2023). Cette décomposition suppose qu’on peut écrire l’anomalie de réponse radiative comme la somme des contributions des variations de température de surface locales :

$$\tilde{R}(t) = \sum_i \frac{\partial R}{\partial T_i} \tilde{T}_i(t) \quad (2.6)$$

où T_i correspond à la température de surface au point de grille i . Les coefficients de la décomposition en fonctions de Green Γ_i sont définis par $\Gamma_i = \frac{\partial R}{\partial T_i}$. Ils déterminent la sensibilité de l’anomalie de réponse radiative aux variations locales de température de surface. Cette décomposition fait désormais l’objet d’un MIP indépendant de CMIP (GFMIP, Bloch-Johnson et al. 2023).

Le calcul des coefficients Γ_i nécessite de nombreuses simulations atmosphériques forcées avec un même modèle. Une première simulation est réalisée en prescrivant le modèle avec une température de surface de la mer de référence. Cette expérience est comparable aux simulations *piSST* et *piClim-control* présentées dans le tableau 2.3. Les autres expériences sont quasiment identiques, mais un incrément de température de quelques K, localisé dans une petite zone de l’océan, est ajouté à la température de surface de la mer. La taille et la forme de la zone varient en fonction des études, mais correspondent généralement à une zone elliptique de quelques dizaines de degrés en longitude et en latitude. L’amplitude de la perturbation est maximale au centre de la zone et décroît progressivement en s’en éloignant. Ce protocole est répété avec des localisations différentes afin de couvrir la totalité de la surface des océans. La figure 2.4.a présente un exemple de décomposition de la surface des océans. Dans cette figure, chaque point correspond au centre de la perturbation en température d’une simulation. Les ellipses en orange présentent le contour de la demi-amplitude des perturbations. Un exemple de l’anomalie de température de surface dans une des expériences est présenté dans la figure 2.4.b.

Ces différentes expériences permettent donc de déterminer l’anomalie de réponse radiative globale induite par l’évolution localisée dans chaque zone de température de surface.

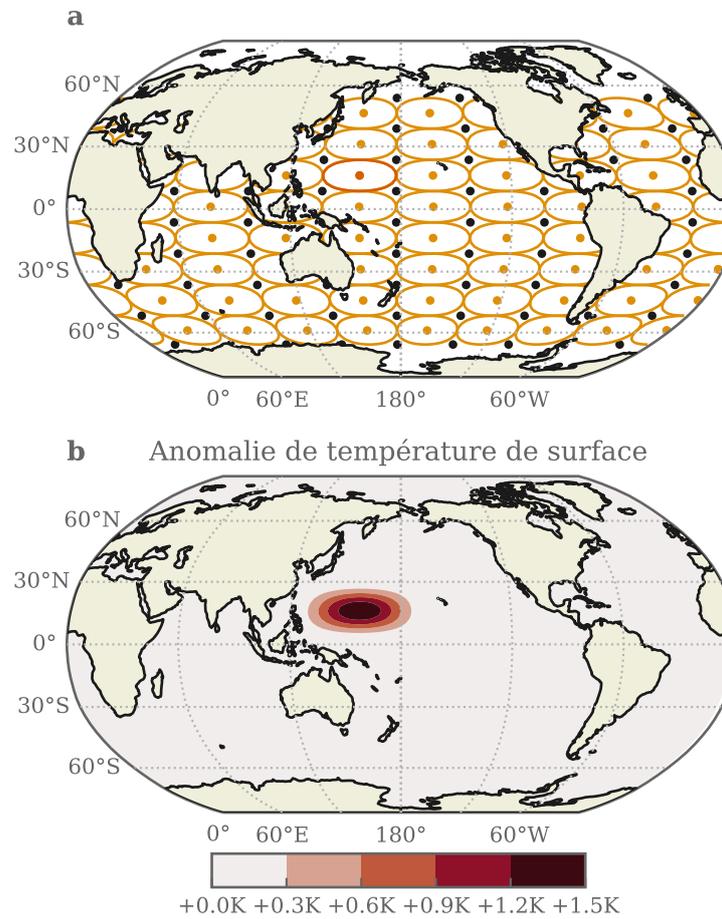


Figure 2.4 – **a)** Exemple d'expériences utilisées pour la décomposition en fonctions de Green de l'anomalie de réponse radiative. Pour chaque point orange, une expérience est réalisée en imposant une zone localisée d'anomalie de température de surface de la mer centrée sur le point. L'ellipse autour représente la demi-amplitude de la perturbation. Les expériences sont aussi réalisées sur les points en noir, mais les ellipses ne sont pas présentées pour éviter une superposition visuelle. **b)** Anomalie de température de surface de la mer imposée lors d'une des expériences utilisées pour la décomposition en fonction de Green de l'anomalie de réponse radiative, correspondant au point et à la zone en rouge dans le panneau a. Figure inspirée de Dong et al. (2019)

Les coefficients Γ_i , qui correspondent à l'anomalie de réponse radiative induite par une anomalie unitaire de température de surface dans un seul point de grille, sont calculés en réalisant une moyenne pondérée des résultats obtenus avec les expériences dont la zone de perturbation recouvre le point de grille considéré.

Les coefficients de cette décomposition permettent de quantifier l'effet *pattern* dans le cadre du nouveau formalisme présenté dans ce manuscrit. Les détails du calcul sont présentés dans le Chapitre 3. Dans ce manuscrit, les coefficients Γ_i obtenus dans le cadre du modèle CCSM4 sont utilisés (Dong et al. 2019). Ces données sont disponibles à <https://sites.google.com/view/yuedong-atmos/data>. Le détail de la méthode générale pour déterminer les Γ_i , ainsi que de nombreux tests de sensibilité, sont présentés dans Bloch-Johnson et al. (2023).

Dans la suite du manuscrit, le terme « fonctions de Green » est utilisé pour faire référence à la décomposition en fonctions de Green de l'anomalie de réponse radiative telle qu'elle a été décrite dans cette section.

CHAPITRE 3

Prise en compte de l'effet *pattern* avec une approximation multilinéaire de l'anomalie de réponse radiative de la Terre

Contenu du chapitre

1	Approximation multilinéaire de l'anomalie de réponse radiative	53
2	Validation de l'approximation multilinéaire dans les modèles de climat	55
2.1	Anomalie de forçage radiatif	55
2.2	Paramètre de rétroaction climatique du climat préindustriel . .	57
2.3	Variations temporelles du paramètre de rétroaction climatique	58
2.4	Fermeture du bilan d'énergie	63
3	Conséquence de l'approximation multilinéaire	66
4	Conclusions du chapitre	69

La littérature présentée dans le chapitre d'introduction rappelle l'importance des processus régionaux associés à la dynamique océan-atmosphère pour le bilan d'énergie de la Terre. Ces derniers affectent la réponse radiative de la Terre indépendamment de la température de surface en moyenne globale. Cela signifie que pour un même réchauffement global, la réponse radiative peut varier en fonction de ces processus régionaux. Cette dépendance supplémentaire est appelée l'effet *pattern*. La prise en compte de l'effet *pattern* est essentielle pour représenter l'évolution du bilan d'énergie de la planète en réponse à une anomalie de forçage radiatif, et donc pour comprendre les fluctuations temporelles de la température de surface en moyenne globale.

Actuellement, il n'existe pas de consensus sur les mécanismes précis à l'origine de cet effet *pattern*, ni sur la forme sous laquelle l'effet *pattern* devrait être représenté dans une équation du bilan d'énergie à l'échelle globale. Une approche intéressante de la littérature consiste à considérer que l'effet *pattern* module l'intensité des rétroactions radiatives, et donc le paramètre de rétroaction climatique. Cette considération est généralement prise en compte en remplaçant le paramètre de rétroaction climatique constant de l'approximation linéaire du bilan d'énergie λ par un paramètre dépendant du temps $\lambda_v(t)$. Ainsi, le bilan d'énergie de la Terre s'écrit :

$$N(t) = \tilde{F}(t) + \lambda_v(t)\tilde{T}(t) \quad (3.1)$$

Néanmoins, comme présenté dans l'introduction, cette formulation du bilan d'énergie mène à des valeurs incohérentes de $\lambda_v(t)$, et l'équation 3.1 ne peut pas être utilisée pour interpréter l'évolution du déséquilibre énergétique.

Dans la première partie de ce chapitre, une révision de cette équation est proposée. En partant de l'hypothèse que des processus régionaux modulent le paramètre de rétroaction climatique, et que la réponse radiative de la Terre dépend de ce paramètre, je montre que l'effet *pattern* se traduit par un terme supplémentaire dans l'équation du bilan d'énergie, qui s'écrit alors :

$$N(t) = \tilde{F}(t) + \lambda_{pi}\tilde{T}(t) + T_{pi}\tilde{\lambda}_v(t) \quad (3.2)$$

Où λ_{pi} correspond au paramètre de rétroaction climatique durant la période préindustrielle et $\tilde{\lambda}_v(t)$ correspond aux anomalies du paramètre de rétroaction climatique par rapport à la valeur de référence λ_{pi} . L'anomalie de réponse radiative s'écrit alors comme une fonction multilinéaire dépendant des variations de la température de surface en moyenne globale et du paramètre de rétroaction climatique. Le terme supplémentaire $T_{pi}\tilde{\lambda}_v(t)$ est indépendant de la température de surface en moyenne globale et agit comme une anomalie de forçage radiatif sur l'évolution de la température de surface.

Dans la seconde partie du chapitre, l'évolution temporelle du paramètre de rétroaction climatique est quantifiée dans des simulations de modèles de climat. Dans ce but, les fluctuations de la réponse radiative, indépendantes de la température de surface en moyenne globale, sont réinterprétées par des variations des anomalies régionales de température de surface. La fermeture numérique du bilan d'énergie permet de tester et de valider l'écriture du déséquilibre énergétique de la Terre avec l'équation 3.2.

Finalement, dans la troisième partie du chapitre, certaines conséquences de l'approximation multilinéaire de l'anomalie de réponse radiative sont explorées. Notamment, on montre que l'anomalie de réponse radiative peut alors être vue comme évoluant sur un plan dans un espace en trois dimensions. Les non-linéarités apparentes de l'anomalie de réponse radiative par rapport à la température de surface en moyenne globale sont en fait expliquées par une dépendance linéaire aux variations du paramètre de rétroaction climatique.

1 Approximation multilinéaire de l'anomalie de réponse radiative et du bilan d'énergie

Comme présenté dans le chapitre d'introduction, le déséquilibre énergétique de la Terre $N(t)$ peut se décomposer entre le forçage radiatif $F(t)$, imposé par des contraintes extérieures au système climatique, et la réponse radiative $R(t)$, tel que :

$$N(t) = F(t) + R(t) \quad (3.3)$$

On rappelle que cette équation s'écrit en valeurs totales, où F et R valent respectivement plusieurs centaines de Wm^{-2} . À l'époque préindustrielle, le climat est considéré en état stationnaire, ce qui signifie que le forçage radiatif F_{pi} est compensé par la réponse radiative R_{pi} : $F_{pi} + R_{pi} = 0$. Lorsqu'une anomalie de forçage radiatif \tilde{F} perturbe cet état stationnaire, le déséquilibre énergétique de la Terre modifie notamment la température de surface de la Terre, ce qui induit une anomalie de réponse radiative \tilde{R} . Le bilan d'énergie de la Terre s'écrit alors (voir équation 1.4) :

$$N(t) = F(t) + R(t) = F_{pi} + \tilde{F}(t) + R_{pi} + \tilde{R}(t) \quad (3.4)$$

Durant l'époque préindustrielle, $F_{pi} + R_{pi} = 0$, donc

$$N(t) = \tilde{F}(t) + \tilde{R}(t) \quad (3.5)$$

Dans ce chapitre, je considère que des processus régionaux, associés à la structure spatiale de la température de surface, modulent l'intensité des rétroactions radiatives. Cela s'incarne par un paramètre de rétroaction climatique dépendant du temps $\lambda_v(t)$. Notons que, même si les notations sont identiques, cette variable diffère du paramètre de rétroaction climatique généralement défini dans la littérature par $\lambda_v(t) = \tilde{R}(t)/\tilde{T}(t)$ (avec l'équation 3.1 notamment). De plus, je fais l'hypothèse que la réponse radiative de la Terre est influencée par ce paramètre de rétroaction climatique en plus de la température de surface en moyenne globale. Cette dépendance supplémentaire se traduit par l'écriture de la réponse radiative R comme une fonction à deux variables telle que $R(T, \lambda_v)$. Notons que le paramètre de rétroaction climatique peut dépendre de la température de surface en moyenne globale dans le cas d'un réchauffement élevé. Pour des réchauffements de l'ordre du changement climatique actuel, cette dépendance est considérée comme négligeable. Par conséquent, λ_v et T sont supposées indépendantes. Le climat préindustriel est décrit par une température de surface en moyenne globale T_{pi} et un paramètre de rétroaction climatique λ_{pi} , de telle sorte que le paramètre de rétroaction climatique s'écrive :

$$\lambda_v(t) = \lambda_{pi} + \tilde{\lambda}(t) \quad (3.6)$$

Où $\tilde{\lambda}_v(t)$ représente les variations du paramètre de rétroaction climatique par rapport à λ_{pi} .

L'anomalie de forçage radiatif induite, par exemple, par les émissions anthropiques de gaz à effet de serre, est petite comparée au forçage radiatif total. Cette anomalie de forçage radiatif induit donc de petites variations de T et de λ_v . L'anomalie de réponse radiative associée peut alors être approximée par un développement limité au premier ordre autour de (T_{pi}, λ_{pi}) comme suit :

$$\begin{aligned}
 R\left(T_{pi} + \tilde{T}(t), \lambda_{pi} + \tilde{\lambda}_v(t)\right) &= R(T_{pi}, \lambda_{pi}) + \left(\frac{\partial R}{\partial T}\bigg|_{(T, \lambda_v)=(T_{pi}, \lambda_{pi})}\right) \tilde{T}(t) \\
 &+ \left(\frac{\partial R}{\partial \lambda_v}\bigg|_{(T, \lambda_v)=(T_{pi}, \lambda_{pi})}\right) \tilde{\lambda}_v(t)
 \end{aligned} \tag{3.7}$$

À l'image de l'approximation linéaire présentée dans l'introduction, on obtient ici une approximation multilinéaire de l'anomalie de réponse radiative :

$$\tilde{R}(t) = R\left(T_{pi} + \tilde{T}(t), \lambda_{pi} + \tilde{\lambda}_v(t)\right) - R(T_{pi}, \lambda_{pi}) \tag{3.8}$$

$$\tilde{R}(t) = \left(\frac{\partial R}{\partial T}\bigg|_{(T, \lambda_v)=(T_{pi}, \lambda_{pi})}\right) \tilde{T}(t) + \left(\frac{\partial R}{\partial \lambda_v}\bigg|_{(T, \lambda_v)=(T_{pi}, \lambda_{pi})}\right) \tilde{\lambda}_v(t) \tag{3.9}$$

Le terme $\frac{\partial R}{\partial T}\bigg|_{(T, \lambda_v)=(T_{pi}, \lambda_{pi})}$ représente la sensibilité de l'anomalie de réponse radiative à une variation de la température de surface en moyenne globale, sans changement du paramètre de rétroaction climatique. Autrement dit, il correspond au paramètre de rétroaction climatique associé à un réchauffement uniforme de la surface par rapport au climat préindustriel. Par conséquent, ce terme peut être assimilé au paramètre de rétroaction climatique du climat préindustriel λ_{pi} .

Le terme $\frac{\partial R}{\partial \lambda_v}\bigg|_{(T, \lambda_v)=(T_{pi}, \lambda_{pi})}$ est homogène à une température et, par construction, est d'ordre 0 par rapport à l'anomalie de température de surface en moyenne globale qui est d'ordre 1. De plus, il caractérise la température du climat préindustriel. Par conséquent, ce terme est assimilable à la température totale de la surface de la Terre en moyenne globale durant le climat préindustriel T_{pi} .

En interprétant les variations de la réponse radiative indépendantes de la température de surface en moyenne globale par des modulations du paramètre de rétroaction climatique, l'anomalie de réponse radiative s'écrit alors :

$$\tilde{R}(t) = \lambda_{pi} \tilde{T}(t) + T_{pi} \tilde{\lambda}_v(t) \tag{3.10}$$

L'équation 3.10 montre que l'anomalie de réponse radiative s'écrit comme une somme de deux termes : le premier terme, \tilde{R}_T , correspond à l'anomalie de réponse radiative induite par les variations de la température de surface en moyenne globale. Le second terme, \tilde{R}_P , correspond à l'anomalie de réponse radiative associée aux variations du paramètre de rétroaction climatique, et donc à l'effet *pattern*.

$$\tilde{R}(t) = \tilde{R}_T(t) + \tilde{R}_P(t) \tag{3.11}$$

Les fluctuations du paramètre de rétroaction climatique ont un impact additif sur l'anomalie de réponse radiative. Contrairement au modèle généralement adopté dans la littérature, où l'anomalie de réponse radiative est décrite par $\tilde{R}(t) = \lambda_v(t) \tilde{T}(t)$ (par exemple Armour et al. 2013 ; Wills et al. 2022 ; Meyssignac et al. 2023), les variations de $\lambda_v(t)$ ne sont pas multipliées par l'anomalie de température de surface en moyenne globale, mais ajoutent un terme supplémentaire à l'écriture du bilan d'énergie.

Le bilan d'énergie de la Terre s'écrit alors :

$$N(t) = \tilde{F}(t) + \lambda_{pi}\tilde{T}(t) + \tilde{R}_P(t) \quad (3.12)$$

Dans la suite, le terme « effet *pattern* » est utilisé pour désigner la variable $\tilde{R}_P(t)$, ici égale à $T_{pi}\tilde{\lambda}_v(t)$. L'effet *pattern* est indépendant de l'anomalie de température de surface en moyenne globale. Par conséquent, ce terme agit sur la température de surface de manière analogue à une anomalie de forçage radiatif supplémentaire, qui s'ajoute à \tilde{F} . Ce constat permet de déterminer l'influence de l'effet *pattern* sur l'évolution de la température de surface en moyenne globale, et donc d'apporter des éléments de réponse à la problématique de cette thèse. Dans cette optique, une analyse poussée de l'équation 3.12 est présentée dans le Chapitre 4.

2 Validation de l'approximation multilinéaire de l'anomalie de réponse radiative dans les modèles de climat

Avant d'étudier l'équation 3.12 pour déterminer le rôle de l'effet *pattern* sur l'évolution de la température de surface en moyenne globale, je valide, dans cette section, la pertinence de cette reformulation du bilan d'énergie pour décrire l'évolution du déséquilibre énergétique dans les modèles de climat. Pour cela, je réalise la fermeture du bilan d'énergie dans des simulations couplées océan-atmosphère en estimant individuellement les différents termes de l'équation. Ce chapitre présente des résultats dans le cadre des expériences couplées du DECK, qui ont une anomalie de forçage radiatif idéalisée : *abrupt-4xCO2* et *1pctCO2*. Ces expériences permettent de s'affranchir des difficultés supplémentaires associées aux anomalies de forçage radiatif plus complexes.

Pour estimer les différents termes de l'équation 3.12, il est nécessaire de déterminer numériquement l'anomalie de forçage radiatif \tilde{F} , le paramètre de rétroaction climatique du climat préindustriel λ_{pi} , ainsi que les variations du paramètre de rétroaction climatique $\tilde{\lambda}_v(t)$. $\tilde{F}(t)$ et λ_{pi} sont déterminés en suivant la méthode présentée dans le Chapitre 2 : les valeurs sont obtenues en comparant le déséquilibre énergétique de deux simulations atmosphériques forcées légèrement différentes. Quantifier l'évolution de $\tilde{\lambda}_v(t)$ est moins direct. Il faut pour cela réinterpréter l'effet *pattern* comme une dépendance explicite de la réponse radiative aux anomalies régionales de température de surface. Cette considération entraîne une nouvelle formulation de l'anomalie de réponse radiative qui peut être évaluée numériquement à l'aide des fonctions de Green présentées dans le Chapitre 2. Une fois les trois variables déterminées, l'équation 3.12 peut être testée et validée en réalisant la somme des termes du bilan d'énergie estimés individuellement.

Au jour de l'écriture, il n'existe qu'un seul modèle dont l'ensemble des simulations nécessaires à cette validation est disponible. Dans ce chapitre, j'utiliserai donc uniquement ce modèle, qui est CCSM4 (Gent et al. 2011), de la génération CMIP5. Les perspectives d'utilisation d'autres modèles sont discutées dans la suite du manuscrit.

2.1 Anomalie de forçage radiatif

Dans la littérature, il existe plusieurs méthodes pour déterminer l'anomalie de forçage radiatif. Dans le cas de l'expérience *abrupt-4xCO2*, la méthode la plus répandue est celle introduite par Gregory et al. (2004), aussi présentée en introduction. Elle consiste à réaliser une régression linéaire entre le déséquilibre énergétique de la planète et la température de surface en moyenne globale. Avec l'approximation linéaire du bilan d'énergie, qui corres-

pond à écrire $N(t) = \tilde{F} + \lambda\tilde{T}(t)$, l'ordonnée à l'origine de cette régression donne la valeur de l'anomalie de forçage radiatif. Dans ce manuscrit, je dépasse l'approximation linéaire de l'anomalie de réponse radiative, cette méthode n'est donc pas applicable. Fredriksen et al. (2021) proposent une deuxième méthode dans le cas où la relation entre N et \tilde{T} n'est pas linéaire. Cette procédure nécessite cependant de réaliser des hypothèses sur la forme mathématique de la température de surface en moyenne globale qui ne sont a priori pas vérifiées dans le cadre de l'équation 3.12 (voir l'équation 10 de Fredriksen et al. (2021)). Cette méthode ne peut donc pas être utilisée non plus.

La méthode la plus adaptée à notre problème est celle introduite par (Hansen et al. 2005). Elle consiste d'abord à réaliser une simulation atmosphérique forcée où les agents forçant et la température de surface de la mer sont prescrits aux valeurs préindustrielles. Dans le cas du modèle CCSM4, cette simulation s'appelle *sstClim* (expérience du projet RFMIP, Pincus et al. 2015). Afin de calculer l'anomalie de forçage radiatif correspondant à un quadruplement instantané de la concentration atmosphérique de CO_2 , une seconde simulation est réalisée. Les conditions sont alors identiques à la première, mis à part la concentration atmosphérique de CO_2 , qui est quadruplée par rapport au climat préindustriel. Dans le cas de CCSM4, j'utilise l'expérience *sstClim4xCO2* (aussi incluse dans RFMIP). Les températures de surface étant les mêmes pour les deux expériences, l'écart entre leur déséquilibre énergétique correspond à l'anomalie de forçage radiatif induite par un quadruplement de la concentration atmosphérique de CO_2 :

$$\tilde{F}_{4\times\text{CO}_2} = N(\textit{sstClim4xCO2}) - N(\textit{sstClim}) \quad (3.13)$$

La valeur obtenue pour *CCSM4* est de 8.84Wm^{-2} , qui est dans les valeurs hautes de la distribution des modèles de CMIP5 ($7.58 \pm 0.91\text{Wm}^{-2}$, Qin et al. 2022). Cette méthode à l'avantage de ne nécessiter aucune hypothèse au préalable sur l'écriture de l'anomalie de réponse radiative. Par conséquent, elle est généralement recommandée pour déterminer l'anomalie du forçage radiatif (Sherwood et al. 2015 ; Forster 2016).

Une limite de cette approche est que la température de surface des continents n'est pas prescrite dans les expériences utilisées. Il existe donc un léger écart de température de surface en moyenne globale entre les deux expériences qui induit une différence de réponse radiative entre *sstClim* et *sstClim4xCO2*. Cet écart peut mener à un biais sur le calcul de \tilde{F} de l'ordre de 1Wm^{-2} , soit environ 10% de la valeur totale. (Smith et al. 2020 ; Andrews et al. 2021). Le calcul précis de l'anomalie de forçage radiatif nécessiterait d'imposer la température de surface des continents en plus de celle des océans dans l'expérience *sstClim4xCO2*. Néanmoins, ce processus est associé à de fortes contraintes techniques qui complexifient grandement la simulation (Ackerley et al. 2018). De ce fait, l'anomalie de forçage radiatif avec température des continents imposée n'a été quantifiée que dans un seul modèle de climat (Andrews et al. 2021), et n'est pas disponible dans notre cas.

Pour l'expérience *1pctCO2*, la méthode de Hansen et al. (2005) n'est pas applicable directement, car il n'existe pas d'expérience équivalente à *sstClim4xCO2* avec une augmentation progressive de la concentration atmosphérique de CO_2 . Néanmoins, l'anomalie de forçage radiatif peut être calculée en faisant l'hypothèse, vérifiée avec une très bonne précision, qu'elle augmente de façon logarithmique avec la concentration atmosphérique de CO_2 (Myhre et al. 1998 ; Romps et al. 2022). Dans l'expérience *1pctCO2*, la concentration de CO_2 augmente de manière exponentielle, l'anomalie de forçage radiatif correspondante est donc linéaire dans le temps. Lorsque la concentration atteint quatre fois la concentration préindustrielle, soit au bout de 140 ans, l'anomalie de forçage radiatif atteint la valeur calculée pour l'expérience *abrupt-4xCO2* :

$$\tilde{F}(1pctCO_2)(t) = \left(\tilde{F}_{4 \times CO_2} \frac{\ln 1.01}{\ln 4} \right) t \quad (3.14)$$

2.2 Paramètre de rétroaction climatique du climat préindustriel

Comme expliqué précédemment, le paramètre λ_{pi} détermine la sensibilité de la réponse radiative à une augmentation uniforme de la température de surface. Afin de déterminer sa valeur numérique, j'utilise deux simulations atmosphériques forcées : *sstPi* et *sstPi4K*. Ces deux simulations sont des expériences pilotes ayant servi à définir les contours de la troisième phase du projet de comparaison CFMIP (Webb et al. 2017; Chadwick et al. 2017). Pour la première simulation, *sstPi*, les agents forçant (concentrations atmosphériques, insolation et usage des sols) et la température de surface de la mer sont prescrits à leurs valeurs préindustrielles. Plus précisément, la température de surface de la mer prescrite est déterminée par la valeur moyenne sur une période de 30 ans de l'expérience couplée *piControl*. *sstPi* est semblable à la simulation *sstClim* présentée dans la section précédente. Dans la seconde expérience, *sstPi4K*, les agents forçant sont identiques à la première, mais la température de surface de la mer prescrite est différente. Elle correspond à celle de *sstPi* à laquelle une anomalie uniforme de $+4K$ sur tout l'océan a été ajoutée.

Les agents forçant des deux expériences sont ceux du climat préindustriel, il n'y a donc pas d'anomalie de forçage radiatif. La différence de déséquilibre énergétique entre les deux expériences est donc seulement due à l'écart entre les anomalies de réponses radiatives. Les anomalies régionales de température de surface de la mer étant, par construction, identiques entre les simulations, la différence des anomalies de réponse radiative s'explique uniquement par l'écart des anomalies de température de surface en moyenne globale.

Notons néanmoins que, comme pour les simulations utilisées pour déterminer l'anomalie de forçage radiatif, la température des continents n'est pas prescrite dans les expériences exploitées ici. Dans le cas de *sstPi4K*, cela peut apporter des contrastes de température de surface terre-mer irréalistes qui pourraient affecter le déséquilibre énergétique de la planète. Afin d'éviter ces effets de bords, je calcule d'abord $\lambda_{pi,TSM}$ qui correspond à la sensibilité de la réponse radiative à une augmentation uniforme de la température de surface de la mer uniquement, par

$$\lambda_{pi,TSM} = \frac{N(sstPi4K) - N(sstPi)}{4K} \quad (3.15)$$

Dans le cas de CCSM4, $\lambda_{pi,TSM}$ vaut $-2.22 \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-1}$. Afin de déterminer λ_{pi} , je fais l'hypothèse qu'aux échelles de temps interannuelles et plus longues, la température de surface de l'air en moyenne globale évolue linéairement avec la température de la surface de la mer en moyenne globale. Concrètement, cela signifie qu'il existe une constante α qui permet d'écrire au premier ordre :

$$\tilde{T} \approx \alpha \widetilde{TSM} \quad (3.16)$$

Où \widetilde{TSM} est l'anomalie de température de surface de la mer en moyenne globale. Cette assertion est globalement vérifiée dans les simulations *abrupt-4xCO2* et *1pctCO2* de CCSM4 (voir Figure 3.1), cependant les limites de cette approximation devront être explorées à l'avenir. Dans la suite du chapitre, l'anomalie de réponse radiative induite par les variations de la température de surface en moyenne globale est estimée par $\tilde{R}_T = \lambda_{pi} \alpha \widetilde{TSM}$.

Dans le cas du modèle CCSM4, α vaut 1.46, ce qui permet d'estimer λ_{pi} à $-1.52 \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-1}$.

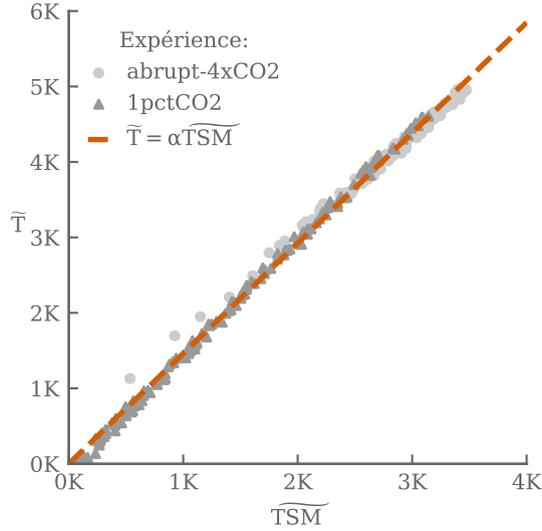


Figure 3.1 – Évolution de l’anomalie de température de surface de l’air en moyenne globale \tilde{T} en fonction de l’anomalie de température de surface de la mer en moyenne globale \tilde{TSM} dans les expériences *abrupt-4xCO2* et *1pctCO2* réalisées avec le modèle *CCSM4*. La ligne rouge montre l’approximation linéaire $\tilde{T} = \alpha \tilde{TSM}$ avec $\alpha = 1.46K/K$.

Un incrément uniforme de 1K de température de surface produit donc une anomalie de réponse radiative de $-1.52Wm^{-2}$. Cette valeur est plus négative que le paramètre de rétroaction climatique λ correspondant à l’approximation linéaire du bilan d’énergie, qui est de $-1.20Wm^{-2}K^{-1}$. Cela signifie que la réponse radiative est plus sensible aux variations de température de surface en moyenne globale que ce que l’approximation linéaire de l’anomalie de réponse radiative prédit.

2.3 Variations temporelles du paramètre de rétroaction climatique

Comme évoqué précédemment, l’estimation des variations temporelles du paramètre de rétroaction climatique $\tilde{\lambda}_v(t)$ nécessite d’interpréter l’effet *pattern* comme une dépendance de la réponse radiative de la Terre aux anomalies régionales de température de surface de la mer. Dans cette partie, on fait donc l’hypothèse que la réponse radiative totale de la Terre dépend de la température de surface en moyenne globale et des anomalies régionales de température de surface de la mer en tous points de l’océan.

2.3.a Lien entre les anomalies régionales de température de surface et le paramètre de rétroaction climatique

Les anomalies régionales de température de surface, notées par des variables T_1^* , T_2^* , ... sont définies comme l’écart entre la température de surface de la mer locale à la moyenne globale. La réponse radiative s’écrit alors comme une fonction à plusieurs variables :

$$R(T(t), T_1^*(t), T_2^*(t), \dots) \quad (3.17)$$

En réponse à une anomalie de forçage radiatif, les fluctuations de T_1^* , T_2^* , ... déterminent l’écart du réchauffement local par rapport au réchauffement global de la surface de l’océan.

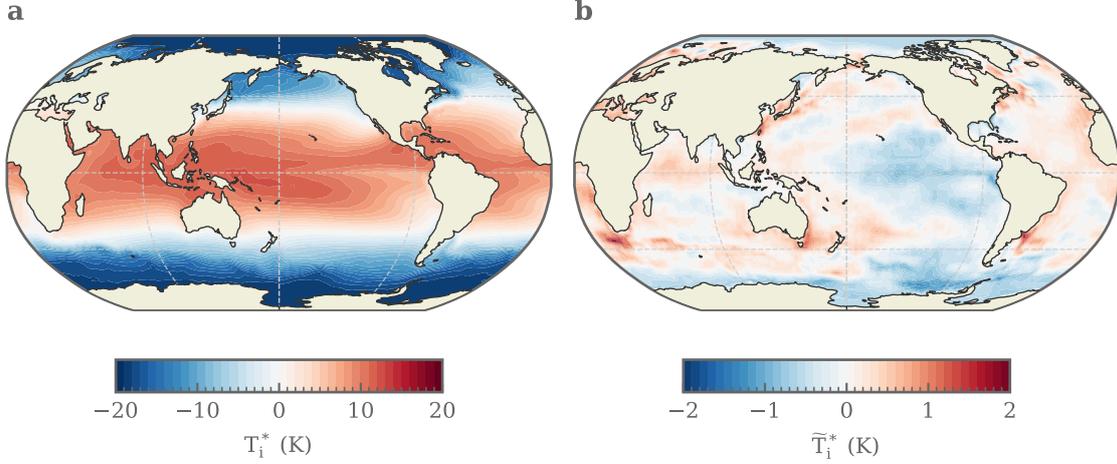


Figure 3.2 – **a)** Carte représentant les anomalies régionales de température de surface de la mer durant la période 1900-1914 dans les observations (amipSST, Durack et Taylor 2018) : T_i^* . **b)** Carte représentant l'évolution temporelle des anomalies régionales de température de surface de la mer entre la période 1900-1914 et 2000-2014 dans les observations (amipSST) : \tilde{T}_i^* . La valeur totale des anomalies régionales de température de surface de la mer est un ordre de grandeur supérieure à leurs fluctuations temporelles.

Dans les observations, ces fluctuations sont bien petites par rapport à la valeur totale (Figure 3.2).

À l'image de l'équation 3.8, l'anomalie de réponse radiative peut donc s'écrire comme une approximation multilinéaire grâce à un développement limité au premier ordre :

$$\tilde{R}(t) = \left(\frac{\partial R}{\partial \vec{T}} \Big|_{(T, \vec{T}^*) = (T_{pi}, \vec{T}_{pi}^*)} \right) \tilde{T}(t) + \sum_{i=1}^n \left(\frac{\partial R}{\partial T_i^*} \Big|_{(T, \vec{T}^*) = (T_{pi}, \vec{T}_{pi}^*)} \right) \tilde{T}_i^*(t) \quad (3.18)$$

Dans cette équation et les suivantes, on note $\vec{T}^* = (T_1^*, T_2^*, \dots)$ l'ensemble des anomalies régionales de température et \vec{T}_{pi}^* les anomalies régionales de température dans le climat préindustriel. On appelle η_i les coefficients correspondant à la sensibilité de la réponse radiative globale à une variation locale des anomalies régionales de température de surface de la mer. Ils sont définis par :

$$\eta_i = \frac{\partial R}{\partial T_i^*} \Big|_{(T, \vec{T}^*) = (T_{pi}, \vec{T}_{pi}^*)} \quad (3.19)$$

Physiquement, ces coefficients sont difficiles à évaluer, car ils contiennent l'information de l'impact des variations locales de température de surface de la mer sur l'ensemble de la circulation atmosphérique. Les η_i peuvent cependant être estimés pour les modèles de climats à l'aide des fonctions de Green présentées dans le Chapitre 2. Leur estimation est détaillée dans la suite. En réutilisant la notation λ_{pi} de la partie précédente, l'anomalie de

réponse radiative s'écrit alors :

$$\tilde{R}(t) = \lambda_{pi} \tilde{T}(t) + \sum_{i=1}^n \eta_i \tilde{T}_i^*(t) \quad (3.20)$$

On retrouve ici que l'effet *pattern* correspond à un terme supplémentaire dans l'équation du bilan d'énergie :

$$\tilde{R}_P(t) = \sum_{i=1}^n \eta_i \tilde{T}_i^*(t) \quad (3.21)$$

Pour déterminer l'évolution temporelle du paramètre de rétroaction climatique, on combine alors les équations 3.20 et 3.10. Ainsi, on obtient la relation entre les variations des anomalies régionales de température de surface de la mer \tilde{T}_i^* et les fluctuations du paramètre de rétroaction climatique $\tilde{\lambda}_v$:

$$\tilde{\lambda}_v(t) = \frac{1}{T_{pi}} \sum_{i=1}^n \eta_i \tilde{T}_i^*(t) \quad (3.22)$$

2.3.b Généralisation de l'approximation multilinéaire de l'anomalie de réponse radiative

Dans ce chapitre, deux formulations équivalentes de l'anomalie de réponse radiative ont été présentées : l'une en fonction d'un paramètre de rétroaction climatique qui dépend du temps (Équation 3.10), et l'autre en fonction des anomalies régionales de température de surface (Équation 3.20). Ces deux variables ne sont pas les seules à pouvoir représenter les processus régionaux à l'origine l'effet *pattern*, ce qui signifie que d'autres écritures de l'anomalie de réponse radiative sont possibles.

Supposons que l'effet *pattern* soit considéré par une dépendance de la réponse radiative totale de la Terre à une autre variable physique V telle que $R(T, V)$. Par exemple, V pourrait représenter la couverture en nuage bas, à l'image du S de Ceppi et Gregory (2019), ou le gradient est-ouest de température de surface dans le pacifique tropical comme le $T^\#$ de Fueglistaler (2019) (voir chapitre d'introduction). Supposons, de plus, que l'anomalie de forçage radiatif entraîne de petites fluctuations \tilde{V} par rapport à une valeur préindustrielle V_{pi} , et que la variable \tilde{V} soit indépendante de l'anomalie de température de surface en moyenne globale \tilde{T} . Si ce n'est pas le cas, il ne faut considérer que la partie de \tilde{V} indépendante de \tilde{T} .

Sous couvert de ces trois hypothèses, l'anomalie de réponse radiative peut être obtenue par un développement limité au premier ordre, à l'image des équations 3.8 et 3.18 :

$$\tilde{R}(t) = \left(\frac{\partial R}{\partial T} \Big|_{(T,V)=(T_{pi},V_{pi})} \right) \tilde{T}(t) + \left(\frac{\partial R}{\partial V} \Big|_{(T,V)=(T_{pi},V_{pi})} \right) \tilde{V}(t) \quad (3.23)$$

Le terme $\frac{\partial R}{\partial T} \Big|_{(T,V)=(T_{pi},V_{pi})}$ est analogue au paramètre de rétroaction climatique correspondant au climat préindustriel λ_{pi} . En définissant $\kappa_{pi} = \frac{\partial R}{\partial V} \Big|_{(T,V)=(T_{pi},V_{pi})}$, l'anomalie de réponse radiative s'écrit :

$$\tilde{R}(t) = \lambda_{pi} \tilde{T}(t) + \kappa_{pi} \tilde{V}(t) \quad (3.24)$$

Peu importe la variable considérée pour le représenter, du moment que les trois conditions énoncées sont respectées, l'effet *pattern* se traduit par un terme supplémentaire \tilde{R}_P dans

le bilan d'énergie. Ce terme est indépendant de l'anomalie de température de surface en moyenne globale. Compte tenu de cette analyse généralisée, les propositions de raffinement de l'approximation linéaire du bilan d'énergie, présentées en introduction, sont discutées dans le Chapitre 5.

2.3.c Détermination de la sensibilité de la réponse radiative aux anomalies régionales de température de surface de la mer

Les coefficients η_i correspondent à la sensibilité de la réponse radiative aux variations locales des anomalies régionales de température de surface de la mer, sans que la température de surface en moyenne globale et les autres anomalies régionales de température de surface soient affectées. La détermination des η_i peut se faire à l'aide des coefficients des fonctions de Green, introduits dans le Chapitre 2 (Zhou et al. 2017 ; Dong et al. 2019 ; Zhang et al. 2023). Plus précisément, les fonctions de Green quantifient l'anomalie de réponse radiative induite par un incrément local de température de surface. Les coefficients correspondants sont donnés par :

$$\Gamma_i = \left. \frac{\partial R}{\partial T_i} \right|_{(\vec{T}=\vec{T}_{pi})} \quad (3.25)$$

Où $\vec{T} = (T_1, T_2, \dots)$ représente la distribution spatiale de la température de surface et \vec{T}_{pi} est la distribution spatiale de la température de surface dans le climat préindustriel. De par le grand nombre de points de grilles, un incrément de température de surface sur un seul point de grille affecte de manière négligeable la moyenne globale de la température de surface. Par conséquent, l'évolution de température de surface locale est assimilable à une évolution locale de l'anomalie régionale de température de surface. Les valeurs des η_i

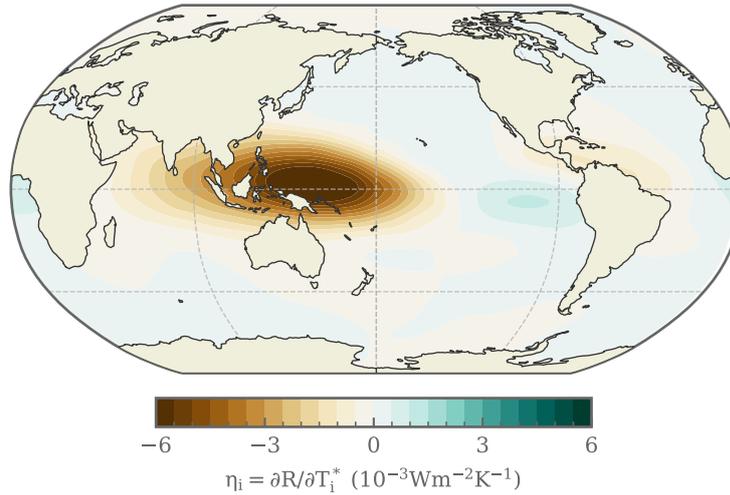


Figure 3.3 — Carte représentant les coefficients $\eta_i = \frac{\partial R}{\partial T_i^*}$ calculés pour le modèle CCSM4. Ces coefficients correspondent à l'anomalie de réponse radiative induite par une variation locale et unitaire des anomalies régionales de température de surface de la mer. Cette carte met en évidence l'importance du Pacifique tropical, et notamment des zones de convection profonde dans l'ouest, pour l'anomalie de réponse radiative. Figure adaptée de Dong et al. (2019).

peuvent donc être directement estimées par les coefficients de la décomposition en fonction de Green :

$$\eta_i = \left. \frac{\partial R}{\partial T_i^*} \right|_{(T, \vec{T}^*) = (T_{pi}, \vec{T}_{pi}^*)} \approx \left. \frac{\partial R}{\partial T_i} \right|_{(\vec{T} = \vec{T}_{pi})} = \Gamma_i \quad (3.26)$$

Dans le cas du modèle CCSM4, les valeurs de η_i sont présentées dans la Figure 3.3 (Dong et al. 2019). En accord avec d'autres modèles de climat, et avec les observations, cette carte met en évidence que les anomalies régionales de température de surface ont un impact très différent en fonction de leur localisation. Notamment, l'amplitude de η_i est particulièrement forte dans le Pacifique tropical par rapport au reste de l'océan. Dans les zones de convection profonde à l'ouest, les coefficients sont négatifs, ce qui signifie qu'une anomalie régionale de température de surface positive dans cette zone induit une anomalie de réponse radiative négative à l'échelle globale. Par conséquent, le réchauffement global est atténué. Au contraire, une anomalie régionale de température de surface positive dans les zones de subsidence, à l'est, induit une anomalie de réponse radiative positive à l'échelle globale. Les fonctions de Green développées pour d'autres modèles de climat présentent les mêmes régions d'intérêt avec les mêmes ordres de grandeur (Zhou et al. 2017; Zhang et al. 2023).

2.3.d Évolution temporelle du paramètre de rétroaction climatique

Pour CCSM4, la température de surface du climat préindustriel T_{pi} est estimée en réalisant la moyenne spatiale et temporelle de la température de surface de l'expérience *piControl*. La valeur obtenue est de $286.5K$. Les variations du paramètre de rétroaction climatique sont estimées grâce à l'équation 3.22 à partir des coefficients η_i , de la température de surface en moyenne globale du climat préindustriel T_{pi} , et des anomalies régionales de température de surface de la mer \tilde{T}_i^* . La Figure 3.4 présente ces résultats. Dans les deux cas, l'amplitude des variations de $\tilde{\lambda}_v$ est de l'ordre de $0.001 Wm^{-2}K^{-1}$, ce qui est plusieurs ordres de grandeur inférieurs à λ_{pi} . Ces petites valeurs montrent que le climat reste dans le domaine de validité de l'approximation multilinéaire. Même si les variations

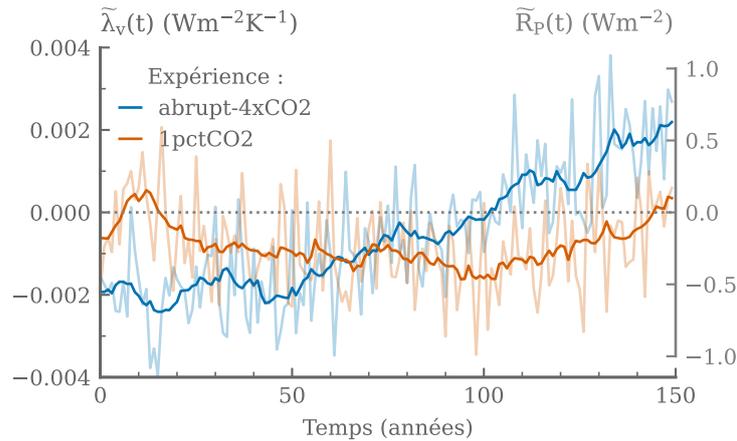


Figure 3.4 – Évolution temporelle des anomalies du paramètre de rétroaction climatique $\tilde{\lambda}_v(t)$ dans le cas des expériences *abrupt-4xCO2* (bleu) et *1pctCO2* (rouge) réalisées avec le modèle CCSM4. Les courbes claires montrent les valeurs annuelles et les courbes saturées, le signal après filtrage à 10 ans. L'axe à droite montre l'effet pattern, qui correspond à $\tilde{\lambda}_v(t)$ multiplié par T_{pi} .

de $\tilde{\lambda}_v$, sont faibles, l'effet *pattern* associé $\tilde{R}_P(t)$ atteint des valeurs de l'ordre de $\pm 0.5 W m^{-2}$.

Dans le cas de l'expérience *abrupt-4xCO2*, on observe un saut du paramètre de rétroaction climatique vers une valeur plus faible au moment de l'application de l'anomalie de forçage radiatif. Ce saut pourrait provenir de processus rapides ayant lieu dans l'année suivant le quadruplement de la concentration atmosphérique de CO_2 . L'anomalie négative signifie que l'effet *pattern* amplifie¹ l'anomalie de réponse radiative, réduisant ainsi l'intensité du réchauffement moyen de la surface. Tout au long de la simulation, $\tilde{\lambda}_v(t)$ croît. Au bout de 100 ans de simulations, $\tilde{\lambda}_v(t)$ devient positif et l'effet *pattern* contribue à amplifier le réchauffement de la surface.

Pour l'expérience *1pctCO2*, le paramètre de rétroaction climatique diminue progressivement durant les 100 premières années de la simulation. Cela signifie que l'effet *pattern* amplifie la réponse radiative. Après 100 ans, le sens d'évolution de $\tilde{\lambda}_v(t)$ change et le paramètre de rétraction climatique atteint sa valeur préindustrielle au bout de 150 ans de simulation ($\tilde{\lambda}_v(t) = 0$). À l'image de la simulation *abrupt-4xCO2*, il est probable que dans une simulation plus longue, les valeurs de $\tilde{\lambda}_v(t)$ deviennent positives. Cette hypothèse pourrait être vérifiée à l'avenir.

2.4 Fermeture du bilan d'énergie

À ce stade, l'ensemble des variables de l'équation 3.12 a été déterminé. On procède alors à la fermeture du bilan d'énergie en sommant tous les termes de l'équation 3.12. La Figure 3.5.a-b présente les différentes composantes du bilan d'énergie estimées par les simulations de modèle de climat présentées plus haut. L'anomalie de réponse radiative induite par la température de surface en moyenne globale, \tilde{R}_T , domine le signal total. L'effet *pattern* \tilde{R}_P a un effet plus faible, mais reste non négligeable. La somme de l'anomalie de forçage radiatif et des deux termes de l'anomalie de réponse radiative permet de fermer le bilan d'énergie de la Terre à une bonne approximation près (Figure 3.5.c-d).

Il existe cependant un léger décalage entre la reconstruction de N avec l'équation 3.12 et la sortie de modèle dans les deux expériences (Figure 3.6.a-b). Cet écart peut a priori venir d'erreurs sur la reconstruction de l'anomalie de réponse radiative, sur l'estimation de l'anomalie de forçage radiatif ou sur le déséquilibre énergétique diagnostiqué en sortie de modèle. L'évolution temporelle de l'écart suggère qu'il serait plutôt associé à l'anomalie de forçage radiatif. En effet, la Figure 3.6.a,b montre l'écart entre le déséquilibre énergétique de la Terre et sa reconstruction par l'équation 3.12. Elle met en évidence que l'erreur associée à la reconstruction est quasiment stationnaire dans le cas de l'expérience *abrupt-4xCO2* et qu'elle est croissante dans le temps dans le cas de *1pctCO2*, ce qui est caractéristique de l'anomalie de forçage radiatif des deux expériences. Comme expliqué précédemment, une erreur associée à l'anomalie de forçage radiatif peut notamment provenir d'une mauvaise estimation due à la température des continents (Hansen et al. 2005 ; Smith et al. 2020 ; Andrews et al. 2021). La source de ce décalage nécessiterait d'être explorée. Afin de prendre en compte cette erreur, notée $B(t)$, je fais l'hypothèse qu'elle affecte uniquement l'anomalie de forçage radiatif. Ainsi, je suppose qu'elle peut être paramétrée au premier ordre comme une fonction linéaire de l'anomalie de forçage radiatif telle que :

$$B(t) = \beta \tilde{F}(t) \quad (3.27)$$

La valeur β est déterminée dans l'expérience *abrupt-4xCO2* comme la moyenne temporelle de l'écart entre le déséquilibre énergétique de la Terre en sortie de modèle et sa

1. L'anomalie de réponse radiative de la Terre étant principalement négative, j'utilise les verbes « amplifier » lorsqu'elle devient plus négative et « atténuer » lorsqu'elle est moins négative.

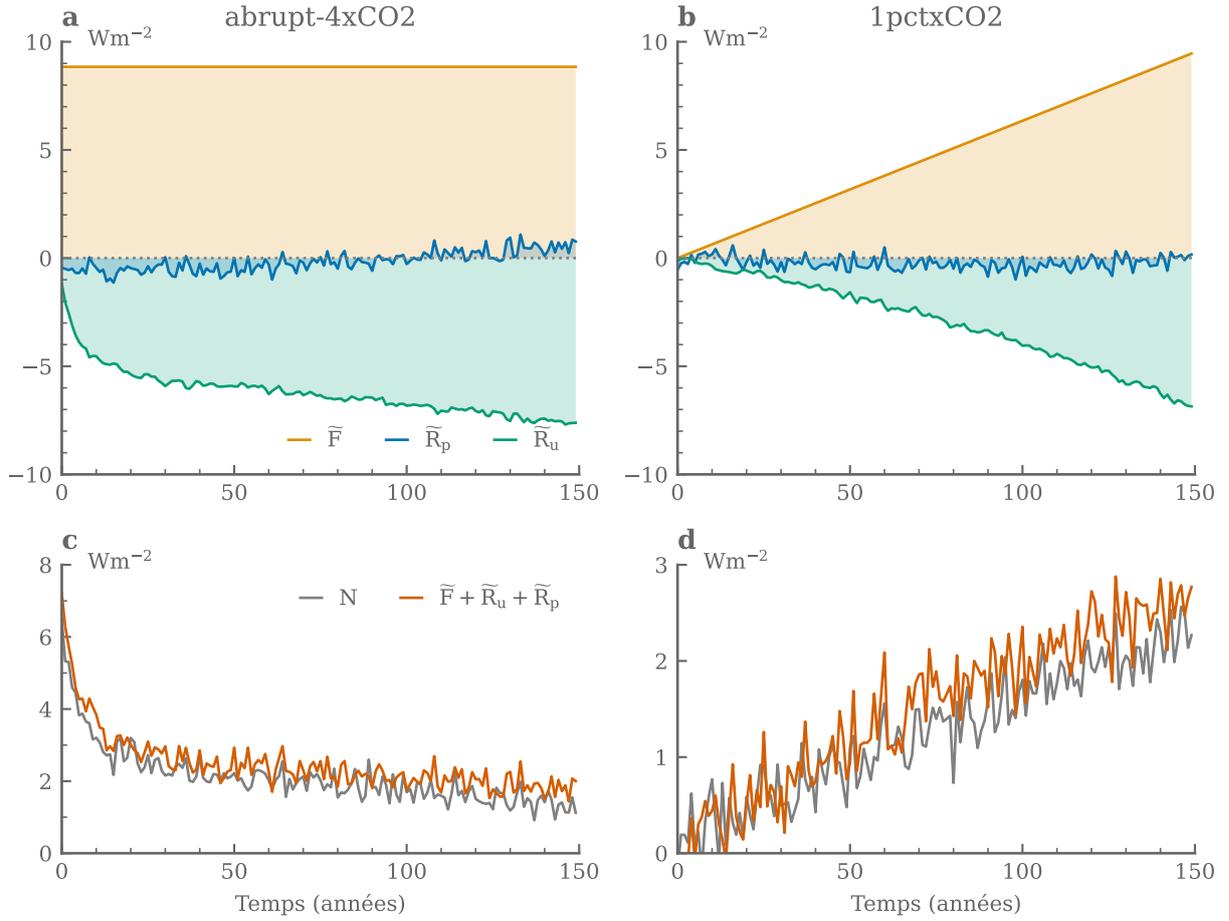


Figure 3.5 – **a-b)** Composantes du bilan d'énergie estimée individuellement dans le cas des expériences abrupt-4xCO₂ (**a**) et 1pctCO₂ (**b**) réalisées avec le modèle CCSM4. Les différentes composantes sont l'anomalie de forçage radiatif, \tilde{F} (en orange), l'anomalie de réponse radiative induite par l'augmentation de la température de surface en moyenne globale, \tilde{R}_T (en vert), et l'effet pattern, associé à l'évolution des anomalies régionales de température de surface de la mer, \tilde{R}_P (en bleu). **c-d)** Comparaison de la reconstruction du déséquilibre énergétique avec l'équation 3.12 (en rouge) et de la sortie du modèle (en gris) dans l'expérience abrupt-4xCO₂ (**c**) et 1pctCO₂ (**d**).

reconstruction, divisée par l'anomalie de forçage radiatif de l'expérience :

$$\beta = \frac{\langle N(t) - \tilde{F}(t) - \lambda_{pi}\tilde{T}(t) - \tilde{R}_P(t) \rangle}{\tilde{F}_{4 \times CO_2}} \quad (3.28)$$

La valeur obtenue est $\beta = 0.04$ ce qui correspond à une erreur de 4% sur l'anomalie de forçage radiatif. L'erreur ainsi déterminée est ensuite considérée dans la fermeture du bilan d'énergie en corrigeant l'anomalie de forçage radiatif :

$$N(t) = \tilde{F}(t)(1 - \beta) + \lambda_{pi}\tilde{T}(t) + T_{pi}\tilde{\lambda}_v(t) \quad (3.29)$$

La prise en compte de ces erreurs améliore substantiellement la comparaison entre le déséquilibre énergétique reconstruit par l'équation 3.12 et la sortie du modèle dans les

deux expériences (Figure 3.6.c-d).

Zhang et al. (2023) proposent une reconstruction de l'anomalie de réponse radiative identique à celle qui est présentée dans l'équation 3.20, et la testent avec des simulations d'un autre modèle de climat. Le cadre analytique présenté dans ce chapitre permet de justifier leur approche empirique. Même s'ils utilisent la même décomposition, en séparant la température de surface en moyenne globale et les anomalies régionales de température de surface de la mer, les résultats de ce chapitre montrent un meilleur accord entre le déséquilibre énergétique en sortie de modèle et sa reconstruction que les résultats présentés dans Zhang et al. (2023). Ceci pourrait être expliqué par la prise en compte de l'erreur sur le forçage qui vient d'être présentée, ou alors par la méthode de construction des coefficients de la décomposition en fonctions de Green qui n'est pas la même dans Zhang et al. (2023) que dans Dong et al. (2019), dont les résultats sont utilisés ici. Notamment, les expériences pour déterminer ces coefficients durent 40 ans dans notre cas, avec une amplitude de perturbation de $+1.5K$ à $+3.5K$, alors que Zhang et al. (2023) utilise des simulations de 10 ans avec des amplitudes de perturbations de $+1.5K$ seulement. Cette différence joue un rôle important dans la détermination des coefficients η_i (voir les figures 9.a et 12.a dans Zhang et al. (2023)). Une analyse approfondie de l'impact de la durée des simulations, de l'amplitude des perturbations ainsi que d'autres paramètres sur la détermination des η_i est proposée dans (Bloch-Johnson et al. 2023).

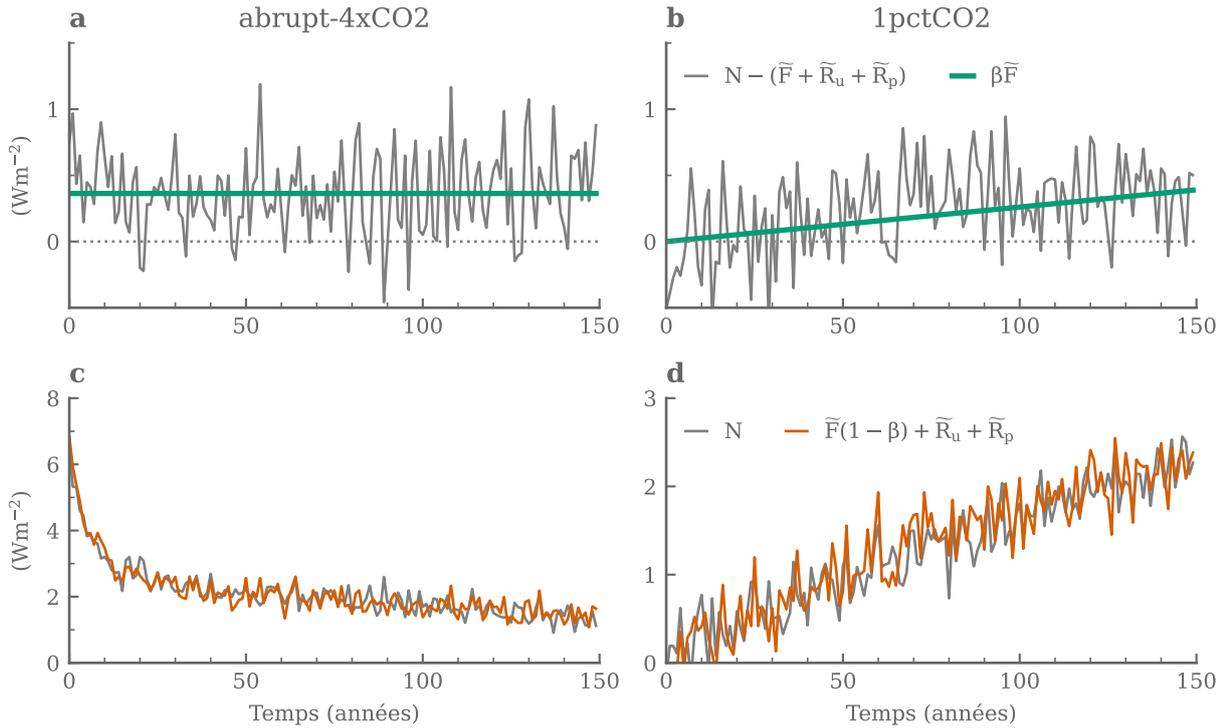


Figure 3.6 – **a-b)** Différence entre le déséquilibre énergétique de la Terre en sortie de modèle et sa reconstruction à partir de l'équation 3.12 (en gris) pour les expériences abrupt-4xCO2 (**a**) et 1pctCO2 (**b**). Les droites vertes sont les estimations paramétrées de cette erreur en fonction de l'anomalie de forçage radiatif telles que l'erreur soit $B(t) = \beta \bar{F}(t)$. **c-d)** Comparaison de la reconstruction du déséquilibre énergétique corrigée du biais identifié (Équation 3.29, en rouge) et de la sortie de modèle (en gris) pour les expériences abrupt-4xCO2 (**c**) et 1pctCO2 (**d**).

En résumé

Dans cette deuxième partie de chapitre, l'évolution temporelle du paramètre de rétroaction climatique a été quantifiée dans les simulations *abrupt-4xCO2* et *1pctCO2* réalisées avec le modèle CCSM4. En sommant les différents termes du bilan d'énergie, j'ai validé que l'approximation multilinéaire de l'anomalie de réponse radiative est pertinente pour représenter l'évolution du déséquilibre énergétique de la Terre en réponse à une anomalie de forçage radiatif dans ce modèle de climat.

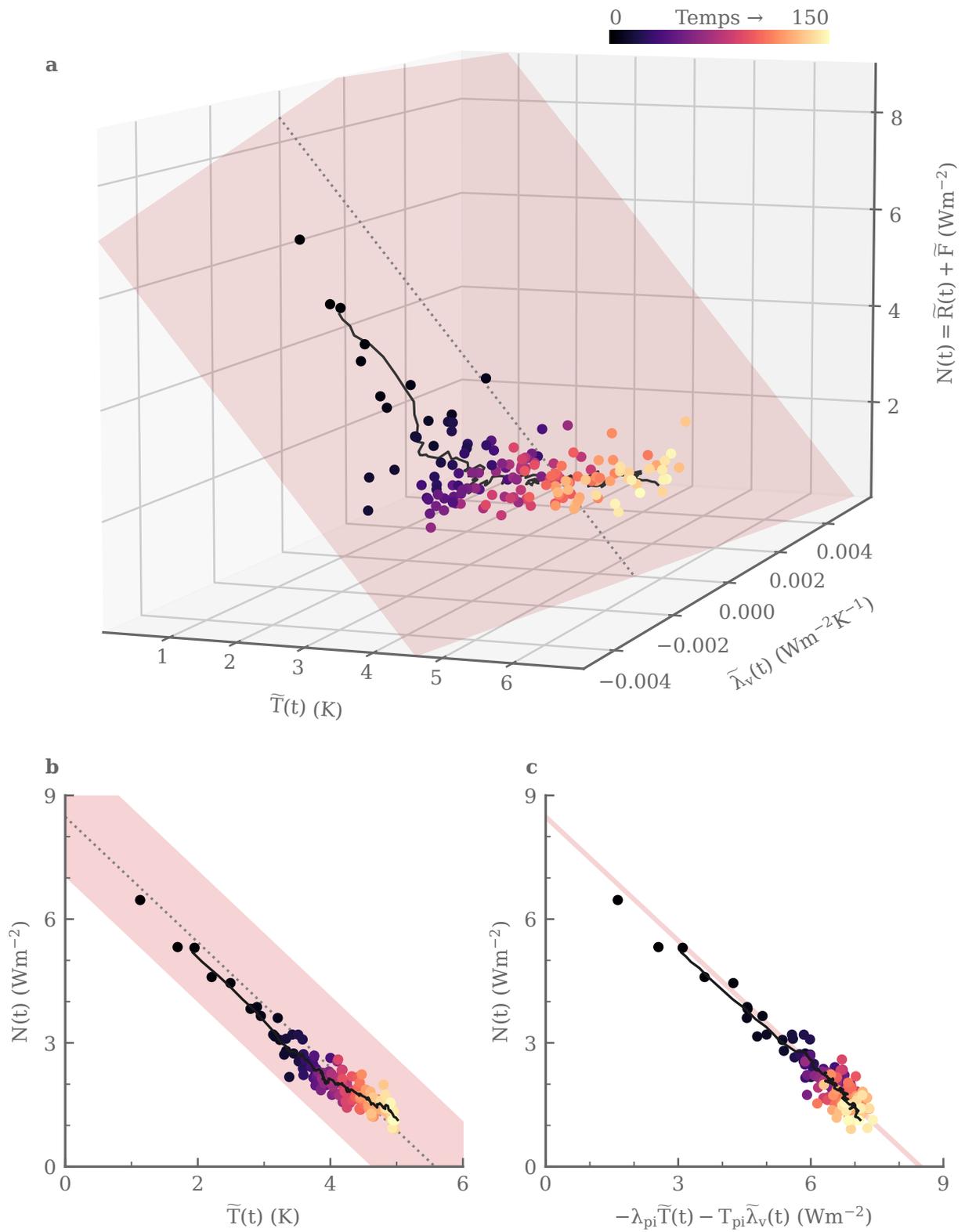
3 Quelques conséquences de l'approximation multilinéaire de l'anomalie de réponse radiative

Dans l'approximation multilinéaire du bilan d'énergie, le climat de la Terre à l'échelle globale peut être résumé par trois variables : le déséquilibre énergétique au sommet de l'atmosphère, la température de surface en moyenne globale, et le paramètre de rétroaction climatique. Par conséquent, on peut tracer l'évolution du climat global en réponse à une anomalie de forçage radiatif dans un espace en trois dimensions, où le déséquilibre énergétique de la Terre évolue en fonction de \tilde{T} et de $\tilde{\lambda}_v$. Cette approche s'apparente à une généralisation en trois dimensions de la représentation classique du déséquilibre énergétique en fonction de l'anomalie de température de surface en moyenne globale de Gregory et al. (2004). Cette représentation est reproduite dans la Figure 3.b. Pour valider ou infirmer l'approximation linéaire du bilan d'énergie, une approche consiste à tester si les points décrits par (N, \tilde{T}) sont alignés selon une droite. De manière similaire, valider ou infirmer l'approximation multilinéaire, présentée dans ce chapitre, peut se faire en testant si les points décrits par $(N, \tilde{T}, \tilde{\lambda}_v)$ sont alignés selon un plan dans l'espace en trois dimensions.

La Figure 3.a présente l'évolution du climat dans cet espace en trois dimensions pour l'expérience *abrupt-4xCO2* réalisée avec le modèle CCSM4. Le déséquilibre énergétique de la Terre, représenté par les points en couleur, décroît avec le temps en fonction des variables \tilde{T} et $\tilde{\lambda}_v$. N évolue entre \tilde{F} , qui correspond à $\tilde{T} = 0$ et $\tilde{\lambda}_v = 0$ et tend vers un nouvel état stationnaire où $N = 0$. Sur la figure, le plan en rose pâle est défini par l'équation suivante :

$$N(t) - \lambda_{pi}\tilde{T}(t) - T_{pi}\tilde{\lambda}_v(t) = \tilde{F}_{4 \times CO_2} \quad (3.30)$$

Figure 3.7 – Page de droite Variations annuelles du déséquilibre énergétique de la Terre N en fonction des variations de température de surface en moyenne globale $\tilde{T}(t)$ et des variations du paramètre de rétroaction climatique $\tilde{\lambda}_v(t)$ pour l'expérience *abrupt-4xCO2* réalisée avec le modèle CCSM4. Les points représentent l'évolution du climat dans un espace à trois dimensions $(\tilde{T}, \tilde{\lambda}_v, N)$ présenté dans différentes projections. Dans les trois panneaux, chaque point représente une année dont la couleur indique l'évolution temporelle. La ligne noire correspond à la moyenne glissante sur 10 ans des points. Le plan linéaire tangent de la réponse radiative au point (T_{pi}, λ_{pi}) est représenté en rose, et l'intersection de ce plan avec $\tilde{\lambda}_v = 0$ est indiquée en pointillée. **a)** Représentation en trois dimensions dans une projection arbitraire. **b)** Projection sur le plan $\tilde{\lambda}_v = 0$, correspondant à la représentation usuelle de Gregory et al. (2004). **c)** projection avec une rotation azimutale permettant d'être perpendiculaire au plan linéaire tangent.



Ce plan correspond au plan linéaire tangent associé à l'approximation multilinéaire de la réponse radiative, développé autour du point (T_{pi}, λ_{pi}) . La Figure 3.c présente les mêmes données que la Figure 3.a après une rotation de la projection pour se placer perpendiculaire à ce plan. Elle met en évidence que le déséquilibre énergétique de la Terre s'aligne sur le plan linéaire tangent tout au long de l'expérience. La Figure 3.c confirme donc visuellement que l'approximation multilinéaire du bilan d'énergie (Équation 3.10) permet de décrire fidèlement l'évolution du déséquilibre énergétique de la Terre dans ce modèle, et ce, pour des niveaux de réchauffement de la surface en moyenne globale jusqu'à $5K$.

Un autre aspect intéressant vu dans cette projection concerne l'anomalie de forçage radiatif. En effet, la méthode présentée par Gregory et al. (2004) pour déterminer l'anomalie de forçage radiatif à partir de l'approximation linéaire du bilan d'énergie peut être adaptée à l'approximation multilinéaire. On peut, en effet, réaliser une régression linéaire entre le déséquilibre énergétique $N(t)$ et l'approximation multilinéaire de l'anomalie de réponse radiative $\lambda_{pi}\tilde{T}(t) + T_{pi}\tilde{\lambda}_v(t)$ en prescrivant une pente unitaire dans la régression linéaire. L'anomalie de forçage radiatif est alors donnée par l'ordonnée à l'origine de la régression. Cela correspond à déterminer l'intersection du plan linéaire tangent avec l'axe $(\tilde{T} = 0, \tilde{\lambda}_v = 0)$ dans la Figure 3.8.b. Avec cette méthode, l'anomalie de forçage radiatif dans l'expérience *abrupt-4xCO2* est estimée à 8.48 Wm^{-2} . On rappelle que la méthode de Hansen et al. (2005), utilisée plus tôt, donne une valeur de 8.84 Wm^{-2} . Corrigée du biais identifié de 4%, cette méthode donne la même estimation de 8.48 Wm^{-2} . En considérant l'approximation multilinéaire, la méthode adaptée de Gregory et al. (2004) permet donc

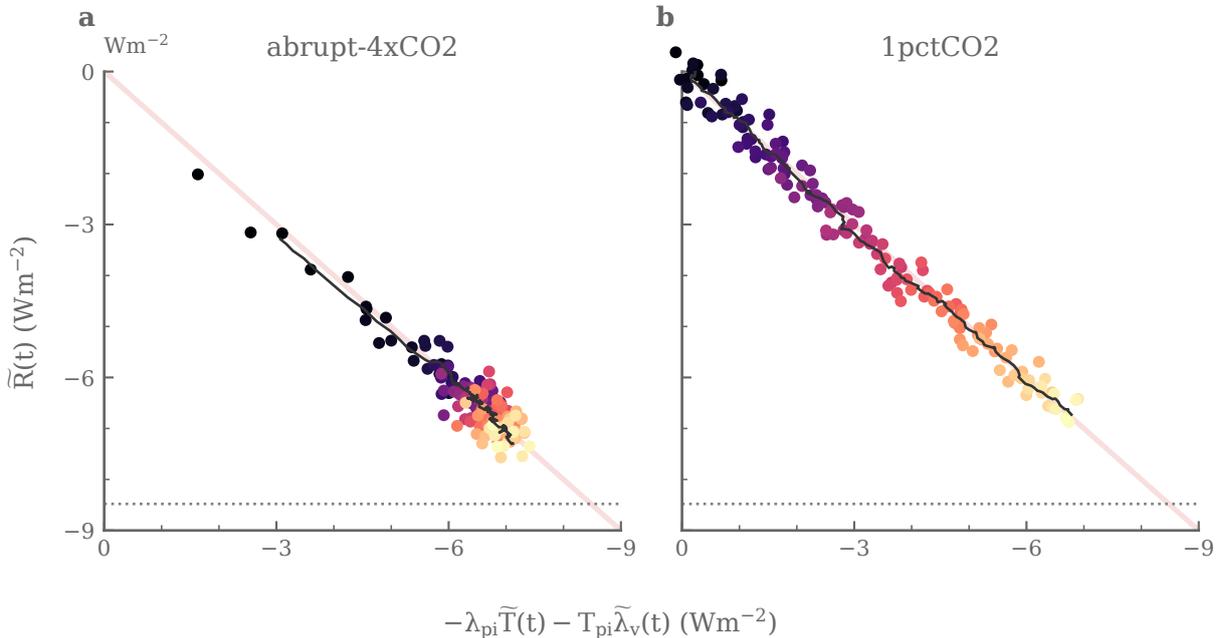


Figure 3.8 – Évolution des valeurs annuelles de l'anomalie de réponse radiative, projetées selon le plan linéaire tangent au point (T_{pi}, λ_{pi}) dans le cas des expériences *abrupt-4xCO2* (a) et *1pctCO2* (b) réalisées avec le modèle *CCSM4*. La couleur indique le temps. Le trait rose correspond à la projection du plan linéaire tangent. Le trait noir indique des moyennes glissantes sur 10 ans. Le trait en pointillés indique la valeur que l'anomalie de réponse radiative doit atteindre pour compenser l'anomalie de forçage radiatif, et que le climat atteigne un nouvel état stationnaire.

d'estimer l'anomalie de forçage radiatif d'une expérience *abrupt-4xCO2*.

La Figure 3.b montre la projection de la Figure 3.a le long du plan $\tilde{\lambda}_v = 0$. L'aplat rose pâle correspond à la projection du plan linéaire tangent décrit par l'équation 3.30 sur le plan $\tilde{\lambda}_v = 0$. Cette figure montre que, si on considère que la réponse radiative de la Terre dépend uniquement de l'anomalie de température de surface en moyenne globale \tilde{T} , alors, l'anomalie de réponse radiative est non linéaire par rapport à \tilde{T} . Notamment, l'anomalie de réponse radiative \tilde{R} devient moins sensible à un même incrément de \tilde{T} lorsque le climat se rapproche de l'état stationnaire, correspondant à $N = 0$ (Andrews et al. 2015). La Figure 3.a suggère que les non-linéarités apparentes de l'anomalie de réponse radiative peuvent être expliquées par la dépendance linéaire de la réponse radiative à une seconde variable, correspondant ici au paramètre de rétroaction climatique.

Ces résultats peuvent être généralisés à l'expérience *1pctCO2*, où l'anomalie de forçage radiatif n'est cette fois pas constante. La Figure 3.8 présente l'anomalie de réponse radiative de la Terre dans la projection perpendiculaire au plan linéaire tangent pour les expériences *abrupt-4xCO2* et *1pctCO2*. Dans les deux cas, les points représentant l'anomalie de réponse radiative sont alignés selon le plan linéaire tangent, ce qui met en évidence que l'approximation multilinéaire présentée dans l'équation 3.10 reste une représentation fidèle de l'anomalie de réponse radiative dans le cas où l'anomalie de forçage radiatif n'est pas constante.

4 Conclusions du chapitre

Dans ce chapitre, l'hypothèse selon laquelle les variations de la réponse radiative, indépendantes de l'anomalie de température de surface en moyenne globale, sont causées par une modulation du paramètre de rétroaction climatique λ_v a été revisitée. Contrairement à ce qui est généralement utilisé ($\tilde{R}(t) = \lambda_v(t)\tilde{T}(t)$), j'ai montré que les variations de λ_v ne sont pas multipliées par l'anomalie de température de surface en moyenne globale \tilde{T} , mais qu'elles ajoutent un terme supplémentaire au bilan d'énergie :

$$N(t) = \tilde{F}(t) + \lambda_{pi}\tilde{T}(t) + T_{pi}\tilde{\lambda}_v(t) \quad (3.31)$$

Cette équation est une approximation multilinéaire du bilan d'énergie de la Terre. Le terme additionnel $\tilde{R}_P(t) = T_{pi}\tilde{\lambda}_v(t)$ correspond à l'effet *pattern*. Il présente une dépendance linéaire aux variations du paramètre de rétroaction climatique. En ce sens, les non-linéarités apparentes de l'anomalie de réponse radiative par rapport à la température de surface en moyenne globale peuvent être expliquées par une dépendance linéaire à cette seconde variable. Le terme $\tilde{R}_P(t)$ peut être considéré comme indépendant de la température de surface en moyenne globale. Par conséquent, il agit à la manière d'une anomalie de forçage radiatif supplémentaire sur la température de surface.

Dans une seconde partie de chapitre, la pertinence de cette approximation multilinéaire du bilan d'énergie a été validée pour représenter l'évolution du déséquilibre énergétique dans un modèle de climat. Dans ce but, les variations temporelles du paramètre de rétroaction climatique ont été estimées en déterminant une relation entre $\tilde{\lambda}_v(t)$ et les anomalies régionales de température de surface $\tilde{T}_i^*(t)$:

$$\tilde{\lambda}_v(t) = \frac{1}{T_{pi}} \sum_{i=1}^n \eta_i \tilde{T}_i^*(t) \quad (3.32)$$

D'autres variables physiques que le paramètre de rétroaction climatique et les anoma-

lies régionales de température de surface pourraient être utilisées pour représenter l'effet *pattern*. Dans tous les cas, l'anomalie de réponse radiative s'écrirait comme une somme de termes dont l'effet *pattern*. Le bilan d'énergie de la planète s'écrit alors :

$$N(t) = \tilde{F}(t) + \lambda_{pi}\tilde{T}(t) + \tilde{R}_P(t) \quad (3.33)$$

Dans ce chapitre, l'équation 3.33 a été validée pour la simulation *1pctCO2* réalisée avec le modèle CCSM4. Dans le chapitre suivant, je propose d'utiliser cette équation pour décrire et quantifier le rôle de l'effet *pattern* dans l'évolution de la température de surface en moyenne globale pour d'autres simulations *1pctCO2*, réalisées des modèles de climat de la génération CMIP6.

CHAPITRE 4

Influence de l'effet *pattern* sur l'évolution de la température de surface en moyenne globale

Contenu du chapitre

1	Révision du modèle à deux couches pour inclure l'effet <i>pattern</i>	72
2	Procédure de quantification de l'effet <i>pattern</i> dans les modèles de climat	75
2.1	Procédure générale	75
2.2	Données et modèles utilisés	75
3	Contribution de l'effet <i>pattern</i> à l'anomalie de réponse radiative de la Terre	77
3.1	Comportement général des modèles	77
3.2	Comprendre les différences entre les modèles	81
4	Influence de l'effet <i>pattern</i> sur le réchauffement global	82
4.1	Détermination des paramètres de l'intégration	82
4.2	Évolution temporelle de la contribution de l'effet <i>pattern</i> au réchauffement global	83
4.3	Cas particulier de la réponse transitoire du climat (TCR)	85
4.4	Conséquences sur la propagation de la variabilité interne de l'effet <i>pattern</i>	86
5	Conclusions du chapitre	88

À travers l'effet *pattern*, les anomalies régionales de température de surface modifient l'anomalie de réponse radiative de la Terre, affectant ainsi le déséquilibre énergétique à l'échelle globale. La quantité d'énergie stockée dans le système, et donc le réchauffement de la surface, sont alors modifiés. Dans la littérature, l'impact de l'effet *pattern* sur l'évolution de la température de surface en moyenne globale a principalement été étudié pour le réchauffement à long terme, soit dans les études sur la sensibilité climatique à l'équilibre (Zhou et al. 2017 ; Ceppi et Gregory 2017 ; Andrews et al. 2018 ; Dong et al. 2020 ; Sherwood et al. 2020 ; Lewis et Mauritsen 2021 ; Fueglistaler et Silvers 2021 ; Rugenstein et Armour 2021 ; Andrews et al. 2022 ; Chenal et al. 2022 ; Modak et Mauritsen 2022 ; Dong et al. 2022), soit dans les études de réchauffement lié à l'arrêt brutal des émissions anthropiques de gaz à effet de serre (réchauffement pas encore réalisé du fait de l'inertie de l'océan, ou *committed warming* en anglais, Zhou et al. (2021)). Néanmoins, les anomalies régionales de température de surface évoluent de manière continue dans le temps, ce qui indique que l'évolution transitoire de la température de surface en moyenne globale devrait aussi être affectée par l'effet *pattern*.

L'approximation multilinéaire du bilan d'énergie, présentée dans le Chapitre 3, procure un cadre analytique permettant de déterminer le rôle de l'effet *pattern* sur l'évolution transitoire du climat global, notamment grâce à l'isolation de l'effet *pattern*. Dans le changement climatique actuel, l'anomalie de forçage radiatif dominante aux échelles de temps décennales est celle associée à l'augmentation de la concentration atmosphérique de CO₂, et des gaz à effet de serre en général. Pour une première étude, je m'intéresse donc au cas idéalisé où l'anomalie de forçage radiatif n'est due qu'au CO₂, et je quantifie le rôle de l'effet *pattern* dans des simulations *1pctCO2*. Je détermine aussi l'impact de l'effet *pattern* sur la réponse transitoire du climat (TCR). À l'avenir, l'analyse proposée ici pourra être étendue à des simulations avec des anomalies de forçage radiatif plus réalistes, comme les expériences *historical*, *amip*, ou les différentes simulations de ScenarioMIP.

Dans une première partie, j'approfondis les développements du chapitre précédent en intégrant temporellement l'approximation multilinéaire du bilan d'énergie (Équation 3.12). Cette extension permet d'obtenir un cadre analytique pour déterminer l'impact de l'effet *pattern* sur le réchauffement global de la surface. Ensuite, j'utilise un ensemble de simulations *1pctCO2* réalisées avec un modèle de la génération CMIP5 et neuf modèles de CMIP6 pour quantifier l'effet *pattern* ainsi que son impact sur l'évolution temporelle de la température de surface en moyenne globale. Finalement, je quantifie la part de la réponse transitoire du climat causée par l'effet *pattern*.

1 Révision du modèle à deux couches pour inclure l'effet *pattern*

Le modèle à deux couches, présenté dans le chapitre d'introduction (Équation 1.19), permet de décrire l'évolution temporelle de la température de surface en moyenne globale en réponse à une anomalie de forçage radiatif. Dans ce chapitre, une version révisée du modèle à deux couches est proposée pour tenir compte de l'effet *pattern*. Ce nouveau modèle inclut l'approximation multilinéaire de l'anomalie de réponse radiative, présentée dans le Chapitre 3.

Dans le chapitre précédent, il a été montré que, en réponse à l'application d'une anomalie de forçage radiatif \tilde{F} , l'anomalie de réponse radiative de la Terre s'écrit comme la somme de deux termes. Le premier terme, \tilde{R}_T , est associé aux fluctuations de la tempé-

rature de surface en moyenne globale. Le second terme, \tilde{R}_P , représente l'effet *pattern*.

$$\tilde{R}(t) = \tilde{R}_T(t) + \tilde{R}_P(t) \quad (4.1)$$

Comme vu précédemment, le terme \tilde{R}_T est proportionnel à l'anomalie de température de surface en moyenne globale \tilde{T} tel que $\tilde{R}_T(t) = \lambda_{pi}\tilde{T}(t)$ où λ_{pi} est le paramètre de rétroaction climatique correspondant au climat préindustriel. Le bilan d'énergie de la Terre au sommet de l'atmosphère s'écrit alors :

$$N(t) = \tilde{F}(t) + \lambda_{pi}\tilde{T}(t) + \tilde{R}_P(t) \quad (4.2)$$

Où N est le déséquilibre énergétique de la planète. En combinant l'équation 4.2 au modèle de stockage d'énergie présenté dans le chapitre d'introduction (Équation 1.18), on obtient le modèle à deux couches révisé pour inclure l'effet *pattern*. Il est schématisé dans la Figure 4.1 :

$$\begin{cases} C \frac{d\tilde{T}}{dt}(t) &= \tilde{F}(t) + \lambda_{pi}\tilde{T}(t) + \tilde{R}_P(t) - \gamma(\tilde{T}(t) - \tilde{T}_o(t)) \\ C_o \frac{d\tilde{T}_o}{dt}(t) &= \gamma(\tilde{T}(t) - \tilde{T}_o(t)) \end{cases} \quad (4.3)$$

On rappelle que le modèle à deux couches ne décrit pas fidèlement l'évolution de la température de l'océan profond, notamment car le soulèvement des eaux profondes n'est pas considéré. Ce modèle permet uniquement de prendre en compte l'effet de l'inertie de l'océan sur l'évolution temporelle de la température de surface.

Comme vu dans le chapitre précédent, \tilde{R}_P peut être considérée comme une variable indépendante de \tilde{T} . On fait, de plus, l'hypothèse que \tilde{R}_P est indépendante de l'évolution temporelle de la température de l'océan profond \tilde{T}_o . Du point de vue de la température de surface en moyenne globale, \tilde{R}_P agit donc à la manière d'une anomalie de forçage radiatif

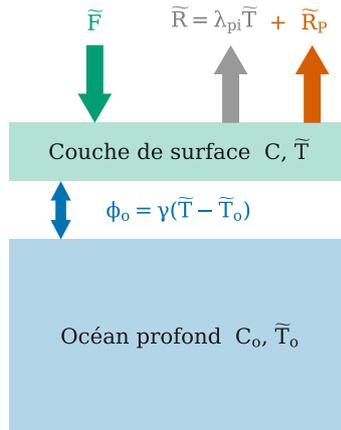


Figure 4.1 – Représentation schématique du modèle à deux couches révisé pour inclure l'effet *pattern*. Ce modèle permet de décrire l'évolution temporelle de la température de surface en moyenne globale. Les développements du chapitre précédent montrent que l'effet *pattern* ajoute un flux radiatif au sommet de l'atmosphère (représenté par la flèche orange) qui s'apparente à une anomalie de forçage radiatif du point de vue de la température de surface en moyenne globale.

qui s'ajoute à l'anomalie de forçage radiatif initiale \tilde{F} . Cela signifie que l'effet *pattern* ne modifie pas fondamentalement la structure de la réponse du climat à une anomalie de forçage radiatif. La version révisée du modèle à deux couches est en fait équivalente à l'originale, mais un terme d'anomalie de forçage radiatif supplémentaire s'ajoute à l'entrée du modèle :

$$\begin{cases} C \frac{d\tilde{T}}{dt}(t) - \lambda_{pi}\tilde{T}(t) + \gamma (\tilde{T}(t) - \tilde{T}_o(t)) &= \tilde{F}(t) + \tilde{R}_P(t) \\ C_o \frac{d\tilde{T}_o}{dt}(t) - \gamma (\tilde{T}(t) - \tilde{T}_o(t)) &= 0 \end{cases} \quad (4.4)$$

L'évolution temporelle de la température de surface en moyenne globale peut s'écrire comme la somme d'une température \tilde{T}_F , en réponse à l'anomalie de forçage radiatif initiale \tilde{F} , et d'une température \tilde{T}_P , en réponse à l'effet *pattern* $\tilde{R}_P(t)$. De même, la température de l'océan profond en moyenne globale est décomposable en \tilde{T}_{Fo} et \tilde{T}_{Po} . On obtient alors le système d'équations suivant :

$$\begin{cases} \tilde{T}(t) = \tilde{T}_F(t) + \tilde{T}_P(t) \\ \tilde{T}_o(t) = \tilde{T}_{Fo}(t) + \tilde{T}_{Po}(t) \\ C \frac{d\tilde{T}_F}{dt}(t) - \lambda_{pi}\tilde{T}_F(t) + \gamma (\tilde{T}_F(t) - \tilde{T}_{Fo}(t)) = \tilde{F}(t) \\ C_o \frac{d\tilde{T}_{Fo}}{dt}(t) - \gamma (\tilde{T}_F(t) - \tilde{T}_{Fo}(t)) = 0 \\ C \frac{d\tilde{T}_P}{dt}(t) - \lambda_{pi}\tilde{T}_P(t) + \gamma (\tilde{T}_P(t) - \tilde{T}_{Po}(t)) = \tilde{R}_P(t) \\ C_o \frac{d\tilde{T}_{Po}}{dt}(t) - \gamma (\tilde{T}_P(t) - \tilde{T}_{Po}(t)) = 0 \end{cases} \quad (4.5)$$

Les solutions du système 4.5 pour la température de surface en moyenne globale s'écrivent alors :

$$\begin{cases} \tilde{T}_F(t) = \frac{1}{C(\psi_l + \psi_r)} \left(\psi_r \int_0^t \tilde{F}(s) e^{-\frac{t-s}{\tau_r}} ds + \psi_l \int_0^t \tilde{F}(s) e^{-\frac{t-s}{\tau_l}} ds \right) \\ \tilde{T}_P(t) = \frac{1}{C(\psi_l + \psi_r)} \left(\psi_r \int_0^t \tilde{R}_P(s) e^{-\frac{t-s}{\tau_r}} ds + \psi_l \int_0^t \tilde{R}_P(s) e^{-\frac{t-s}{\tau_l}} ds \right) \end{cases} \quad (4.6)$$

Où ψ_r et ψ_l sont des paramètres de modes, et τ_r et τ_s sont des temps caractéristiques. Les solutions sont notamment détaillées dans Geoffroy et al. (2013a) et Rohrschneider et al. (2019).

Comme évoqué plus haut, la structure de \tilde{T}_F est identique à celle de \tilde{T}_P . Ces solutions ont deux temps caractéristiques de réponse, qui dépendent des paramètres d'océan du modèle à deux couches (C , C_o et γ) et du paramètre de rétroaction climatique λ_{pi} . Le premier temps caractéristique τ_r est rapide, de l'ordre de 1 à 3 ans dans les modèles de climat (Smith et al. 2021). La partie de la solution associée à τ_r décrit la réponse du climat à des échelles de temps interannuelles. Le second temps caractéristique τ_l est plus lent, typiquement de l'ordre de 100 à 300 ans (Smith et al. 2021). La seconde partie de la solution, associée à τ_l , décrit la réponse du climat à des échelles de temps décennales à séculaires.

En résumé

L'effet *pattern* module l'évolution de la température de surface en moyenne globale à la manière d'une anomalie de forçage radiatif. Par conséquent, le réchauffement global provoqué par l'effet *pattern* s'ajoute au réchauffement induit directement par l'anomalie de forçage radiatif, avec des temps caractéristiques de réponse similaires.

Dans la section suivante, j'évalue quantitativement l'effet *pattern* dans un ensemble de simulations de modèle de climat. Ainsi, l'ordre de grandeur de l'anomalie de température de surface en moyenne globale induite par l'effet *pattern* est estimé.

2 Procédure de quantification de l'effet *pattern* dans les modèles de climat

2.1 Procédure générale

Dans les simulations *1pctCO2*, l'effet *pattern* est d'abord estimé en quantifiant le terme \tilde{R}_P . Ce terme n'a a priori pas de forme simple, ce qui ne permet pas d'obtenir de solution analytique pour la variation de température de surface en moyenne globale induite par l'effet *pattern* \tilde{T} . Les deux composantes de \tilde{T} (\tilde{T}_F et \tilde{T}_P) sont alors estimées par intégration numérique du bilan d'énergie, représenté par le système d'équations 4.5.

2.2 Données et modèles utilisés

Comme expliqué dans le Chapitre 3, la détermination des différents termes du bilan d'énergie (Équation 4.2) requiert un ensemble de simulations qui ne sont disponibles que pour un seul modèle de climat (CCSM4). La disponibilité des fonctions de Green, qui n'existent que pour un nombre très limité de modèles, est la condition la plus restrictive. Afin d'explorer le rôle de l'effet *pattern* sur la température de surface en moyenne globale dans d'autres modèles, je fais l'hypothèse que la relation $\tilde{R}(t) = \lambda_{pi}\tilde{T}(t) + \tilde{R}_P(t)$ est

Modèle	Valeur utilisée	<i>sstPi</i>	<i>piSST</i>	<i>amip</i>	<i>amip</i>
		<i>sstPi4K</i>	<i>piSST-pxK</i>	<i>amip-p4K</i>	<i>amip-m4K</i>
CESM2	-1.23		-1.15	-1.27	-1.27
CNRM-CM6-1	-1.04		-1.01	-0.96	-1.15
HadGEM3-GC31-LL	-0.93		-0.92	-0.93	-0.94
IPSL-CM6A-LR	-0.94		-0.92	-0.84	-1.05
CanESM5	-0.82			-0.84	-0.81
GFDL-CM4	-1.22			-1.21	-1.24
MRI-ESM2-0	-1.27			-1.25	-1.29
MIROC6	-1.32			-1.32	
NorESM2-LM	-1.16			-1.16	
CCSM4	-1.52	-1.52			

Tableau 4.1 – Estimations de λ_{pi} en fonction du couple de simulations utilisé pour déterminer sa valeur. Les données indiquées sont en $Wm^{-2}K^{-1}$.

valable dans les simulations *1pctCO2* pour tous les modèles de la génération CMIP6. Cette hypothèse a été validée dans le cas de CCSM4 dans le Chapitre 3. Elle mériterait néanmoins d'être vérifiée pour les autres modèles utilisés, ce qui sera en partie rendu possible grâce au projet de comparaison des fonctions de Green (GFMIP, Bloch-Johnson et al. 2023). En plus de CCSM4, neuf modèles de climat de la génération CMIP6 (listés dans les Tableaux 4.1 et 4.2), peuvent être exploités. Ainsi, dans ce chapitre, l'effet *pattern* est déterminé par :

$$\tilde{R}_P(t) = N(t) - \tilde{F}(t) - \lambda_{pi}\tilde{T}(t) \quad (4.7)$$

L'anomalie de forçage radiatif $\tilde{F}(t)$ est déterminée en suivant la méthode décrite dans le Chapitre 3. Elle est estimée par une droite linéaire dans le temps qui atteint l'anomalie de forçage radiatif associée à un quadruplement de la concentration atmosphérique de CO₂ ($\tilde{F}_{4\times CO_2}$) au bout de 140 ans. L'estimation de $\tilde{F}_{4\times CO_2}$ donne $8.34 \pm 0.68 W m^{-2}$ (les résultats détaillés par modèle sont présentés dans le Tableau 4.2). Cette estimation est cohérente avec les valeurs obtenues pour l'ensemble des modèles de CMIP6 avec la même méthode ($7.96 \pm 0.47 W m^{-2}$ Qin et al. 2022).

Le paramètre de rétroaction climatique λ_{pi} est aussi estimé en suivant la méthode du Chapitre 3¹. Néanmoins, les expériences *sstPi* et *sstPi4K*, utilisées dans le cas de CCSM4, n'ont pas été réalisées avec les modèles de CMIP6. Trois autres couples de simulations atmosphériques forcées similaires peuvent être utilisés : *piSST-p4K* et *piSST* (pour 4 modèles sur 9), *amip* et *amip-p4K* (pour les neuf modèles), et *amip* et *amip-m4K* (pour 7 modèles sur 9). Ces simulations, et notamment les températures de surface prescrites, sont résumées dans le Chapitre 2 (Tableau 2.3). Le paramètre de rétroaction climatique λ_{pi} est estimé pour chaque couple disponible par modèle. La valeur utilisée pour un modèle correspond à la moyenne des valeurs estimées pour chaque couple de simulations disponible.

1. Comme dans le Chapitre 3, on estime d'abord la valeur de $\lambda_{pi,TSM}$. Cette valeur est ensuite multipliée par une constante α , spécifique aux modèles qui relie l'anomalie de température de surface de l'air en moyenne globale \tilde{T} à l'anomalie de température de surface de la mer en moyenne globale \tilde{TSM} . La Figure A.2 en annexe montre que la relation $\tilde{TSM} = \alpha\tilde{T}$ est valable pour les simulations *1pctCO2* pour tous les modèles utilisés.

Modèle	$\tilde{F}_{4\times CO_2}$ (W m ⁻²)	λ_{pi} (W m ⁻² K ⁻¹)
CESM2	9.77	-1.23 ± 0.10
CNRM-CM6-1	7.97	-1.04 ± 0.14
CanESM5	7.98	-0.82 ± 0.03
GFDL-CM4	8.54	-1.22 ± 0.04
HadGEM3-GC31-LL	8.06	-0.93 ± 0.01
IPSL-CM6A-LR	8.73	-0.94 ± 0.16
MIROC6	7.20	-1.32
MRI-ESM2-0	7.65	-1.27 ± 0.04
NorESM2-LM	8.59	-1.16
CCSM4	8.84	-1.52

Tableau 4.2 – Valeurs estimées de $\tilde{F}_{4\times CO_2}$ et λ_{pi} pour les modèles utilisés dans ce chapitre.

Les résultats sont présentés dans le Tableau 4.1. La détermination de λ_{pi} n'est généralement pas très sensible au couple de simulations utilisé pour déterminer sa valeur. En effet, l'écart type entre les différentes estimations pour un modèle est inférieur à 5% de la moyenne, à l'exception de IPSL-CM6A-LR et CNRM-CM6-1 (environ 10%). Les écarts pourraient être expliqués par un comportement légèrement asymétrique de l'anomalie de réponse radiative entre des anomalies de température de surface positives et négatives, ou alors par le fait que les températures prescrites dans les simulations de références n'ont pas les mêmes anomalies régionales (celles de *piSST* sont simulées et celles de *amip* sont observées).

Les valeurs du paramètre de rétroaction climatique λ_{pi} obtenues pour l'ensemble des modèles est de $1.14 \pm 0.21 W m^2 K^{-1}$. Comme avec CCSM4, les estimations sont plus négatives que les valeurs du paramètre de rétroaction climatique λ calculées à partir de l'approximation linéaire du bilan d'énergie. En effet, avec la méthode de Gregory et al. (2004), l'estimation de λ est de $-0.93 \pm 0.29 W m^{-2} K^{-1}$. Cela signifie que la réponse radiative de ces modèles est plus sensible aux variations de la température de surface en moyenne globale que ce que l'approximation linéaire laisse penser.

3 Contribution de l'effet *pattern* à l'anomalie de réponse radiative de la Terre

3.1 Comportement général des modèles

La Figure 4.3 montre la moyenne et l'écart type intermodèles de l'effet *pattern* durant la simulation *1pctCO2*. L'évolution temporelle de \tilde{R}_T et de \tilde{R}_P est, de plus, présentée pour chaque modèle dans la Figure 4.2. Même si la variable \tilde{R}_T domine largement le signal, l'effet *pattern* est non négligeable, atteignant jusqu'à 20% de l'amplitude totale. Cela conforte l'importance de l'effet *pattern* dans l'anomalie de réponse radiative. Dans tous les modèles, l'effet *pattern* amplifie l'anomalie de réponse radiative² avec un \tilde{R}_P négatif sur la majorité de la série temporelle. L'effet *pattern* évolue en deux phases en réponse à l'augmentation de la concentration atmosphérique de CO₂ : une première phase de décroissance pendant 70 à 90 ans, suivie d'une phase de croissance sur les dernières décennies de la simulation. Les résultats pour CCSM4 sont, a priori, cohérents avec ceux des autres modèles, ce qui suggère que l'approximation réalisée pour déterminer \tilde{R}_P dans les autres modèles soit valide.

Dans les 80-100 premières années de la simulation, \tilde{R}_P est négative pour tous les modèles étudiés. Cela signifie que les anomalies régionales de température de surface amplifient l'anomalie de réponse radiative durant cette période. La Figure 4.4.a montre l'évolution des anomalies régionales de température de surface par rapport au climat préindustriel. Comparées à celles du reste du globe, les anomalies régionales de température de surface dans les tropiques évoluent peu. L'augmentation de température dans cette zone reste équivalente au réchauffement de la surface en moyenne globale. On note cependant un réchauffement légèrement supérieur à la moyenne globale dans le Pacifique tropical, plus intense à l'est qu'à l'ouest. Afin d'estimer l'impact de chaque zone sur l'anomalie de réponse radiative, les anomalies régionales de température de surface, moyennées entre les modèles, sont multipliées par les coefficients de la décomposition en fonction de Green η_i du modèle CCSM4 (Voir les Chapitres 2 et 3, Dong et al. 2019). Même si ces fonctions de Green ne correspondent pas exactement aux modèles utilisés, elles permettent de donner

2. L'anomalie de réponse radiative de la Terre étant principalement négative, j'utilise les verbes « amplifier » lorsqu'elle devient plus négative et « atténuer » lorsqu'elle est moins négative.

une idée des zones qui influencent principalement l'effet *pattern*. La Figure 4.2 montre en gris la reconstruction de \tilde{R}_P à partir des fonctions de Green de CCSM4, et de la moyenne intermodèles des anomalies régionales de température de surface. La figure montre que la reconstruction est cohérente avec la moyenne intermodèles de \tilde{R}_P sur les 100 premières années et suggère donc la pertinence de cette étude pour le premier siècle.

Le Pacifique tropical domine largement le signal dans le cas des années 80-100 (Figure 4.4.b), avec un impact majeur de l'ouest du Pacifique, qui inclut notamment les zones de convection profonde. En accord avec la littérature présentée en introduction, un réchauffement légèrement supérieur à la moyenne de cette zone réchauffe la troposphère libre et est associé à une augmentation de la couverture en nuage bas dans les zones de subsidence de l'est du Pacifique (Andrews et Webb 2018). Des rétroactions radiatives sont alors favorisées, ce qui correspond à un effet *pattern* négatif. L'est du Pacifique se réchauffe aussi plus que la moyenne globale. Ce réchauffement est associé à une réduction de la quantité de nuages bas, favorisant des rétroactions positives. Cependant, cet effet n'est pas suffisant pour contrebalancer l'influence de l'ouest du Pacifique. Globalement, les anomalies régionales de température de surface induisent un effet *pattern* net négatif, ce qui explique les valeurs négatives de \tilde{R}_P jusqu'à 100 ans dans la Figure 4.2.

Dans les dernières décennies, soit après 100 ans de simulation, l'effet *pattern* est atténué et atteint des valeurs positives dans certains modèles. L'intensité de l'effet *pattern* dépend des modèles, mais est en moyenne moins négative sur les dernières décennies des simulations que durant les années 80-100. Ce changement peut s'expliquer par l'évolution temporelle des anomalies régionales de température de surface dans le Pacifique tropical (Figure 4.4.c). Les dernières décennies des simulations sont caractérisées par des anomalies régionales de température de surface moins importantes dans l'ouest du Pacifique tropical par rapport aux années 80-100, et les anomalies régionales dans l'est du Pacifique sont amplifiées. Ces évolutions sont associées à une réduction importante de l'impact négatif

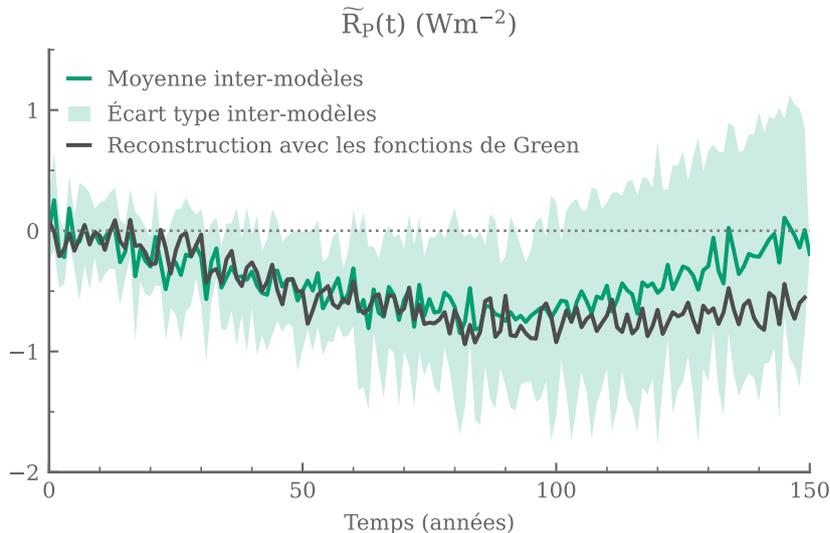


Figure 4.2 – Évolution temporelle de la moyenne (trait vert) et de l'écart type intermodèles (zone ombragée verte) de l'effet *pattern* \tilde{R}_P dans l'expérience 1pctCO2 réalisée avec les différents modèles utilisés dans ce chapitre. La ligne grise indique la reconstruction de \tilde{R}_P obtenue en convoluant les coefficients de la décomposition en fonctions de Green de CCSM4 et la moyenne multimodèles des anomalies régionales de température de surface.

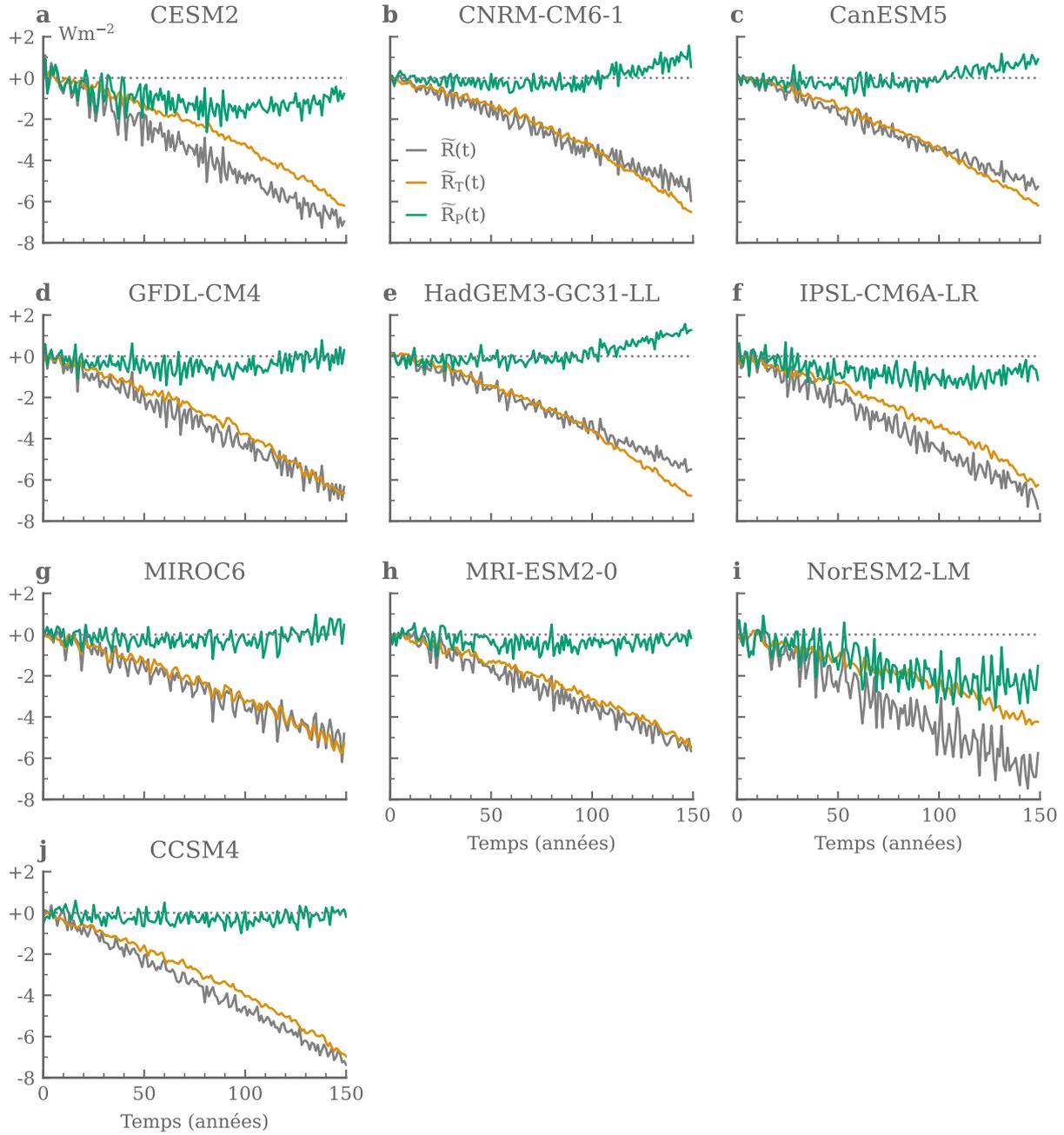


Figure 4.3 — Évolution temporelle de l'anomalie de réponse radiative induite par l'évolution de la température de surface en moyenne globale (\tilde{R}_T , en orange) et de l'effet *pattern* (\tilde{R}_P , en vert) durant l'expérience 1pctCO₂ réalisée avec les différents modèles utilisés dans ce chapitre. La somme des deux termes est présentée en gris.

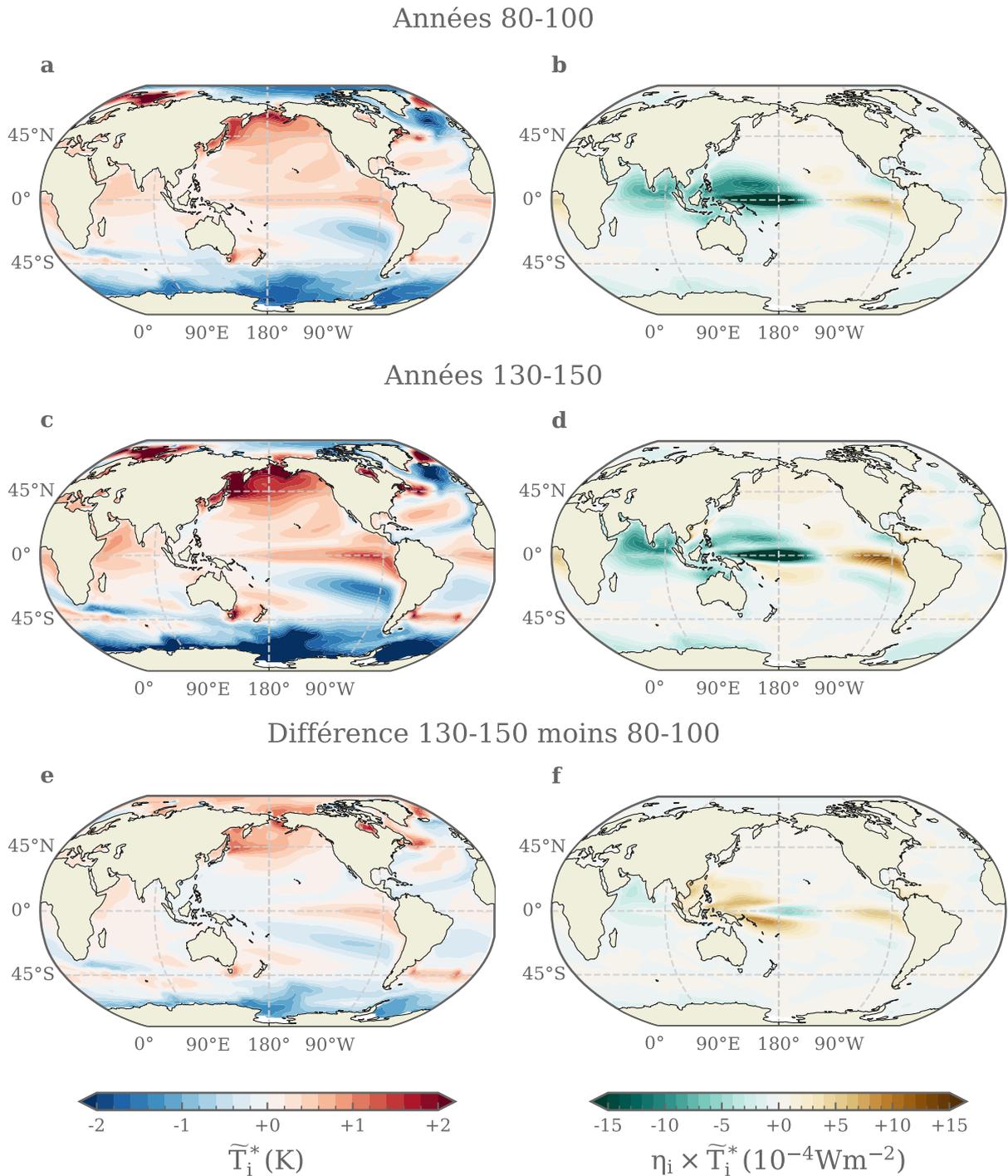


Figure 4.4 – Cartes représentant la moyenne intermodèles des anomalies régionales de température de surface de la mer par rapport au climat préindustriel : $\tilde{T}_i^* = TSM_i - TSM$ (a,c,e) ainsi que leur contribution à l'anomalie de réponse radiative, estimée en multipliant \tilde{T}_i^* par les coefficients de la décomposition en fonction de Green η_i du modèle CCSM4 (c,d,f). Les cartes (a,b) présentent les valeurs moyennes sur les années 80-100 des expériences, correspondant approximativement au minimum de la moyenne intermodèles de \bar{R}_P . Les cartes (c,d) présentent les valeurs moyennes sur les années 130-150, correspondant aux dernières décennies de la simulation et les cartes (e,f) présentent les différences entre les deux périodes.

des anomalies régionales de température de surface dans l'ouest du Pacifique et une amplification de l'effet positif dans l'est du Pacifique (Figure 4.4.d). Les anomalies régionales de température de surface expliqueraient donc la tendance d'évolution de l'effet *pattern* après le premier siècle (Figure 4.2).

Il faut cependant noter que la reconstruction de \tilde{R}_P avec les fonctions de Green dévie de la valeur obtenue directement avec les modèles sur les dernières décennies de la simulation (Figure 4.2). Cet écart pourrait avoir au moins deux explications. Tout d'abord, la réponse radiative des modèles utilisés n'a probablement pas exactement la même sensibilité aux anomalies régionales de température que celle du modèle CCSM4. De plus, pour des réchauffements importants, l'anomalie de réponse radiative pourrait s'écarter du domaine de validité de l'approximation multilinéaire, soit par rapport à la température de surface en moyenne globale (Bloch-Johnson et al. 2021), soit par rapport aux anomalies régionales de température de surface (Williams et al. 2023). Ces hypothèses ne peuvent pas être testées sans les fonctions de Green de la réponse radiative de chaque modèle. De fait, l'interprétation des causes des variations de l'anomalie de réponse radiative après 100 ans est peu fiable et reste à vérifier à l'avenir.

3.2 Comprendre les différences entre les modèles

Dans les simulations étudiées, l'effet *pattern* est similaire entre les différents modèles, avec une phase de décroissance suivie d'une phase de croissance. Les valeurs quantitatives de \tilde{R}_P varient cependant entre les modèles. Notamment, la moyenne de \tilde{R}_P dans les années 80-100 est distribuée entre -2.30 et $-0.07Wm^{-2}$, et la moyenne des 20 dernières années des simulations entre -2.30 et $+1.07Wm^{-2}$. Ces écarts entre les modèles peuvent venir de deux sources différentes : soit ils proviennent des composantes atmosphériques des modèles de climat utilisés, qui peuvent répondre différemment à une même distribution des anomalies régionales de température de surface, soit ils sont directement associés à des différences entre les anomalies régionales de température de surface (Dong et al. 2020).

Sans recourir à des simulations dédiées, on ne peut pas tester si les écarts proviennent des modèles d'atmosphère et de leur réponse à la même distribution des anomalies de température de surface. En revanche, les fonctions de Green de CCSM4 permettent d'estimer la part de l'écart associée à la diversité des anomalies régionales de température de surface. En ce sens, les mêmes coefficients η_i de CCSM4 sont utilisés pour reconstruire l'effet *pattern* avec les anomalies régionales de température de surface de chaque modèle, ce qui permet d'émuler un modèle d'atmosphère unique pour toutes les simulations. L'effet *pattern* est estimé par l'équation 3.21, rappelée ici :

$$\tilde{R}_p(t) = \sum_{i=1}^n \eta_i \tilde{T}_i^*(t) \quad (4.8)$$

La Figure 4.5 montre que les anomalies régionales de température de surface expliquent environ 40% en moyenne de l'écart de l'effet *pattern* entre les modèles. L'amplitude de la variabilité interne à haute fréquence est aussi réduite. Comme indiqué plus haut, le reste de l'écart intermodèles est principalement causé par des différences de la réponse des modèles d'atmosphère utilisés.

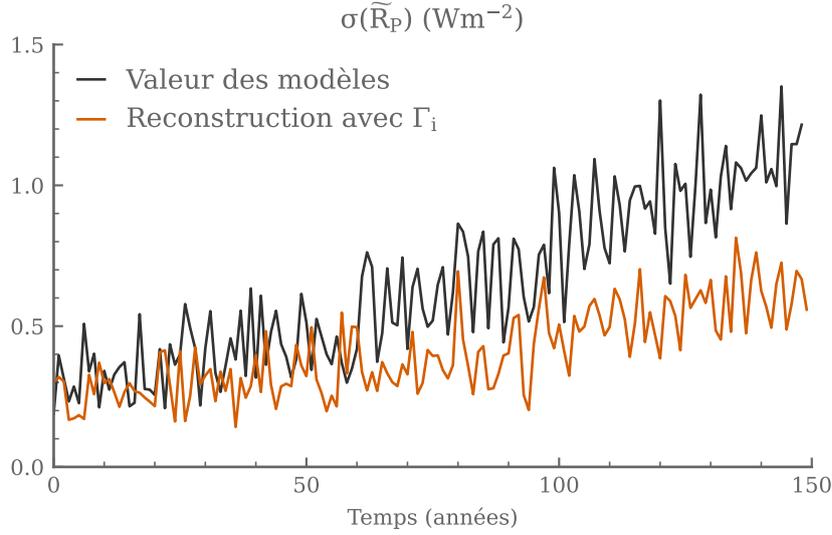


Figure 4.5 – Écart-type intermodèles de l'effet *pattern* \tilde{R}_P dans le cadre de l'expérience *1pctCO2*. La courbe noire représente l'écart type des séries temporelles de \tilde{R}_P calculées pour chaque modèle directement, la courbe rouge représente les valeurs de \tilde{R}_P reconstruites avec les coefficients η_i de la décomposition en fonction de *Green* du modèle *CAM4* (Dong et al. 2019).

4 Influence de l'effet *pattern* sur l'évolution temporelle de l'anomalie de température de surface en moyenne globale

4.1 Détermination des paramètres de l'intégration

Afin d'intégrer dans le temps le système d'équations du bilan d'énergie (Équations 4.5) et d'évaluer l'évolution temporelle de la réponse de la température de surface en moyenne globale à l'effet *pattern*, il est nécessaire de déterminer les paramètres d'océan C , C_o et γ . Dans ce but, on utilise un tirage aléatoire de ces trois paramètres fondé sur les distributions de C , C_o et γ des modèles CMIP6, déterminées par Smith et al. (2021) en suivant la méthode de Geoffroy et al. (2013a,b). Pour chaque modèle, on réalise ensuite 10 000 intégrations numériques du bilan d'énergie (Équation 4.5) avec à chaque fois un triplé (C, C_o, γ) différent, issu du tirage aléatoire. Le triplé qui minimise la distance entre la température de surface en moyenne globale reconstruite par intégration et celle diagnostiquée en sortie du modèle détermine les valeurs des paramètres d'océan. Dans tous les cas, il existe un triplé pour lequel le système d'équation 4.5 permet de décrire fidèlement l'évolution de la température de surface en moyenne globale simulée par le modèle (erreur quadratique moyenne inférieure à $0.1K$, voir Figure A.3 en annexe). Cela vérifie qu'avec des valeurs cohérentes des paramètres d'océan, le système d'équation permet de reproduire fidèlement l'évolution temporelle de l'anomalie de température de surface en moyenne globale. Les valeurs détaillées de C , C_o et γ sont indiquées dans le Tableau 4.3. Par construction, ces variables et les temps caractéristiques associés sont globalement cohérents avec les valeurs de l'ensemble des modèles de CMIP6, mis à part pour le modèle CanESM5 où la capacité calorifique de l'océan profond est particulièrement élevée, menant à un second temps caractéristique excessivement long par rapport aux autres modèles.

Model	C Wm ⁻² K ⁻¹ an	C_o Wm ⁻² K ⁻¹ an	γ Wm ⁻² K ⁻¹	τ_1 années	τ_2 années	τ_c années
CESM2	6.86	75	0.51	3.9	211	35
CNRM-CM6-1	5.87	59	0.94	2.9	123	35
CanESM5	8.11	415	0.43	6.4	1464	62
GFDL-CM4	6.83	105	0.56	3.8	275	35
HadGEM3-GC31-LL	6.36	53	0.75	3.7	132	43
IPSL-CM6A-LR	5.97	54	0.55	3.9	158	40
MIROC6	5.40	188	0.76	2.6	389	26
MRI-ESM2-0	5.33	182	0.83	2.5	365	26
NorESM2-LM	6.04	149	0.85	3.0	307	32
CCSM4	8.72	60	0.93	3.5	107	36

Tableau 4.3 – Valeurs des paramètres d’océan déterminées pour chaque modèle ainsi que les deux temps caractéristiques et la fréquence de coupure associés au modèle à deux boîtes.

4.2 Évolution temporelle de la contribution de l’effet *pattern* au réchauffement global

La Figure 4.6 présente l’évolution temporelle de la moyenne et de l’écart type inter-modèles de \tilde{T}_P . Les composantes \tilde{T}_F et \tilde{T}_P sont aussi présentées pour chaque modèle dans la Figure 4.7. L’anomalie de température de surface en moyenne globale est largement dominée par \tilde{T}_F aux échelles de temps annuelles à séculaire. En revanche, les variations temporelles à basse fréquence sont principalement dues à la contribution de l’effet *pattern*.

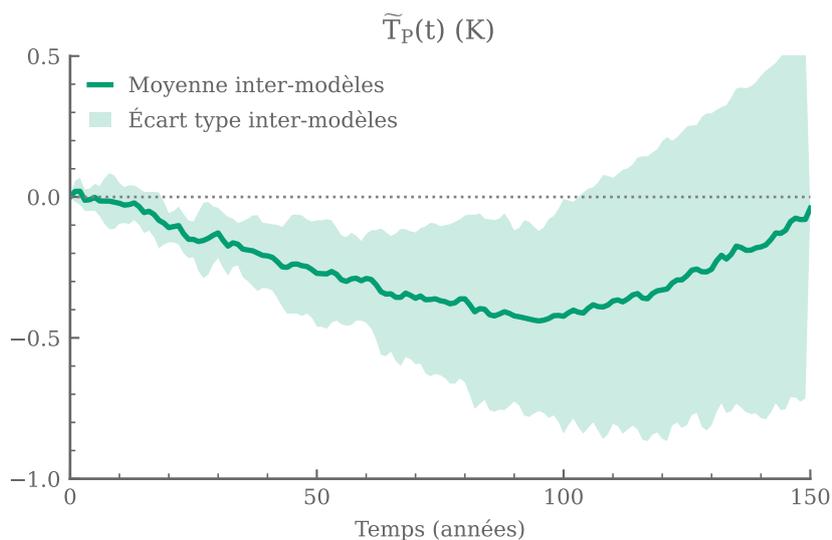


Figure 4.6 – Moyenne et écart type intermodèles de la contribution de l’effet *pattern* au réchauffement global de la surface pour les expériences 1pctCO2 réalisées avec les différents modèles utilisés dans ce chapitre.

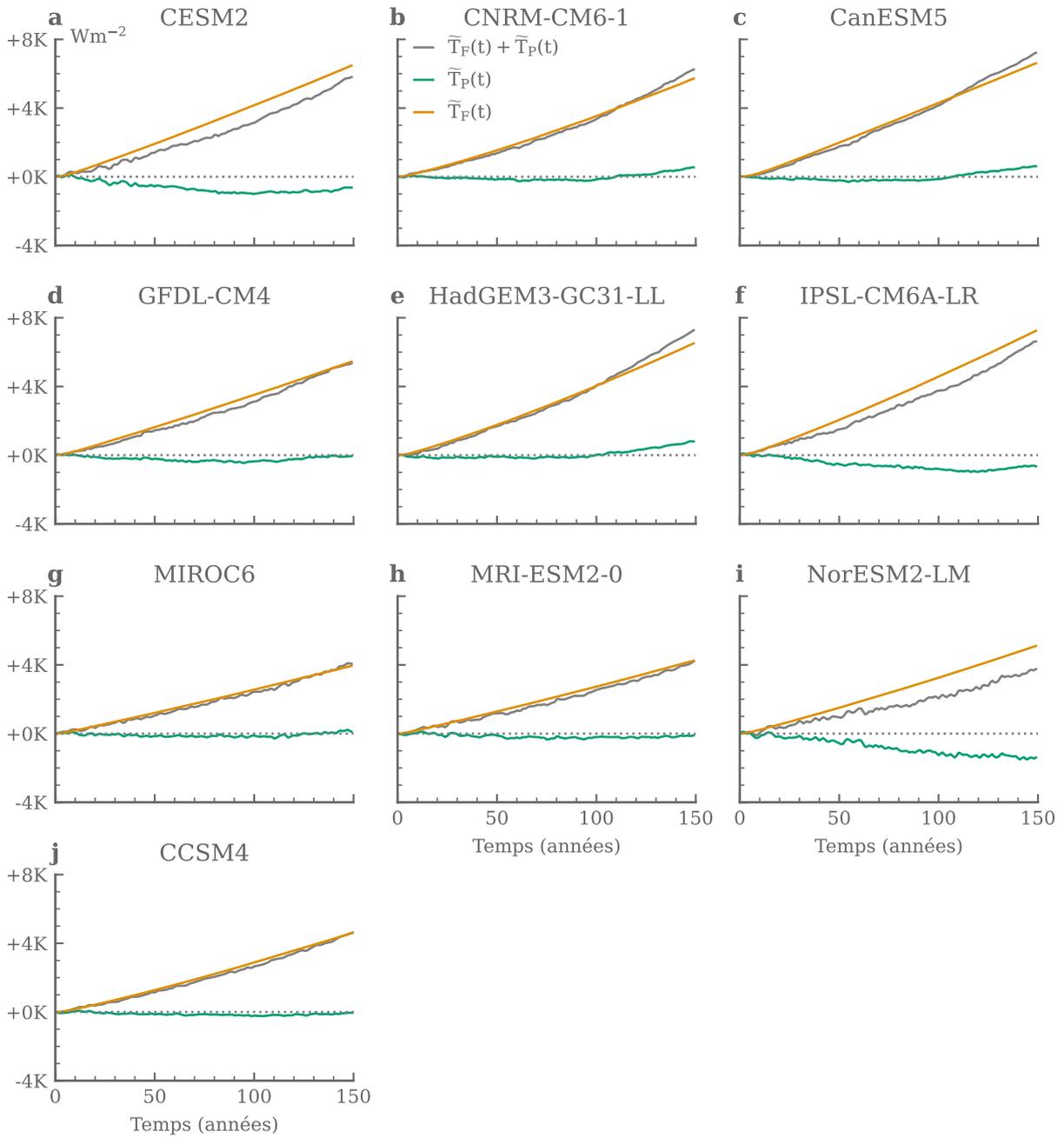


Figure 4.7 – Évolution temporelle de l'anomalie de température de surface en moyenne globale induite par l'anomalie de forçage radiatif (\tilde{T}_F , en orange) et par l'effet pattern (\tilde{T}_P , en vert) durant l'expérience 1pctCO₂ réalisée avec les différents modèles utilisés dans ce chapitre. La somme de ces deux contributions est présentée en noir.

Sans effet *pattern*, la température de surface en moyenne globale augmenterait de manière quasiment linéaire dans le temps. Dans tous les modèles, la variable \tilde{T}_p suit une structure temporelle semblable à la variable \tilde{R}_P présentée plus haut. On retrouve, en effet, deux régimes distincts. L'effet *pattern* atténue d'abord progressivement le réchauffement, sur les 100 premières années des simulations. Au maximum de son impact, le réchauffement global est atténué de $1K$ dans certains modèles (CESM2, IPSL-CM6A-LR et NorESM2-LM). Dans la majorité des cas (à part pour NorESM2-LM), l'impact refroidissant de l'effet *pattern* se réduit ensuite progressivement. Dans certains modèles, le réchauffement global est amplifié jusqu'à $+1K$ au bout de 150 ans (HadGEM3-GC31-LL, CNRM-CM6-1, CanESM5).

4.3 Cas particulier de la réponse transitoire du climat (TCR)

La réponse transitoire du climat (ou *Transient Climate Response*, TCR en anglais), est définie comme l'augmentation de température de surface en moyenne globale en réponse à une augmentation de 1% par an de la concentration atmosphérique de CO₂ jusqu'à atteindre le double de la concentration préindustrielle (voir Chapitre d'introduction). La TCR correspond donc à la valeur d'un instant particulier de la série temporelle de température de surface en moyenne globale étudiée, à 70 ans du début de la simulation. Elle est composée de deux parties : une première induite par l'anomalie de forçage radiatif TCR_F , et l'autre induite par l'effet *pattern*, TCR_P .

$$TCR = TCR_F + TCR_P \quad (4.9)$$

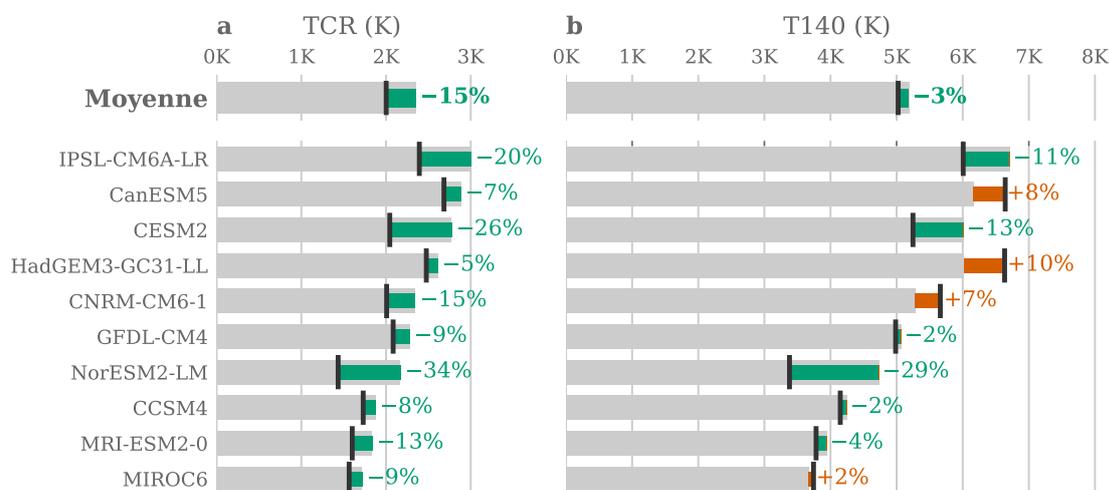


Figure 4.8 – **a)** Décomposition de la réponse transitoire du climat (TCR) des modèles de climats utilisés dans cette étude entre une contribution directe de l'anomalie de forçage radiatif en gris, et une contribution supplémentaire induite par l'effet *pattern*. La valeur totale de la TCR est indiquée par les traits noirs verticaux. Les pourcentages à droite indiquent la différence entre la TCR s'il n'y avait pas d'effet *pattern* et la vraie TCR. Dans tous les modèles, l'effet *pattern* atténue la TCR. **b)** Décomposition identique de la métrique T140. Dans ce cas, l'impact de l'effet *pattern* est contrasté en fonction des modèles. La contribution de l'effet *pattern* est alors indiquée en vert lorsque la T140 est atténuée, et en rouge lorsqu'elle est amplifiée. Cette étude comparative met en avant la caractéristique transitoire de l'effet *pattern*.

La TCR et ses composantes sont déterminées, de manière usuelle, en moyennant les valeurs de \tilde{T} , \tilde{T}_F et \tilde{T}_p durant les années 60-80 des simulations. La moyenne sur 20 ans permet de limiter l'impact de la variabilité interne. Les résultats sont présentés dans la Figure 4.8.a.

Même si la majorité de la TCR provient de la réponse directement associée à l'anomalie du forçage radiatif, l'effet *pattern* affecte significativement la valeur totale, en la réduisant de $15 \pm 9\%$. Néanmoins, les résultats présentés plus haut mettent en évidence que l'impact de l'effet *pattern* sur la température de surface en moyenne globale évolue dans le temps. L'impact de l'effet *pattern* sur la TCR n'est donc pas représentatif du reste de la série temporelle.

Ce résultat est particulièrement notable lorsqu'on compare la TCR à une autre métrique utilisée dans la littérature : la T140. Elle correspond à l'augmentation de la température de surface en moyenne globale dans l'expérience *1pctCO2* une fois que le CO₂ atteint quatre fois la concentration préindustrielle. Cette valeur est atteinte au bout de 140 ans de simulation. (Grose et al. 2018 ; Lutsko et Popp 2019 ; Seland et al. 2020). La T140 est considérée comme analogue à la TCR et est utilisée pour les mêmes objectifs. Une analyse identique à celle réalisée sur la TCR montre cependant des résultats différents sur la T140 (Figure 4.8.b). En effet, la T140 n'est réduite par l'effet *pattern* que dans six modèles sur dix, avec une moyenne de $-3 \pm 12\%$. Le réchauffement est amplifié dans les quatre autres modèles.

Même si la T140 correspond à la réponse du climat à une anomalie de forçage radiatif deux fois plus élevée que la TCR, la littérature suggère que la T140 est plus de deux fois supérieure à la TCR. Cette non-linéarité a notamment été expliquée par les limites de la dépendance logarithmique du forçage CO₂ pour des concentrations élevées (Gregory et al. 2015). Les résultats présentés ici indiquent que le comportement non linéaire de la réponse en température pourrait aussi être expliquée par l'impact de l'effet *pattern*, qui atténue plus la TCR que la T140. Ces deux hypothèses mériteraient d'être comparées à l'avenir.

4.4 Conséquences sur la propagation de la variabilité interne de l'effet *pattern*

Dans les simulations *1pctCO2*, l'anomalie de température de surface induite par l'effet *pattern* est essentiellement associée à une réponse forcée. En effet, les résultats sont similaires entre les modèles malgré une réalisation différente de la variabilité interne. Si l'anomalie de forçage radiatif est moins forte, comme dans les observations depuis 1850, le rapport signal sur bruit est plus faible et l'influence de la variabilité naturelle du climat devient importante.

La littérature montre que l'effet *pattern* peut être associé à la variabilité interne du climat (Dessler 2020 ; Chao et al. 2022), et notamment aux modes de variabilité de la dynamique couplée océan-atmosphère, qui affectent les anomalies régionales de température de surface, comme ENSO (Ceppi et Fueglistaler 2021) ou la PDO (Loeb et al. 2018 ; Meysignac et al. 2023). De par les temps caractéristiques de réponse du modèle à deux couches, le climat global est plus ou moins sensible à des fluctuations périodiques de l'anomalie de forçage radiatif, et donc aussi de l'effet *pattern*, en fonction de leur fréquence (Geoffroy et al. 2013a ; North et Kim 2017).

Afin de déterminer comment l'effet *pattern*, associé aux modes de variabilité naturelle du climat, affecte l'anomalie de température de surface en moyenne globale, une analyse fréquentielle du modèle à deux couches est réalisée. La Figure 4.9 montre quelle fraction de l'amplitude de \tilde{R}_P se retrouve dans \tilde{T}_P en fonction de la période de la variabilité, ainsi que le décalage temporel avec laquelle la variabilité est propagée.

D'un point de vue fréquentiel, le modèle à deux couches agit comme un filtre passe

bas, avec une fréquence de coupure égale à $\tau_c = 2\pi C/\lambda_{pi}$ qui vaut 37 ± 10 années dans les modèles étudiés. Cela signifie que la variabilité à haute fréquence de l'effet *pattern*, notamment associée à ENSO (3-7 ans environ, Ceppi et Fueglistaler 2021) est fortement atténué dans \tilde{T}_P . La Figure 4.9.a montre que pour ces fréquences, seulement 5-20% du signal est propagé. En revanche, la variabilité de l'effet *pattern* associée à la PDO (Loeb et al. 2018; Meyssignac et al. 2023), qui correspond à une fréquence plus basse (environ 30 à 50 ans) est moins atténuée et environ 50-60% du signal se retrouve dans \tilde{T}_P , avec un retard de 3-4 ans environ.

En accord avec l'analyse fréquentielle présentée ici, la variabilité haute fréquence de l'effet *pattern* des simulations *1pctCO2* est largement atténuée lors de l'intégration, et n'est quasiment pas propagée dans \tilde{T}_P (comparer les Figures 4.2 et 4.6 par exemple). Au contraire, la variabilité basse fréquence, associée aux deux phases identifiées dans l'évolution temporelle de \tilde{R}_P , se retrouve dans \tilde{T}_P .

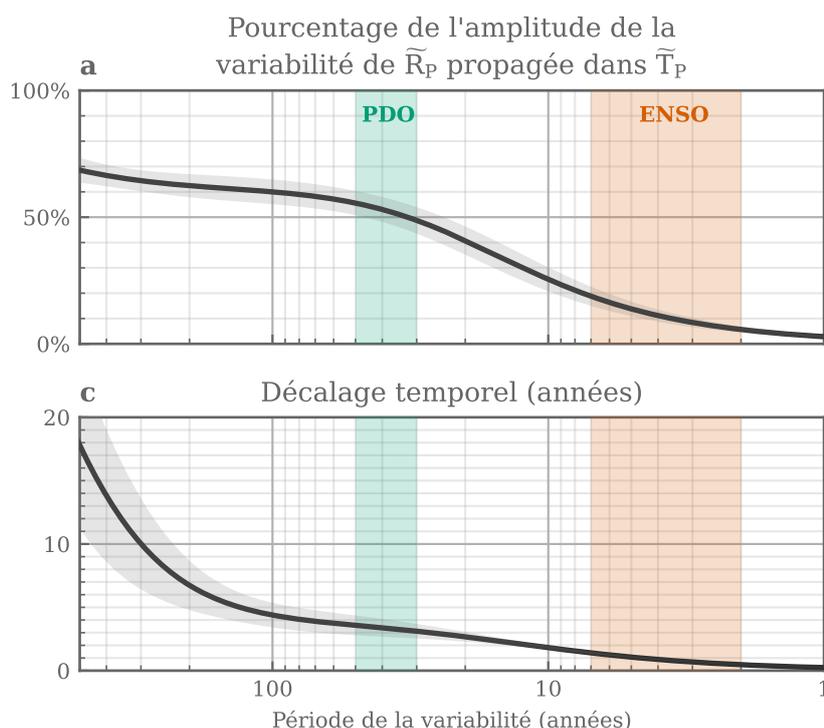


Figure 4.9 – a) Pourcentage de l'amplitude de la variabilité de \tilde{R}_P qui se retrouve dans \tilde{T}_P après intégration, en fonction de la période de la variabilité. b) Décalage temporel avec lequel la variabilité de \tilde{R}_P est propagée dans \tilde{T}_P . Les traits pleins montrent les moyennes intermodèles et les zones ombragées l'écart type intermodèles. Les zones orange et verte indiquent approximativement les périodes correspondant aux oscillations ENSO et PDO respectivement. Une analyse fréquentielle plus conventionnelle, sous forme d'un diagramme de Bode présentant le gain en dB et la phase en rad s^{-1} , est présentée dans la Figure A.1 en annexe. Le détail des calculs qui permettent de tracer les deux courbes de cette figure est présenté dans Geoffroy et al. (2013a)

5 Conclusions du chapitre

Dans ce chapitre, j'ai d'abord mis en évidence le rôle des anomalies régionales de température de surface sur l'anomalie de réponse radiative et l'évolution de la température de surface en moyenne globale. L'effet *pattern* agit à la manière d'une anomalie de forçage radiatif vis-à-vis de l'évolution de la température de surface en moyenne globale. En conséquence, l'anomalie de température de surface en moyenne globale est la somme de la réponse à l'anomalie de forçage radiatif initiale et de la réponse à l'effet *pattern*.

Dans un second temps, j'ai quantifié l'impact de l'effet *pattern* sur l'évolution transitoire de la température de surface en moyenne globale dans le cas idéalisé de simulations où l'anomalie de forçage radiatif est linéaire dans le temps (*1pctCO2*). Cette étude montre que l'effet *pattern* atténue le réchauffement moyen de la surface en réponse à une augmentation progressive de la concentration atmosphérique de CO₂, avec un impact maximal atteint autour de 90 ans. Au bout d'un siècle de simulation, l'impact de l'effet *pattern* s'atténue, et s'inverse dans certains modèles sur les dernières décennies. Le réchauffement global de la surface est alors amplifié.

Les résultats présentés ici mettent en évidence que l'impact de l'effet *pattern* sur le réchauffement global de la surface n'est pas uniforme dans le temps. Notamment, l'effet *pattern* réduit significativement l'amplitude de la réponse transitoire du climat (TCR), définie comme l'anomalie de température de surface en moyenne globale au bout de 70 ans de la simulation *1pctCO2*. Cet impact n'est cependant pas représentatif du reste de la simulation. En effet, la TCR coïncide temporellement avec un effet *pattern* particulièrement fort, qui n'est pas maintenu dans la suite de la simulation. L'impact de l'effet *pattern* sur la T140, atteinte au bout de 140 ans de la même simulation, est plus contrasté et le signe de cette contribution dépend des modèles utilisés. Dans quatre modèles sur neuf, l'effet *pattern* amplifie la T140 avec une amplitude allant jusqu'à $+1K$.

Dans la simulation *1pctCO2*, l'évolution de la température de surface en moyenne globale induite par l'effet *pattern* est dominée par la réponse forcée. Le cadre analytique proposé dans cette thèse permet aussi de mieux comprendre l'influence de la variabilité interne de l'effet *pattern*, notamment causée par les modes de variabilité de la dynamique couplée océan-atmosphère, sur le réchauffement global. Mes résultats montrent que les hautes fréquences, associées par exemple à ENSO, sont fortement atténuées et affectent peu la température de surface en moyenne globale. En revanche, l'effet *pattern* associé à la PDO, qui a une fréquence plus basse, est moins atténué et se propage dans le réchauffement global.

CHAPITRE 5

Conclusion et perspectives

Contenu du chapitre

1	Conclusions	90
1.1	Rappel du contexte et des objectifs scientifiques	90
1.2	Principaux résultats	90
2	Discussion	92
2.1	Utilisation de l'efficacité de l'absorption de chaleur dans l'océan	92
2.2	Utilisation d'une métrique de la circulation atmosphérique dans les tropiques	93
3	Perspectives	97
3.1	Représentation physique du couplage entre le bilan d'énergie, la température de surface en moyenne globale et l'effet <i>pattern</i> . .	97
3.2	Application au changement climatique actuel à travers les ob- servations	98
3.3	Application aux changements climatiques au sens plus large . .	99

1 Conclusions

1.1 Rappel du contexte et des objectifs scientifiques

L'anomalie de réponse radiative détermine l'évolution du bilan d'énergie de la Terre en réponse à une anomalie de forçage radiatif, par exemple associée aux émissions anthropiques de gaz à effet de serre. Comprendre l'évolution de l'anomalie de réponse radiative permet de mieux connaître l'amplitude et la vitesse du changement climatique. L'anomalie de réponse radiative évolue essentiellement en réponse au réchauffement moyen de la surface de la Terre. Néanmoins, pour une même augmentation de température de surface en moyenne globale, l'anomalie de réponse radiative peut être légèrement différente, notamment car elle dépend aussi de processus régionaux associés à la dynamique océan-atmosphère. Ce phénomène est couramment appelé l'effet *pattern* et est usuellement interprété par une dépendance de la réponse radiative aux anomalies régionales de température de surface.

L'objectif général de cette thèse est de quantifier le rôle de cet effet *pattern* sur la réponse radiative de la Terre et sur l'évolution de la température de surface en moyenne globale. Dans ce manuscrit, j'adopte une approche théorique, qui consiste à utiliser des modèles de bilan d'énergie globaux. Ces modèles sont les outils les plus simples permettant de comprendre la réponse du climat de la Terre à l'échelle globale à une anomalie de forçage radiatif. La littérature récente propose plusieurs reformulations de l'anomalie de réponse radiative afin d'intégrer l'effet *pattern* dans le bilan d'énergie global. Ces propositions utilisent des variables physiques différentes, et n'ont pas toujours la même forme mathématique. À l'heure de l'écriture, il n'existe pas de consensus dans la communauté sur les processus précis responsables de l'effet *pattern*, sur la variable physique la plus pertinente pour le représenter et sur la manière dont l'effet *pattern* doit être inclus dans un modèle de bilan d'énergie global.

1.2 Principaux résultats

1.2.a Approximation multilinéaire de l'anomalie de réponse radiative

Dans le Chapitre 3, je montre qu'une approximation multilinéaire de l'anomalie de réponse radiative permet d'inclure l'effet *pattern* dans le bilan d'énergie de la Terre. Pour arriver à cette conclusion, l'hypothèse selon laquelle l'effet *pattern* peut être représenté par des modulations d'un paramètre de rétroaction climatique est revisitée. Les résultats présentés montrent que les variations du paramètre de rétroaction climatique $\lambda_v(t)$ ne sont pas multipliées par la température de surface en moyenne globale, mais ajoutent un terme supplémentaire au bilan d'énergie de la Terre :

$$N(t) = \tilde{F}(t) + \lambda_{pi}\tilde{T}(t) + T_{pi}\tilde{\lambda}_v(t) \quad (5.1)$$

Cette équation est une approximation multilinéaire du bilan d'énergie de la Terre. En ce sens, les non-linéarités apparentes de l'anomalie de réponse radiative par rapport à la température de surface en moyenne globale sont expliquées par une dépendance linéaire de la réponse radiative à une seconde variable, qui est ici le paramètre de rétroaction climatique λ_v . Cette approximation multilinéaire est pertinente pour décrire l'évolution transitoire du déséquilibre énergétique de la Terre, pour des réchauffements modérés (jusqu'à environ 5K) dans les modèles de climat.

Cette approche ne se limite pas à l'étude du paramètre de rétroaction climatique. Notamment, une dépendance multilinéaire de l'anomalie de réponse radiative aux anomalies

régionales de température de surface de la mer \tilde{T}_i^* permet aussi de représenter l'évolution du bilan d'énergie de la Terre :

$$N(t) = \tilde{F}(t) + \lambda_{pi}\tilde{T}(t) + \sum_{i=1}^n \eta_i \tilde{T}_i^*(t) \quad (5.2)$$

1.2.b Description de la dynamique d'évolution de la température de surface en moyenne globale en considérant l'effet *pattern*

En combinant l'approximation multilinéaire du bilan d'énergie au sommet de l'atmosphère et un modèle simple de stockage d'énergie dans le système climatique, on peut décrire l'évolution de la température de surface en moyenne globale en tenant compte de l'effet *pattern* :

$$\begin{cases} C \frac{d\tilde{T}}{dt}(t) &= \tilde{F}(t) + \lambda_{pi}\tilde{T}(t) + \tilde{R}_P(t) - \gamma (\tilde{T}(t) - \tilde{T}_o(t)) \\ C_o \frac{d\tilde{T}_o}{dt}(t) &= \gamma (\tilde{T}(t) - \tilde{T}_o(t)) \end{cases} \quad (5.3)$$

La contribution de l'effet *pattern* à l'anomalie de réponse radiative peut être considéré comme indépendante de l'anomalie de température de surface en moyenne globale. Ainsi, $\tilde{R}_P(t)$ agit à la manière d'une anomalie de forçage radiatif supplémentaire sur l'évolution temporelle de \tilde{T} . En conséquence, Le système climatique répond de manière identique aux variations de l'anomalie de réponse radiative induites par l'effet *pattern* qu'à une anomalie de forçage radiatif. L'évolution de la température de surface s'écrit alors comme la somme de la réponse à l'anomalie de forçage radiatif \tilde{T}_F et de la réponse à l'effet *pattern* \tilde{T}_P :

$$\tilde{T}(t) = \tilde{T}_F(t) + \tilde{T}_P(t) \quad (5.4)$$

1.2.c Quantification de l'impact de l'effet *pattern* sur le réchauffement global de la surface

Afin de donner un premier ordre de grandeur de l'impact de l'effet *pattern* sur l'évolution de la température de surface en moyenne globale, l'évolution temporelle de \tilde{T}_P a été quantifiée dans des simulations *1pctCO2* réalisées avec des modèles de climat de CMIP5 et CMIP6. Dans ces simulations, l'effet *pattern* atténue légèrement le réchauffement moyen de la surface. Notamment, la réponse transitoire du climat (TCR) est réduite dans tous les modèles, avec une moyenne de $15 \pm 9\%$, à cause de l'effet *pattern*. Dans la majorité des modèles, l'impact refroidissant de l'effet *pattern* n'est pas maintenu sur l'ensemble de la série temporelle. Notamment, l'effet *pattern* affecte différemment la T140 avec une atténuation du réchauffement dans seulement 6 modèles sur 10 et une amplification dans les autres. En moyenne, la T140 n'est réduite que de 3% seulement.

1.2.d Conséquence sur l'influence de la variabilité interne de l'effet *pattern* sur la température de surface en moyenne globale

Dans les observations, l'anomalie de forçage radiatif est plus faible que dans les simulations *1pctCO2* et la part de la variabilité interne dans le bilan d'énergie est plus importante. Mes travaux ont des conséquences pour mieux comprendre l'impact des modes de variabilité de la dynamique couplée océan-atmosphère sur le réchauffement global à travers leur effet *pattern*. En effet, la variabilité haute fréquence de l'effet *pattern*, par exemple associée

à ENSO, est fortement atténuée, et n’affecte quasiment pas le réchauffement global. En revanche, une partie significative de la variabilité plus basse fréquence, comme la PDO, est propagée dans la température de surface en moyenne globale.

2 Discussion

Les résultats de ce manuscrit ne permettent pas de conclure sur la variable physique la plus adaptée pour représenter l’effet *pattern* dans le bilan d’énergie. En revanche, l’approximation multilinéaire du bilan d’énergie présentée dans le Chapitre 3 donne la forme sous laquelle l’effet *pattern* doit être inclus dans l’anomalie de réponse radiative. Ainsi, mes résultats permettent de discuter les différents raffinements de l’approximation linéaire de l’anomalie de réponse radiative proposés dans la littérature. Dans cette section, j’évalue notamment les trois propositions présentées dans la Section 5 du chapitre d’introduction.

2.1 Utilisation de l’efficacité de l’absorption de chaleur dans l’océan

Dans la Section 5.2 du chapitre d’introduction, l’utilisation de l’efficacité de l’absorption de chaleur dans l’océan a été présentée (Held et al. 2010 ; Winton et al. 2010 ; Geoffroy et al. 2013b). Dans ce cas, le bilan d’énergie de la planète s’écrit :

$$N(t) = \tilde{F}(t) + \lambda_\epsilon \tilde{T}(t) + (1 - \epsilon)\phi_o(t) \quad (5.5)$$

Où λ_ϵ est un paramètre de rétroaction climatique correspondant à cette équation, ϵ est l’efficacité de l’absorption de chaleur dans l’océan et ϕ_o est l’absorption de chaleur dans l’océan. A priori, cette équation paraît adéquate pour représenter l’évolution du bilan d’énergie de la Terre en considérant l’effet *pattern*.

En effet, la littérature montre que l’absorption de chaleur dans l’océan affecte la formation des anomalies régionales de température de surface (Haugstad et al. 2017 ; Hu et al. 2020) et a donc un effet sur l’anomalie de réponse radiative. La variable ϕ_o peut donc représenter physiquement l’effet *pattern*. De plus, la forme prise par l’effet *pattern* dans l’équation 5.5 est, a priori, cohérente avec l’approximation multilinéaire proposée dans l’équation 5.1.

Cependant, cette écriture du bilan d’énergie présente plusieurs limitations. Dans le cas de la réécriture proposée par Held et al. (2010) et Geoffroy et al. (2013b), ϕ_o est représenté par un processus de diffusion entre la surface et l’océan profond qui s’écrit $\phi_o = \gamma(\tilde{T} - \tilde{T}_0)$ où γ est un coefficient d’échange entre la couche de surface et l’océan profond, et \tilde{T}_0 est l’anomalie de température de l’océan profond en moyenne globale. En état stationnaire, le cadre des modèles de bilan d’énergie globaux impose que les anomalies de température de surface et de l’océan profond en moyenne globale soient égales : $\tilde{T} = \tilde{T}_0$. Par conséquent, il n’y a pas d’échange d’énergie entre la surface et l’océan profond et l’absorption de chaleur dans l’océan ϕ_o est nulle. Cela a deux conséquences. D’abord, le climat préindustriel étant considéré en état stationnaire, l’absorption de chaleur dans l’océan y est nulle. Or, une des hypothèses permettant de justifier l’équation 5.1 est que la variable représentant l’effet *pattern* varie peu par rapport à son état préindustriel. La variable ϕ_o ne peut donc pas être vue comme une petite anomalie par rapport à une valeur de référence, car la valeur de référence est nulle. De plus, le fait que ϕ_o soit nulle en état stationnaire revient à dire que l’effet *pattern* n’a qu’un effet transitoire sur le bilan d’énergie. Cependant, la littérature récente suggère que la sensibilité climatique à l’équilibre est affectée par l’effet *pattern* (Rugenstein et al. 2020).

Même si le concept d'une efficacité de chaleur de l'absorption de chaleur dans l'océan, proposée dans l'équation 5.5, paraît cohérente avec l'approximation multilinéaire du Chapitre 3, l'utilisation de l'absorption de chaleur dans l'océan comme variable pour représenter l'effet *pattern* dans le bilan d'énergie ne permet pas de valider les conditions nécessaires au développement analytique. En conclusion, l'absorption de chaleur dans l'océan ne paraît pas adaptée pour représenter l'effet *pattern* dans le bilan d'énergie de la Terre à l'échelle globale. Une piste d'amélioration à explorer consiste à raffiner la représentation de la pénétration de chaleur dans l'océan profond. Par exemple, inclure le soulèvement des eaux profondes (voir par exemple Marshall et Zanna 2014) permettrait d'obtenir une valeur de référence non nulle. Ainsi, les fluctuations de ϕ_o pourraient être petites devant la valeur préindustrielle et le bilan d'énergie pourrait être cohérent avec l'approximation multilinéaire.

2.2 Utilisation d'une métrique de la circulation atmosphérique dans les tropiques

Deux autres propositions de raffinements de l'approximation linéaire du bilan d'énergie ont été présentées (Section 5.3 du chapitre d'introduction). Ces dernières prennent en compte l'effet *pattern* à travers une variable représentative de l'évolution de la circulation atmosphérique dans les tropiques, correspondant soit à une métrique de la couverture des nuages bas (S de Ceppi et Gregory (2019)), soit au réchauffement relatif des zones de convection profonde ($T^\#$ de Fueglistaler (2019)). Ces deux propositions sont cohérentes avec l'approximation multilinéaire proposée dans cette thèse, et permettent de reconstruire relativement fidèlement l'évolution temporelle de l'effet *pattern*.

2.2.a Cohérence avec l'approximation multilinéaire

Proxy de la couverture des nuages bas

Dans le cas de Ceppi et Gregory (2019), la variable S correspond à l'intensité moyenne de l'inversion au sommet de la couche limite atmosphérique (Wood et Bretherton 2006). Ainsi, le bilan d'énergie de la planète s'écrit :

$$N(t) = \tilde{F}(t) + \lambda_S \tilde{T}(t) + \sigma \tilde{S}(t) \quad (5.6)$$

Contrairement à l'absorption de chaleur dans l'océan, les variations de S sont faibles par rapport à sa valeur de référence dans le climat préindustriel. En effet, dans le cas des expériences *abrupt-4xCO2* et *1pctCO2* réalisées avec le modèle CCSM4, les fluctuations de S sont un ordre de grandeur inférieure à la valeur moyenne (Figure 5.1.a). Ceppi et Gregory (2019) montrent qu'il existe une dépendance de \tilde{S} à la température de surface en moyenne globale et qu'on peut séparer \tilde{S} en deux termes. Un premier représente le changement moyen de stabilité induit par l'augmentation de la température de surface en moyenne globale, \tilde{S}_T , et un second correspond aux changements de l'inversion liés aux variations des anomalies régionales de température de surface \tilde{S}_P . En écrivant la variable \tilde{S} linéairement avec l'augmentation de température de surface en moyenne globale, l'anomalie de réponse radiative s'écrit :

$$\tilde{R}(t) = (\lambda_S + \sigma\zeta)\tilde{T}(t) + \sigma\tilde{S}_P(t) \quad (5.7)$$

où ζ est une constante sans unité telle que $\tilde{S}_T = \zeta\tilde{T}$. En assimilant $(\lambda_S + \sigma\zeta)$ au paramètre de rétroaction climatique du climat préindustriel λ_{pi} , on retrouve l'approximation

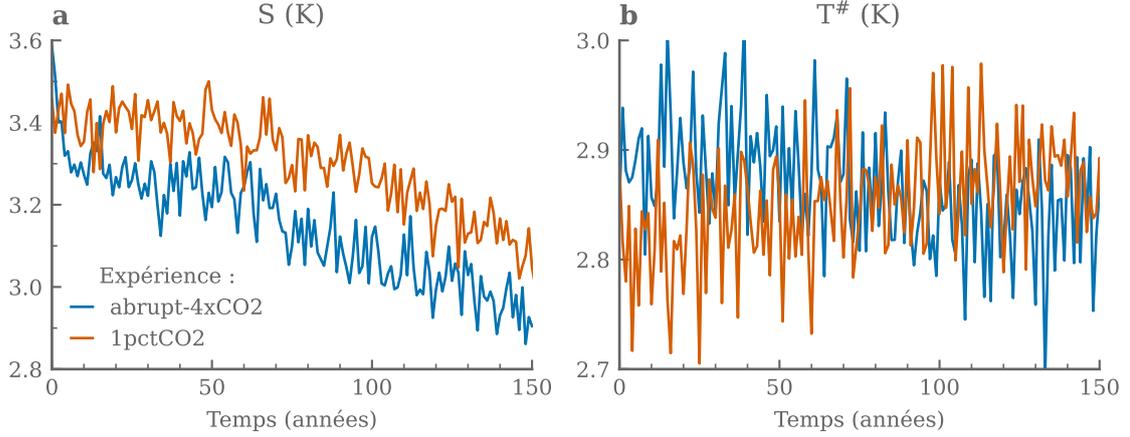


Figure 5.1 – Fluctuations temporelles de l’intensité moyenne de l’inversion au sommet de la couche limite S (a) et de l’augmentation relative de la température de surface dans les zones les plus chaudes des tropiques $T^\#$ (b) au cours des simulations abrupt-4xCO₂ (en bleu) et 1pctCO₂ (en orange) réalisées avec le modèle CCSM4.

multilinéaire de l’équation 5.1 :

$$\tilde{R}(t) = \lambda_{pi}\tilde{T}(t) + \sigma\tilde{S}_P(t) \quad (5.8)$$

L’utilisation de l’intensité moyenne de l’inversion S permet de représenter l’effet *pattern* dans un modèle de bilan d’énergie global. La forme de l’équation proposée par Ceppi et Gregory (2019) est justifiée par les développements du Chapitre 3. L’effet *pattern* est alors déterminé par $\tilde{R}_P = \sigma\tilde{S}_P$.

Réchauffement relatif des zones de convection profonde

Fueglistaler (2019) propose d’utiliser les anomalies régionales de température de surface de la mer dans les zones les plus chaudes des tropiques, où se produit notamment la convection profonde. Cette variable, notée $T^\#$, correspond à la différence de température entre les zones les plus chaudes des océans tropicaux et la moyenne des tropiques, définis entre 30°S et 30°N. Le bilan d’énergie de la Terre s’écrit alors :

$$N(t) = \tilde{F}(t) + \lambda_{pi}\tilde{T}(t) + \alpha\tilde{T}^\#(t) \quad (5.9)$$

où α est une constante exprimée en $Wm^{-2}K^{-1}$. L’évolution temporelle de $\tilde{T}^\#$ affecte la circulation et la couverture des nuages bas. Cette variable expliquerait les variations de réponse radiative indépendantes de la température de surface en moyenne globale. Comme avec la variable S , la forme du bilan d’énergie de l’équation 5.9 est cohérente avec l’approximation multilinéaire proposée dans l’équation 5.1 : l’effet *pattern* ajoute un terme à l’écriture du bilan d’énergie, qui évolue linéairement avec les variations de $T^\#$, faibles devant la valeur préindustrielle (Figure 5.1.b). De plus, $T^\#$ peut être considérée comme quasiment indépendante de l’anomalie de température de surface en moyenne globale, car elle représente un moment supérieur à la moyenne de la distribution de température de surface. En conséquence, l’effet *pattern* est directement donné par $\tilde{R}_P = \alpha\tilde{T}^\#$.

2.2.b Reproduction de l'effet *pattern*

La figure 5.2 présente les variations temporelles de l'anomalie de réponse radiative indépendantes de la température de surface en moyenne globale, définies comme le résidu de la réponse radiative par rapport $\lambda_{pi}\tilde{T}(t)$, pour les simulations *1pctCO2* et *abrupt-4xCO2* du modèle CCSM4. Cette série temporelle est comparée à trois estimations de l'effet *pattern* : la reconstruction avec les fonctions de Green (en vert), utilisée dans le Chapitre 3 pour quantifier l'effet *pattern*, l'estimation avec l'intensité moyenne de l'inversion indépendante du réchauffement global \tilde{S}_P (en bleu) et l'estimation avec le réchauffement relatif des zones de convection profonde $\tilde{T}^\#$ (en rouge). Comme présenté dans le Chapitre 3, les fonctions de Green permettent de reproduire fidèlement les variations temporelles de l'effet *pattern*. Les autres panneaux de la figure montre que les seules variations de \tilde{S}_P et de $\tilde{T}^\#$ permettent aussi d'expliquer une grande partie de la variance de l'effet *pattern*. Pour les réchauffements élevés, comme à la fin de la simulation *abrupt-4xCO2*, on note néanmoins une légère déviation de l'estimation avec $\tilde{T}^\#$.

Comme évoqué dans l'introduction, même si la représentation de l'effet *pattern* avec l'intensité moyenne de l'inversion \tilde{S}_P de est vérifiée dans les modèles de climat de classe, sa validité dans les observations reste limitée. En effet, la couverture des nuages bas des modèles de climat est généralement paramétrée par l'intensité de l'inversion au sommet de la couche limite (Ceppi et Gregory 2019), ce qui explique pourquoi S explique bien la variance de la couverture des nuages bas, et donc celle de l'effet *pattern*. Une étude récente montre néanmoins que, dans les observations, la relation entre l'inversion au sommet de la couche limite et les nuages bas n'est pas aussi forte que celle utilisée dans les modèles de climat (Cutler et al. 2022). Cela suggère que la variable S n'est probablement pas adaptée pour représenter l'effet *pattern* dans le bilan d'énergie de la Terre.

En revanche, l'utilisation de $\tilde{T}^\#$ pour représenter l'effet *pattern* est soutenu par les modèles (Figure 5.2.e-f, Fueglistaler et Silvers 2021), mais également par les observations (Fueglistaler 2019). En conséquence, $\tilde{T}^\#$ semble être une variable plus adaptée pour représenter l'effet *pattern* dans le bilan d'énergie de la Terre.

En résumé

L'approximation multilinéaire de l'anomalie de réponse radiative proposée dans le Chapitre 3 permet de discuter les différentes propositions de la littérature pour raffiner l'approximation linéaire du bilan d'énergie afin d'y inclure l'effet *pattern*. L'utilisation de l'efficacité de l'absorption de chaleur dans l'océan (Held et al. 2010; Winton et al. 2010) ne paraît pas adaptée pour représenter l'évolution de la réponse radiative, car les hypothèses nécessaires au développement analytique du Chapitre 3 ne sont pas respectées. En revanche, les propositions d'utilisation de l'intensité moyenne de l'inversion au sommet de la couche limite atmosphérique, S (Ceppi et Gregory 2019), et du réchauffement relatif des zones de convection profonde, $T^\#$ (Fueglistaler 2019), sont cohérentes avec la représentation de l'effet *pattern* grâce à une approximation multilinéaire du bilan d'énergie. La variable S est cependant limitée pour représenter l'effet *pattern* dans les observations, contrairement à $T^\#$. En conclusion, l'utilisation de $T^\#$ paraît être l'approche la plus adaptée pour représenter l'effet *pattern* dans le bilan d'énergie de la Terre.

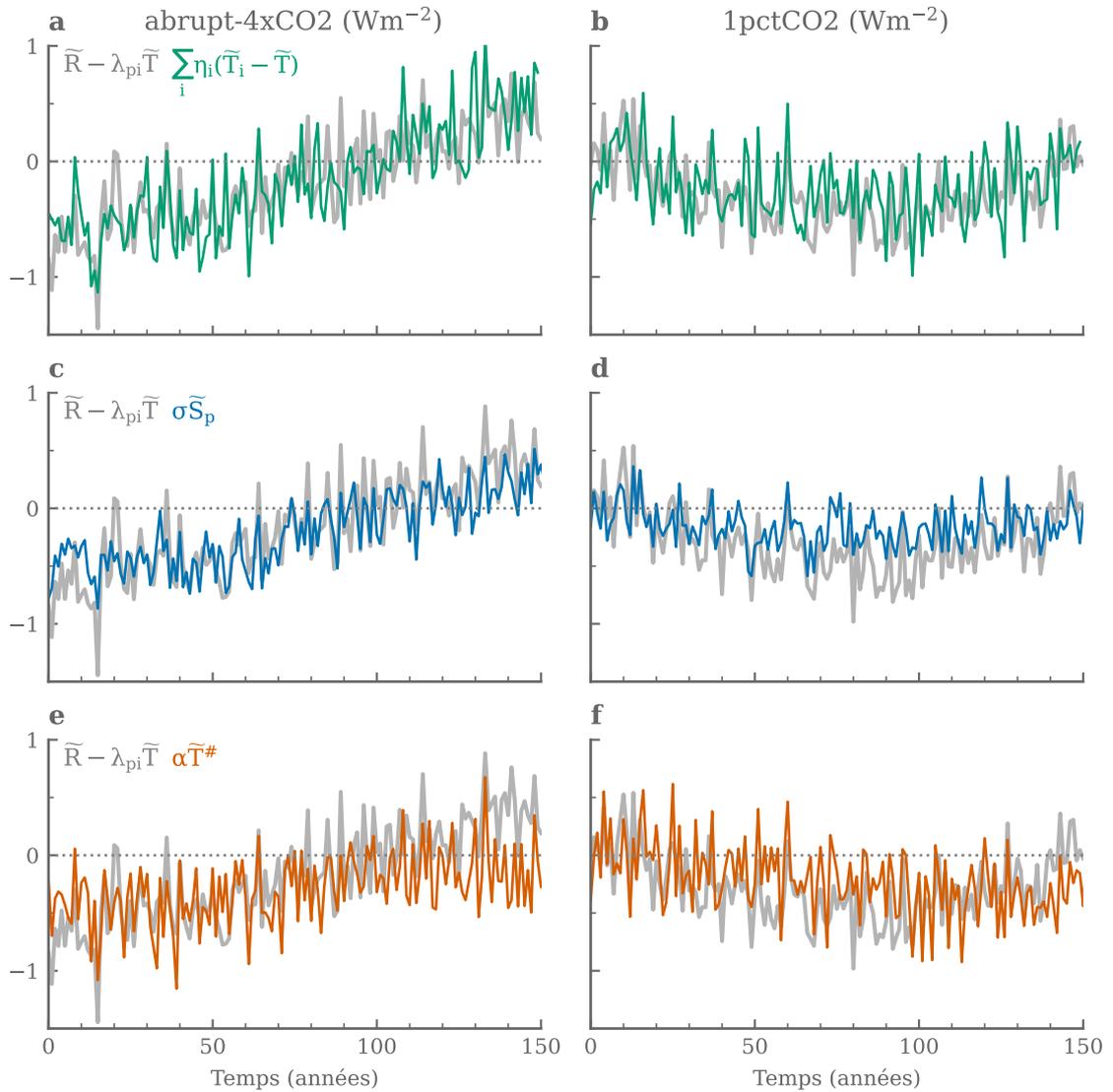


Figure 5.2 — Reconstruction de l'effet pattern \tilde{R}_p avec les fonctions de Green (en vert, **a-b**), l'intensité moyenne de l'inversion au sommet de la couche limite S (en bleu, **c-d**) et avec le réchauffement relatif des zones de convection profonds $\tilde{T}^\#$ (en rouge, **e-f**). Les courbes correspondent aux simulations abrupt-4xCO2 (**a,c,e**) et 1pctCO2 (**b,d,f**) réalisées avec le modèle CCSM4. Les courbes grises indiquent le résidu de l'anomalie de réponse radiative par rapport à $\lambda_{pi}\tilde{T}$.

3 Perspectives

Trois perspectives principales ont été identifiées à la suite de ce travail de thèse. La première consiste à rechercher une représentation physique du couplage entre la température de surface en moyenne globale, le bilan d'énergie et l'effet *pattern*. La deuxième se résume à quantifier l'impact de l'effet *pattern* sur le réchauffement global dans le changement climatique actuel, à travers les observations. La troisième consiste à réaliser une extension du cadre analytique proposée dans le Chapitre 3 pour étudier des états très différents du système climatique, notamment associés aux paléoclimats et à l'étude de la sensibilité climatique à l'équilibre.

3.1 Représentation physique du couplage entre le bilan d'énergie, la température de surface en moyenne globale et l'effet *pattern*

Dans ce manuscrit, le rôle de l'effet *pattern* dans l'anomalie de réponse radiative de la Terre a été clarifié, et son impact sur la température de surface en moyenne globale identifié. Cependant, les résultats présentés dans ce manuscrit ne permettent pas de conclure sur la variable physique qui pilote l'effet *pattern*, ni sur les dont il résulte.

Comme présenté dans la Section précédente, la variable $\tilde{T}^\#$, notamment proposée par Fueglistaler (2019) est prometteuse pour représenter l'effet *pattern*. En effet, elle permet de reproduire les variations de la réponse radiative indépendantes de la température de surface en moyenne globale dans les simulations de modèles de climat et dans les observations. Cependant, le cadre analytique présenté dans ce manuscrit ne permet pas de décrire comment $\tilde{T}^\#$ évolue dans le temps. Une perspective importante des travaux présentés consiste à rechercher une représentation physique du couplage entre le bilan d'énergie, la température de surface en moyenne globale et $\tilde{T}^\#$. Ainsi, l'évolution du bilan d'énergie à l'échelle globale pourrait être décrite par un ensemble d'équations différentielles sous la forme

$$\begin{cases} C \frac{d\tilde{T}}{dt}(t) = \tilde{F}(t) + \lambda_{pi} \tilde{T}(t) + \alpha \tilde{T}^\#(t) \\ \frac{d\tilde{T}^\#}{dt}(t) = f(\tilde{F}(t), \tilde{T}(t), \tilde{T}^\#(t)) \end{cases} \quad (5.10)$$

Où f est une certaine fonction des trois variables. Si une telle équation est trouvée, la trajectoire du climat global en réponse à une anomalie de forçage radiatif pourrait être décrite, donnant ainsi au système d'équations 5.10 une vertu prédictive.

Déterminer l'évolution temporelle de $\tilde{T}^\#$ nécessite d'identifier et de caractériser les processus en jeu, qui peuvent être associés à l'anomalie de forçage radiatif ou au bilan d'énergie directement. Par sa construction, $\tilde{T}^\#$ est en fait une métrique élaborée du gradient est-ouest de température de surface dans le Pacifique tropical. Elle est donc associée à l'évolution de la circulation de Hadley-Walker dans les tropiques. D'autres variables représentant cette circulation pourraient être testées à l'avenir pour déterminer laquelle explique le mieux les variations de \tilde{R}_P . On pourrait notamment s'intéresser aux indices proposés par Kosovelj et Zaplotnik (2023). Une autre approche consisterait à étudier des simulations idéalisées de circulation atmosphérique tropicale (*mock-Walker circulation*, Bretherton et al. 2006 ; Lutsko et Cronin 2023 ; Silvers et al. 2023) afin de déterminer ce qui pilote l'intensité de la circulation, ainsi que les liens avec l'effet *pattern*. La deuxième phase du projet RCEMIP (Wing et al. 2018) proposera notamment des simulations avec différents gradients est-ouest de température de surface qui pourront être utilisées en ce sens.

3.2 Application au changement climatique actuel à travers les observations

Dans le Chapitre 4, le rôle de l'effet *pattern* dans la réponse de la température de surface en moyenne globale à une augmentation de la concentration atmosphérique de CO₂ a été évalué quantitativement dans des modèles de climat. Dans les simulations *1pctCO2*, l'impact de l'effet *pattern* est significatif, mais relativement faible, car le signal est généralement dominé par la réponse à l'anomalie de forçage radiatif. Une deuxième perspective de cette thèse serait de déterminer dans quelle mesure ce constat reste valide dans les observations.

La littérature récente montre cependant que les anomalies régionales de température de surface ne sont pas correctement représentées dans les modèles de climat (voir par exemple Lee et al. 2022 ; Wills et al. 2022 ; Sobel et al. 2023). Notamment, aucun modèle n'arrive à reproduire l'évolution de $\tilde{T}^\#$ observée sur la période historique (Bodas-Salcedo et al. 2023). Ces différences régionales de température de surface peuvent avoir une influence importante sur l'estimation quantitative de \tilde{R}_P . Une étude préliminaire réalisée avec le modèle IPSL-CM6A-LR montre que, sur les dernières décennies, l'effet *pattern* est plus important lorsque les anomalies régionales de température de surface sont prescrites aux valeurs observées (*amip*) qu'avec les anomalies régionales de température de surface simulées pour n'importe quel membre de l'ensemble (*historical*, Figure 5.3). De plus, Meysignac et al. (2023) montre que l'effet *pattern* est sous-estimé dans les modèles par rapport

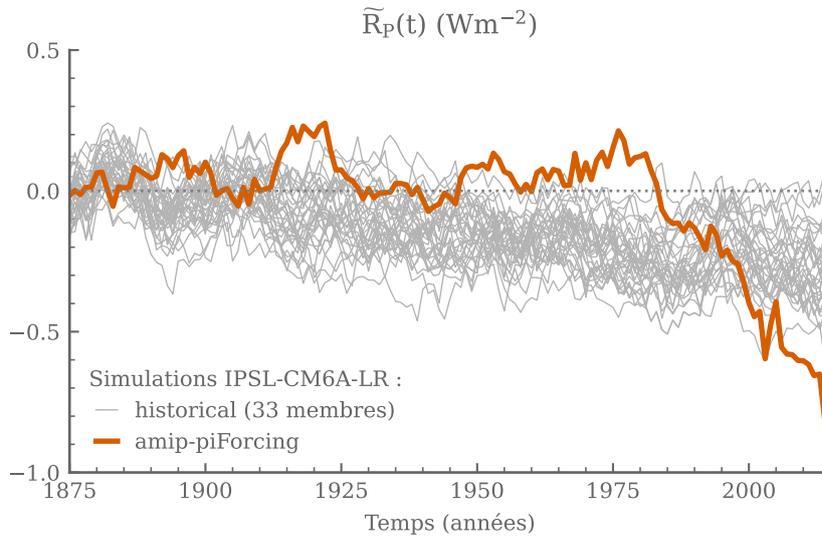


Figure 5.3 – Comparaison de l'anomalie de réponse radiative induite par l'effet *pattern* dans des simulations du changement climatique historique réalisées avec le modèle IPSL-CM6A-LR. Les traits gris correspondent aux membres de l'ensemble de la simulation historique, où la température de surface de la mer est simulée par le modèle. Le trait rouge montre la simulation *amip-piForcing* qui est une simulation atmosphérique forcée où la température de surface de la mer est prescrite aux valeurs observées. Les séries temporelles sont filtrées à 10 ans. La simulation *amip-piForcing* est identique à la simulation *amip* mais les agents forçant sont prescrits à leur niveau préindustriel, il n'y a donc pas d'anomalie de forçage radiatif. Cette simulation a l'avantage de pouvoir directement déterminer la réponse radiative de la simulation *amip* à partir du déséquilibre énergétique de la planète.

aux observations lorsque la température de surface observée est prescrite.

En conclusion, même si l'effet *pattern* et son impact sur la température de surface en moyenne globale sont relativement faibles dans les modèles de climat présentés ici, ils sont probablement sous-estimés par rapport aux observations. La principale difficulté pour quantifier \tilde{R}_P et \tilde{T}_P dans les observations sera de déterminer les paramètres, notamment λ_{pi} , qui n'est pas évident à évaluer sans simulation. Une meilleure compréhension du couplage entre les variables physiques responsables de l'effet *pattern* et le bilan d'énergie, comme proposé en première perspective, permettra peut-être de clarifier l'impact de certaines variables sur l'effet *pattern*, et ainsi d'apporter un éclairage sur des méthodes pour déterminer ces paramètres.

3.3 Application aux changements climatiques au sens plus large

Dans le Chapitre 3, la validité de l'approximation multilinéaire du bilan d'énergie a été montrée pour décrire l'évolution transitoire du déséquilibre énergétique planétaire dans le cas de réchauffements modérés. Cela signifie que cette approximation est pertinente pour étudier le changement climatique anthropique actuel. Une troisième perspective de ce travail serait de déterminer dans quelle mesure l'approche proposée reste valide pour des climats et des changements climatiques différents.

Notamment, on pourrait s'intéresser à la sensibilité climatique à l'équilibre, qui est souvent déterminée à partir de simulations abrupt-4xCO2 dont l'anomalie de température de surface excède largement les 5K. L'approximation multilinéaire n'est alors probablement plus suffisante, et la dépendance quadratique de l'anomalie de réponse radiative à la température de surface en moyenne globale devrait être considérée (Meraner et al. 2013; Bloch-Johnson et al. 2015, 2021). Ceppi et Gregory (2019) montrent que dans un modèle de climat, l'anomalie de réponse radiative de la Terre a une dépendance non linéaire à une augmentation uniforme de la température de surface, qui s'exprime pour des réchauffements de l'ordre de 5 à 10K. Cette dépendance devra donc être quantifiée et prise en compte dans l'écriture du bilan d'énergie pour déterminer l'impact de l'effet *pattern* sur la sensibilité climatique à l'équilibre.

Une autre application correspond à l'étude des différents paléoclimats. L'approche de ce manuscrit pourrait faire le lien entre les différentes périodes de l'histoire de la Terre, qui peuvent avoir des températures de surface moyenne très différentes de la période historique, et des anomalies régionales de température de surface aussi différentes. Ainsi, les études comparant les sensibilités climatiques des paléoclimats comme Rohling et al. (2012, 2018) et von der Heydt et al. (2021) pourraient être revisitées en considérant l'effet *pattern*.

ANNEXES

ANNEXE A

Figures supplémentaires

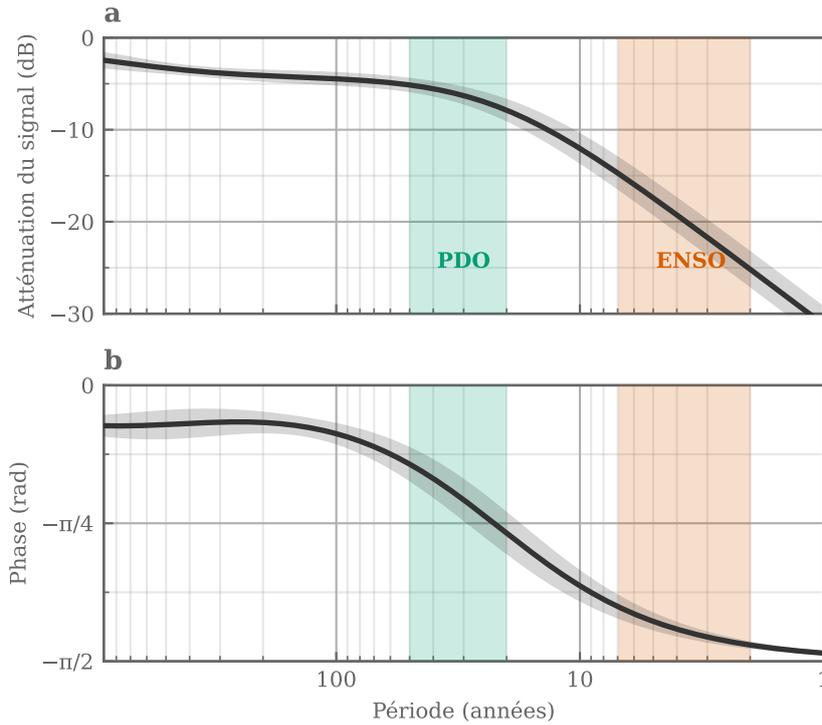


Figure A.1 – Diagramme de Bode montrant comment l’océan filtre la variabilité de l’anomalie de forçage radiatif \tilde{F} et de l’effet pattern \tilde{R}_P . Les valeurs donnent l’atténuation du signal en dB (a) et la phase (b) par période. Le trait noir représente la moyenne inter-modèles et la zone grisée l’écart type inter-modèles. Les zones ombragées indiquent approximativement les périodes correspondant aux oscillations ENSO et PDO. Les valeurs présentées ont été calculées à partir de coefficients typiques : $C = 6 \text{ W an m}^{-2}\text{K}^{-1}$, $C_0 = 90 \text{ W an m}^{-2}\text{K}^{-1}$, $\gamma = 0.7 \text{ Wm}^{-2}\text{K}^{-1}$ et $\lambda_{pi} = -1.3 \text{ Wm}^{-2}\text{K}^{-1}$, qui correspond à une période de coupure de 29 ans. Figure adaptée de Geoffroy et al. (2013a) où les calculs de l’atténuation sont détaillés.

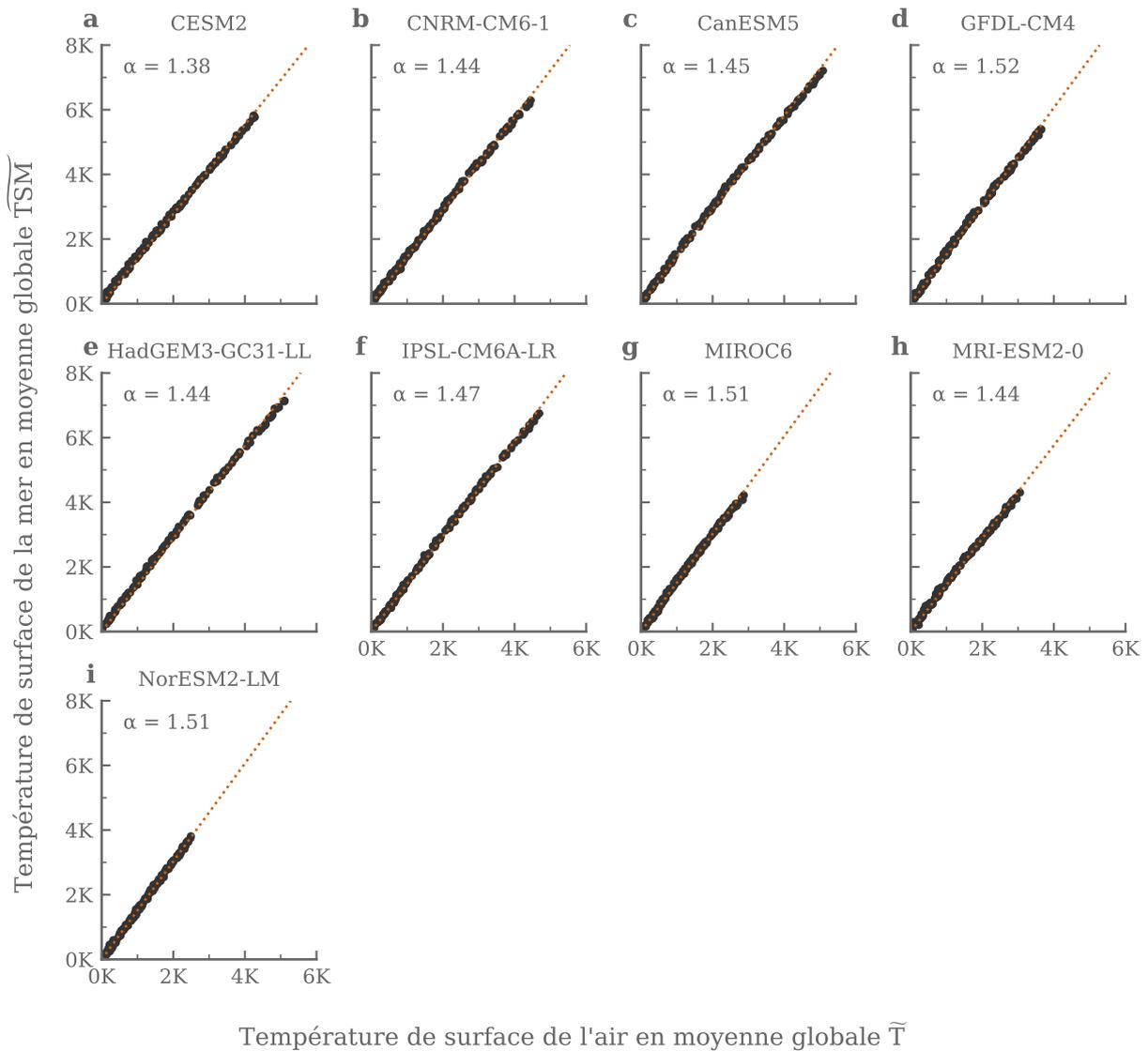


Figure A.2 – Évolution de l'anomalie de température de surface de l'air en moyenne globale \bar{T} en fonction de l'anomalie de la température de surface de la mer en moyenne globale \overline{TSM} au cours des simulations 1pctCO2 des modèles de climat utilisés dans le Chapitre 4. Les valeurs sont en moyennes annuelles. Le trait rouge montre le résultat optimal de $\bar{T} = \alpha \overline{TSM}$ et le coefficient α est indiqué en haut à gauche de chaque panneau.

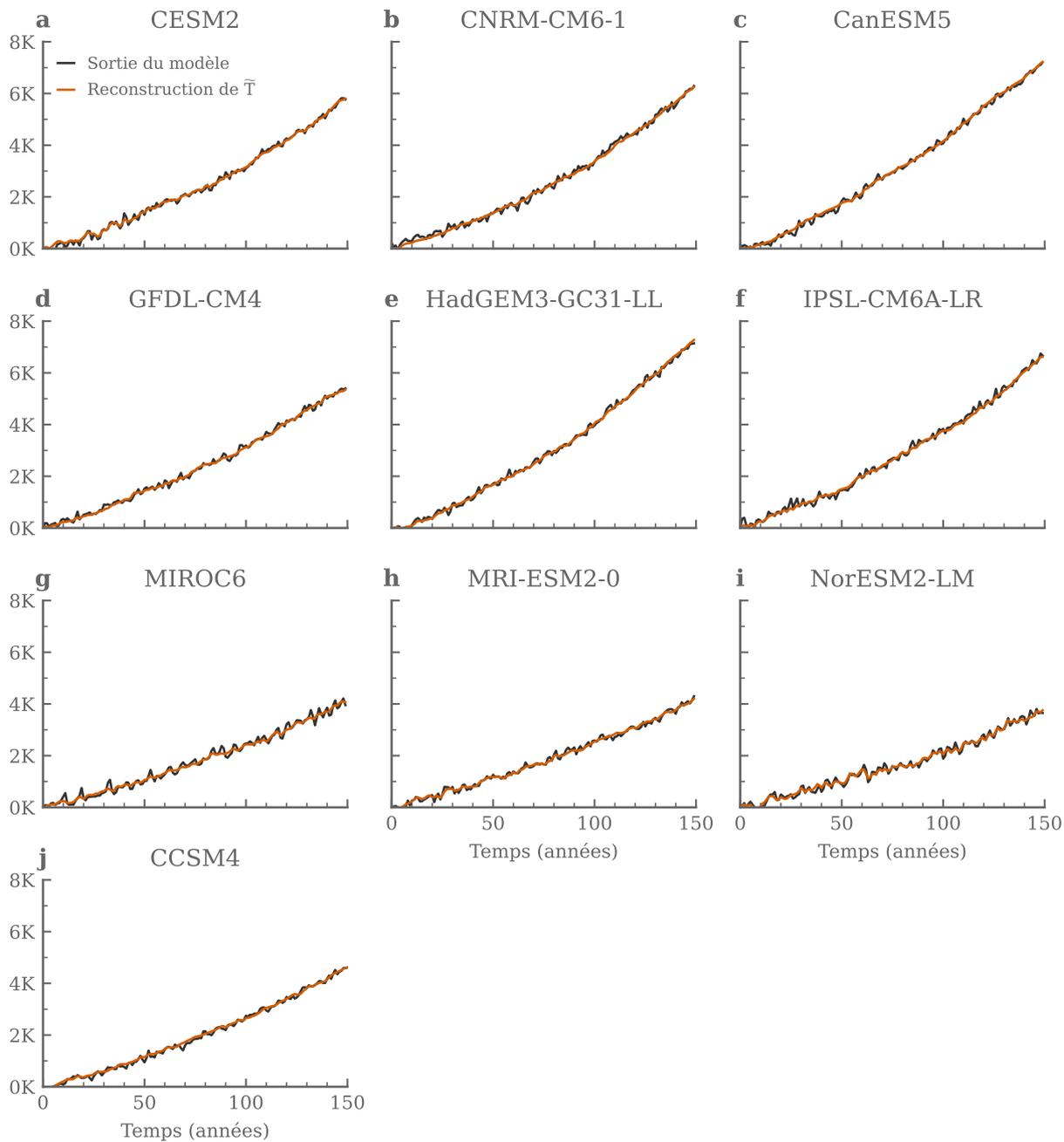


Figure A.3 — Anomalie de température de surface en moyenne globale au cours du temps en sortie de modèle en noir et reconstruction par intégration numérique du bilan d'énergie (Équation 4.4) en rouge. Les valeurs présentées correspondent à l'expérience 1pctCO₂ réalisée avec les modèles de climats utilisés dans le Chapitre 4.

ANNEXE B

Participation à des communications scientifiques

Publications dans des journaux à comité de lecture

- Meyssignac, B., **Guillaume-Castel**, R., & Roca, R. (2023). Revisiting the global energy budget dynamics with a multivariate Earth energy balance model to account for the warming pattern effect. *Journal of Climate*.
- Meyssignac, B., Chenal, J., Loeb, N., **Guillaume-Castel**, R., & Ribes, A. (2023). Time-variations of the climate feedback parameter λ are associated with the Pacific Decadal Oscillation. *Communications Earth & Environment*, 4(1), 241.
- Chenal, J., Meyssignac, B., Ribes, A., & **Guillaume-Castel**, R. (2022). Observational Constraint on the Climate Sensitivity to Atmospheric CO₂ Concentrations Changes Derived from the 1971-2017 Global Energy Budget. *Journal of Climate*, 35(14), 4469-4483.

Autres publications

- Meyssignac, B., Chenal, J., **Guillaume-Castel**, R., Blazquez, A., & Fourest, S. Mesurer le déséquilibre énergétique de la planète pour évaluer la sensibilité du climat aux émissions de gaz à effet de serre. *La Météorologie*, 2023(122), 23-30.

Présentation à des conférences

- CFMIP-GASS meeting (2023) - *Paris* - Présentation orale
- International Radiation Symposium (2023) - *Thessalonique, Grèce* - Présentation orale
- EGU General Assembly (2022) - *Vienne, Autriche (participation virtuelle)* - Présentation orale
- École sur la sensibilité climatique et workshop sur les mathématiques et la physique théorique pour les sciences du climat (2022) - *Lyon* - Poster
- Pattern effect Workshop (2022) - *Boulder, CO, États-Unis* - Poster
- AGU Fall Meeting (2021) - *Nouvelle Orléans, LO, États-Unis (participation virtuelle)* - Poster

Bibliographie

- Ackerley, Duncan, Robin Chadwick, Dietmar Dommenges et Paola Petrelli (2018). An Ensemble of AMIP Simulations with Prescribed Land Surface Temperatures. *Geoscientific Model Development*, 11(9), p. 3865-3881.
- Andrews, Timothy, Alejandro Bodas-Salcedo, Jonathan M. Gregory, Yue Dong, Kyle C. Armour, David Paynter, Pu Lin, Angshuman Modak, Thorsten Mauritsen, Jason N. S. Cole, Brian Medeiros, James J. Benedict, Hervé Douville, Romain Roehrig, Tsuyoshi Koshiro, Hideaki Kawai, Tomoo Ogura, Jean-Louis Dufresne, Richard P. Allan et Chunlei Liu (2022). On the Effect of Historical SST Patterns on Radiative Feedback. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 127(18), e2022JD036675. DOI : 10.1029/2022JD036675.
- Andrews, Timothy, Jonathan M. Gregory, David Paynter, Levi G. Silvers, Chen Zhou, Thorsten Mauritsen, Mark J. Webb, Kyle C. Armour, Piers M. Forster et Holly Titchner (2018). Accounting for Changing Temperature Patterns Increases Historical Estimates of Climate Sensitivity. *Geophysical Research Letters*, 45(16), p. 8490-8499.
- Andrews, Timothy, Jonathan M. Gregory et Mark J. Webb (2015). The Dependence of Radiative Forcing and Feedback on Evolving Patterns of Surface Temperature Change in Climate Models. *Journal of Climate*, 28(4), p. 1630-1648. DOI : 10.1175/JCLI-D-14-00545.1.
- Andrews, Timothy, Jonathan M. Gregory, Mark J. Webb et Karl E. Taylor (2012). Forcing, Feedbacks and Climate Sensitivity in CMIP5 Coupled Atmosphere-Ocean Climate Models. *Geophysical Research Letters*, 39(9), DOI : 10.1029/2012GL051607.
- Andrews, Timothy et Mark A. Ringer (2014). Cloud Feedbacks, Rapid Adjustments, and the ForcingResponse Relationship in a Transient CO2 Reversibility Scenario. *Journal of Climate*, 27(4), p. 1799-1818. DOI : 10.1175/JCLI-D-13-00421.1.
- Andrews, Timothy, Christopher J. Smith, Gunnar Myhre, Piers M. Forster, Robin Chadwick et Duncan Ackerley (2021). Effective Radiative Forcing in a GCM With Fixed Surface Temperatures. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 126(4), e2020JD033880. DOI : 10.1029/2020JD033880.
- Andrews, Timothy et Mark J. Webb (2018). The Dependence of Global Cloud and Lapse Rate Feedbacks on the Spatial Structure of Tropical Pacific Warming. *Journal of Climate*, 31(2), p. 641-654. DOI : 10.1175/JCLI-D-17-0087.1.
- Archer, David et Raymond Pierrehumbert (2011). *The Warming Papers : The Scientific Foundation for the Climate Change Forecast*. John Wiley & Sons.
- Armour, Kyle C., Cecilia M. Bitz et Gerard H. Roe (2013). Time-Varying Climate Sensitivity from Regional Feedbacks. *Journal of Climate*, 26(13), p. 4518-4534. DOI : 10.1175/JCLI-D-12-00544.1.
- Barsugli, Joseph J. et Prashant D. Sardeshmukh (2002). Global Atmospheric Sensitivity to Tropical SST Anomalies throughout the Indo-Pacific Basin. *Journal of Climate*, 15(23), p. 3427-3442.

- Bloch-Johnson, Jonah, Raymond T. Pierrehumbert et Dorian S. Abbot (2015). Feedback Temperature Dependence Determines the Risk of High Warming. *Geophysical Research Letters*, 42(12), p. 4973-4980. DOI : 10.1002/2015GL064240.
- Bloch-Johnson, Jonah, Maria A. A. Rugenstein, Martin B. Stolpe, Tim Rohrschneider, Yiyu Zheng et Jonathan M. Gregory (2021). Climate Sensitivity Increases Under Higher CO₂ Levels Due to Feedback Temperature Dependence. *Geophysical Research Letters*, 48(4), DOI : 10.1029/2020GL089074.
- Bloch-Johnson, Jonah, Maria A.A. Rugenstein, Marc J. Alessi, Cristian Proistosescu, Ming Zhao, Bosong Zhang, Andrew I.L. Williams, Jonathan M. Gregory, Jason Cole, Yue Dong, Margaret L Duffy, Sarah M. Kang et Chen Zhou (mars 2023). *The Green's Function Model Intercomparison Project (GFMIIP) Protocol*. Preprint. Preprints. DOI : 10.22541/essoar.167839939.92474288/v2. (Visité le 21/07/2023).
- Bodas-Salcedo, A., J. M. Gregory, D. M. H. Sexton et C. P. Morice (2023). Assessment of Large-Scale Indices of Surface Temperature during the Historical Period in the CMIP6 Ensemble. *Journal of Climate*, 36(7), p. 2055-2072. DOI : 10.1175/JCLI-D-22-0398.1.
- Boer, G. J. et B. Yu (2003). Climate Sensitivity and Climate State. *Climate Dynamics*, 21(2), p. 167-176. DOI : 10.1007/s00382-003-0323-7.
- Bony, S., A. Semie, R. J. Kramer, B. Soden, A. M. Tompkins et K. A. Emanuel (2020). Observed Modulation of the Tropical Radiation Budget by Deep Convective Organization and Lower-Tropospheric Stability. *AGU Advances*, 1(3), e2019AV000155. DOI : 10.1029/2019AV000155.
- Boucher, Olivier, Jérôme Servonnat, Anna Lea Albright, Olivier Aumont, Yves Balkanski, Vladislav Bastrikov, Slimane Bekki, Rémy Bonnet, Sandrine Bony et Laurent Bopp (2020). Presentation and Evaluation of the IPSL-CM6A-LR Climate Model. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 12(7), e2019MS002010.
- Bretherton, Christopher S., Peter N. Blossey et Matthew E. Peters (2006). Interpretation of Simple and Cloud-Resolving Simulations of Moist Convection Radiation Interaction with a Mock-Walker Circulation. *Theoretical and Computational Fluid Dynamics*, 20(), p. 421-442.
- Bretherton, Christopher S. et Adam H. Sobel (2003). The Gill Model and the Weak Temperature Gradient Approximation. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 60(2), p. 451-460. DOI : 10.1175/1520-0469(2003)060<0451:TGMATW>2.0.CO;2.
- Budyko, Mikhail I. (1969). The Effect of Solar Radiation Variations on the Climate of the Earth. *tellus*, 21(5), p. 611-619.
- Caballero, Rodrigo et Matthew Huber (2013). State-Dependent Climate Sensitivity in Past Warm Climates and Its Implications for Future Climate Projections. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 110(35), p. 14162-14167. DOI : 10.1073/pnas.1303365110.
- Caldeira, K. et N. P. Myhrvold (2013). Projections of the Pace of Warming Following an Abrupt Increase in Atmospheric Carbon Dioxide Concentration. *Environmental Research Letters*, 8(3), p. 034039.
- Caldwell, Peter M., Mark D. Zelinka, Karl E. Taylor et Kate Marvel (2016). Quantifying the Sources of Intermodel Spread in Equilibrium Climate Sensitivity. *Journal of Climate*, 29(2), p. 513-524. DOI : 10.1175/JCLI-D-15-0352.1.
- Ceppi, Paulo et Stephan Fueglistaler (2021). The El Niño Southern Oscillation Pattern Effect. *Geophysical Research Letters*, 48(21), e2021GL095261. DOI : 10.1029/2021GL095261.
- Ceppi, Paulo et Jonathan M. Gregory (2017). Relationship of Tropospheric Stability to Climate Sensitivity and Earth's Observed Radiation Budget. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 114(50), p. 13126-13131. DOI : 10.1073/pnas.1714308114.

- Ceppi, Paulo et Jonathan M. Gregory (2019). A Refined Model for the Earth's Global Energy Balance. *Climate Dynamics*, 53(7-8), p. 4781-4797. DOI : 10.1007/s00382-019-04825-x.
- Cess, Robert D. et Steven D. Goldenberg (1981). The Effect of Ocean Heat Capacity upon Global Warming Due to Increasing Atmospheric Carbon Dioxide. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 86(C1), p. 498-502. DOI : 10.1029/JC086iC01p00498.
- Chadwick, Robin, Hervé Douville et Christopher B. Skinner (2017). Timeslice Experiments for Understanding Regional Climate Projections : Applications to the Tropical Hydrological Cycle and European Winter Circulation. *Climate Dynamics*, 49(9), p. 3011-3029.
- Chao, Li-Wei, Jacob C. Muller et Andrew E. Dessler (2022). Impacts of the Unforced Pattern Effect on the Cloud Feedback in CERES Observations and Climate Models. *Geophysical Research Letters*, 49(2), DOI : 10.1029/2021GL096299.
- Charney, Jule G, Akio Arakawa, D James Baker, Bert Bolin, Robert E Dickinson, Richard M Goody, Cecil E Leith, Henry M Stommel et Carl I Wunsch (1979). *Carbon Dioxide and Climate : A Scientific Assessment*. National Academy of Sciences, Washington, DC.
- Chenal, Jonathan, Benoît Meyssignac, Aurélien Ribes et Robin Guillaume-Castel (2022). Observational Constraint on the Climate Sensitivity to Atmospheric CO2 Concentrations Changes Derived from the 19712017 Global Energy Budget. *Journal of Climate*, 35(14), p. 4469-4483.
- Collins, W. D. et al. (2006). Radiative Forcing by Well-Mixed Greenhouse Gases : Estimates from Climate Models in the Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC) Fourth Assessment Report (AR4). *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 111(D14), DOI : 10.1029/2005JD006713.
- Cubasch, Ulrich, G. A. Meehl, G. J. Boer, R. J. Stouffer, M. Dix, A. Noda, C. A. Senior, S. Raper et K. S. Yap (2001). « Projections of Future Climate Change ». In : *Climate Change 2001 : The Scientific Basis. Contribution of WG1 to the Third Assessment Report of the IPCC (TAR)*. Cambridge University Press, p. 525-582.
- Cummins, Donald P., David B. Stephenson et Peter A. Stott (2020). Optimal Estimation of Stochastic Energy Balance Model Parameters. *Journal of Climate*, 33(18), p. 7909-7926. DOI : 10.1175/JCLI-D-19-0589.1.
- Cutler, Lauren, Michael A. Brunke et Xubin Zeng (2022). Re-Evaluation of Low Cloud Amount Relationships With Lower-Tropospheric Stability and Estimated Inversion Strength. *Geophysical Research Letters*, 49(12), e2022GL098137. DOI : 10.1029/2022GL098137.
- Danabasoglu, G. et al. (2020). The Community Earth System Model Version 2 (CESM2). *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 12(2), e2019MS001916. DOI : 10.1029/2019MS001916.
- Dee, D. P. et al. (2011). The ERA-Interim Reanalysis : Configuration and Performance of the Data Assimilation System. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 137(656), p. 553-597. DOI : 10.1002/qj.828.
- Dessler, Andrew E. (2020). Potential Problems Measuring Climate Sensitivity from the Historical Record. *Journal of Climate*, 33(6), p. 2237-2248.
- Dickinson, Robert E. (1981). Convergence Rate and Stability of Ocean-Atmosphere Coupling Schemes with a Zero-Dimensional Climate Model. *Journal of Atmospheric Sciences*, 38(10), p. 2112-2120.
- Dong, Yue, Kyle C. Armour, Mark D. Zelinka, Cristian Proistosescu, David S. Battisti, Chen Zhou et Timothy Andrews (2020). Intermodel Spread in the Pattern Effect and

- Its Contribution to Climate Sensitivity in CMIP5 and CMIP6 Models. *Journal of Climate*, 33(18), p. 7755-7775. DOI : 10.1175/JCLI-D-19-1011.1.
- Dong, Yue, Andrew G. Pauling, Shaina Sadai et Kyle C. Armour (2022). Antarctic Ice-Sheet Meltwater Reduces Transient Warming and Climate Sensitivity Through the Sea-Surface Temperature Pattern Effect. *Geophysical Research Letters*, 49(24), e2022GL101249. DOI : 10.1029/2022GL101249.
- Dong, Yue, Cristian Proistosescu, Kyle C. Armour et David S. Battisti (2019). Attributing Historical and Future Evolution of Radiative Feedbacks to Regional Warming Patterns Using a Green's Function Approach : The Preeminence of the Western Pacific. *Journal of Climate*, 32(17), p. 5471-5491. DOI : 10.1175/JCLI-D-18-0843.1.
- Dufresne, Jean-Louis et Marion Saint-Lu (2016). Positive Feedback in Climate : Stabilization or Runaway, Illustrated by a Simple Experiment. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 97(5), p. 755-765. DOI : 10.1175/BAMS-D-14-00022.1.
- Dunne, J. P. et al. (2020). The GFDL Earth System Model Version 4.1 (GFDL-ESM 4.1) : Overall Coupled Model Description and Simulation Characteristics. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 12(11), e2019MS002015. DOI : 10.1029/2019MS002015.
- Durack, Paul J. et Karl E. Taylor (2018). *PCMDI AMIP SST and Sea-Ice Boundary Conditions Version 1.1.4*. DOI : 10.22033/ESGF/INPUT4MIPS.2204. (Visité le 15/08/2023).
- Eiselt, Kai-Uwe et Rune Grand Graversen (2022). Change in Climate Sensitivity and Its Dependence on the Lapse-Rate Feedback in $4 \times \text{CO}_2$ Climate Model Experiments. *Journal of Climate*, 35(9), p. 2919-2932. DOI : 10.1175/JCLI-D-21-0623.1.
- Eyring, Veronika, Sandrine Bony, Gerald A. Meehl, Catherine A. Senior, Bjorn Stevens, Ronald J. Stouffer et Karl E. Taylor (2016). Overview of the Coupled Model Intercomparison Project Phase 6 (CMIP6) Experimental Design and Organization. *Geoscientific Model Development*, 9(5), p. 1937-1958.
- Forster, P., T. Storelvmo, K. Armour, W. Collins, J.-L. Dufresne, D. Frame, D.J. Lunt, T. Mauritsen, M.D. Palmer, M. Watanabe, M. Wild et H. Zhang (2021). « The Earth's Energy Budget, Climate Feedbacks, and Climate Sensitivity ». In : *Climate Change 2021 : The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Sous la dir. de V. Masson-Delmotte, P. Zhai, A. Pirani, S. L. Connors, C. Péan, S. Berger, N. Caud, Y. Chen, L. Goldfarb, M. I. Gomis, M. Huang, K. Leitzell, E. Lonnoy, J. B. R. Matthews, T. K. Maycock, T. Waterfield, O. Yelekçi, R. Yu et B. Zhou. Cambridge, UK and New York, NY, USA : Cambridge University Press. Chap. 7. DOI : 10.1017/9781009157896.009.
- Forster, Piers M. (2016). Inference of Climate Sensitivity from Analysis of Earth's Energy Budget. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 44(1), p. 85-106. DOI : 10.1146/annurev-earth-060614-105156.
- Fredriksen, Hege-Beate, Maria A. A. Rugenstein et Rune Graversen (2021). Estimating Radiative Forcing With a Nonconstant Feedback Parameter and Linear Response. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 126(24), DOI : 10.1029/2020JD034145.
- Fredriksen, Hege-Beate et Martin Rypdal (2017). Long-Range Persistence in Global Surface Temperatures Explained by Linear Multibox Energy Balance Models. *Journal of Climate*, 30(18), p. 7157-7168. DOI : 10.1175/JCLI-D-16-0877.1.
- Fueglistaler, S. (2019). Observational Evidence for Two Modes of Coupling between Sea Surface Temperatures, Tropospheric Temperature Profile, and Shortwave Cloud Radiative Effect in the Tropics. *Geophysical Research Letters*, 46(16), p. 9890-9898. DOI : 10.1029/2019GL083990.

- Fueglistaler, Stephan et L. G. Silvers (2021). The Peculiar Trajectory of Global Warming. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 126(4), e2020JD033629.
- Gent, Peter R., Gokhan Danabasoglu, Leo J. Donner, Marika M. Holland, Elizabeth C. Hunke, Steve R. Jayne, David M. Lawrence, Richard B. Neale, Philip J. Rasch, Mariana Vertenstein, Patrick H. Worley, Zong-Liang Yang et Minghua Zhang (2011). The Community Climate System Model Version 4. *Journal of Climate*, 24(19), p. 4973-4991. DOI : 10.1175/2011JCLI4083.1.
- Geoffroy, Olivier, David Saint-Martin, Dirk JL Olivié, Aurore Voldoire, Gilles Bellon et Sophie Tytéca (2013a). Transient Climate Response in a Two-Layer Energy-Balance Model. Part I : Analytical Solution and Parameter Calibration Using CMIP5 AOGCM Experiments. *Journal of climate*, 26(6), p. 1841-1857.
- Geoffroy, Olivier, David Saint-Martin, Gilles Bellon, Aurore Voldoire, Dirk JL Olivié et Sophie Tytéca (2013b). Transient Climate Response in a Two-Layer Energy-Balance Model. Part II : Representation of the Efficacy of Deep-Ocean Heat Uptake and Validation for CMIP5 AOGCMs. *Journal of Climate*, 26(6), p. 1859-1876.
- Gnanadesikan, A. (1999). A Simple Predictive Model for the Structure of the Oceanic Pycnocline. *Science*, 283(5410), p. 2077-2079. DOI : 10.1126/science.283.5410.2077.
- Goosse, Hugues, Jennifer E. Kay, Kyle C. Armour, Alejandro Bodas-Salcedo, Helene Chepfer, David Docquier, Alexandra Jonko, Paul J. Kushner, Olivier Lecomte et François Massonnet (2018). Quantifying Climate Feedbacks in Polar Regions. *Nature communications*, 9(1), p. 1919.
- Gregory, Jonathan M. (2000). Vertical Heat Transports in the Ocean and Their Effect on Time-Dependent Climate Change. *Climate Dynamics*, 16(7), p. 501-515.
- Gregory, Jonathan M. et T. Andrews (2016). Variation in Climate Sensitivity and Feedback Parameters during the Historical Period. *Geophysical Research Letters*, 43(8), p. 3911-3920. DOI : 10.1002/2016GL068406.
- Gregory, Jonathan M., T. Andrews, P. Ceppi, T. Mauritsen et M. J. Webb (2020). How Accurately Can the Climate Sensitivity to CO2 Be Estimated from Historical Climate Change? *Climate Dynamics*, 54(1), p. 129-157. DOI : 10.1007/s00382-019-04991-y.
- Gregory, Jonathan M., T. Andrews et P. Good (2015). The Inconstancy of the Transient Climate Response Parameter under Increasing CO2. *Philosophical Transactions of the Royal Society A : Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 373(2054), p. 20140417. DOI : 10.1098/rsta.2014.0417.
- Gregory, Jonathan M. et P. M. Forster (2008). Transient Climate Response Estimated from Radiative Forcing and Observed Temperature Change. *Journal of Geophysical Research*, 113(D23), p. D23105. DOI : 10.1029/2008JD010405.
- Gregory, Jonathan M., W. J. Ingram, M. A. Palmer, G. S. Jones, P. A. Stott, R. B. Thorpe, J. A. Lowe, T. C. Johns et K. D. Williams (2004). A New Method for Diagnosing Radiative Forcing and Climate Sensitivity. *Geophysical Research Letters*, 31(3), DOI : 10.1029/2003GL018747.
- Grose, Michael R., Jonathan Gregory, Robert Colman et Timothy Andrews (2018). What Climate Sensitivity Index Is Most Useful for Projections? *Geophysical Research Letters*, 45(3), p. 1559-1566. DOI : 10.1002/2017GL075742.
- Hansen, J., G. Russell, A. Lacis, I. Fung, D. Rind et P. Stone (1985). Climate Response Times : Dependence on Climate Sensitivity and Ocean Mixing. *Science*, 229(4716), p. 857-859. DOI : 10.1126/science.229.4716.857.
- Hansen, J., Mki Sato et R. Ruedy (1997). Radiative Forcing and Climate Response. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 102(D6), p. 6831-6864.

- Hansen, J. et al. (2005). Efficacy of Climate Forcings. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 110(D18), DOI : 10.1029/2005JD005776.
- Harvey, L. D. Danny et Stephen H. Schneider (1985). Transient Climate Response to External Forcing on 110000 Year Time Scales Part 1 : Experiments with Globally Averaged, Coupled, Atmosphere and Ocean Energy Balance Models. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 90(D1), p. 2191-2205. DOI : 10.1029/JD090iD01p02191.
- Haugstad, A. D., K. C. Armour, D. S. Battisti et B. E. J. Rose (2017). Relative Roles of Surface Temperature and Climate Forcing Patterns in the Inconstancy of Radiative Feedbacks. *Geophysical Research Letters*, 44(14), p. 7455-7463. DOI : 10.1002/2017GL074372.
- Held, Isaac M., Michael Winton, Ken Takahashi, Thomas Delworth, Fanrong Zeng et Geoffrey K. Vallis (2010). Probing the Fast and Slow Components of Global Warming by Returning Abruptly to Preindustrial Forcing. *Journal of Climate*, 23(9), p. 2418-2427. DOI : 10.1175/2009JCLI3466.1.
- Hu, Shineng, Shang-Ping Xie et Sarah M. Kang (2022). Global Warming Pattern Formation : The Role of Ocean Heat Uptake. *Journal of Climate*, 35(6), p. 1885-1899. DOI : 10.1175/JCLI-D-21-0317.1.
- Hu, Shineng, Shang-Ping Xie et Wei Liu (2020). Global Pattern Formation of Net Ocean Surface Heat Flux Response to Greenhouse Warming. *Journal of Climate*, 33(17), p. 7503-7522. DOI : 10.1175/JCLI-D-19-0642.1.
- IPCC (2021). *Climate Change 2021 : The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Sous la dir. de V. Masson-Delmotte, P. Zhai, A. Pirani, S. L. Connors, C. Péan, S. Berger, N. Caud, Y. Chen, L. Goldfarb, M. I. Gomis, M. Huang, K. Leitzell, E. Lonnoy, J. B. R. Matthews, T. K. Maycock, T. Waterfield, O. Yelekçi, R. Yu et B. Zhou. Cambridge, UK and New York, NY, USA : Cambridge University Press. DOI : 10.1017/9781009157896.
- Jeevanjee, Nadir, Isaac Held et Venkatachalam Ramaswamy (2022). Manabe's RadiativeConvective Equilibrium. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 103(11), E2559-E2569.
- Kageyama, Masa et al. (2018). The PMIP4 Contribution to CMIP6 Part 1 : Overview and over-Arching Analysis Plan. *Geoscientific Model Development*, 11(3), p. 1033-1057. DOI : 10.5194/gmd-11-1033-2018.
- Kandel, Robert S. (1979). Carbon Dioxide and Climate : An Astrophysical Perspective. *Environment International*, 2(4-6), p. 335-350. DOI : 10.1016/0160-4120(79)90008-4.
- Kang, Sarah M. et Shang-Ping Xie (2014). Dependence of Climate Response on Meridional Structure of External Thermal Forcing. *Journal of Climate*, 27(14), p. 5593-5600. DOI : 10.1175/JCLI-D-13-00622.1.
- Kaur, Harpreet, Govindasamy Bala et Ashwin K. Seshadri (2023). Why Is Climate Sensitivity for Solar Forcing Smaller than for an Equivalent CO₂ Forcing? *Journal of Climate*, 36(3), p. 775-789. DOI : 10.1175/JCLI-D-21-0980.1.
- Keeling, Charles D., Robert B. Bacastow, Arnold E. Bainbridge, Carl A. Ekdahl Jr, Peter R. Guenther, Lee S. Waterman et John FS Chin (1976). Atmospheric Carbon Dioxide Variations at Mauna Loa Observatory, Hawaii. *Tellus*, 28(6), p. 538-551.
- Klein, Stephen A. et Dennis L. Hartmann (1993). The Seasonal Cycle of Low Stratiform Clouds. *Journal of Climate*, 6(8), p. 1587-1606. DOI : 10.1175/1520-0442(1993)006<1587:TSCOLS>2.0.CO;2.
- Knutti, Reto et Maria A. A. Rugenstein (2015). Feedbacks, Climate Sensitivity and the Limits of Linear Models. *Philosophical Transactions of the Royal Society A : Mathe-*

- matical, Physical and Engineering Sciences*, 373(2054), p. 20150146. DOI : 10.1098/rsta.2015.0146.
- Knutti, Reto, Maria A. A. Rugenstein et Gabriele C. Hegerl (2017). Beyond Equilibrium Climate Sensitivity. *Nature Geoscience*, 10(10), p. 727-736. DOI : 10.1038/ngeo3017.
- Kosovelj, Katarina et iga Zaplotnik (2023). Indices of Pacific Walker Circulation Strength. *Atmosphere*, 14(2), p. 397. DOI : 10.3390/atmos14020397.
- Kravitz, Ben, Alan Robock, John C. Moore, Trude Storelvmo, Simone Tilmes et Robert Wood (2014). Geoengineering Model Intercomparison Project (GeoMIP) Application for CMIP6-Endorsed MIPs. *Overview of MIPs that have applied for CMIP6 Endorsement*, 12(2).
- Lee, Sukyoung, Michelle L'Heureux, Andrew T. Wittenberg, Richard Seager, Paul A. O'Gorman et Nathaniel C. Johnson (2022). On the Future Zonal Contrasts of Equatorial Pacific Climate : Perspectives from Observations, Simulations, and Theories. *npj Climate and Atmospheric Science*, 5(1), p. 1-15. DOI : 10.1038/s41612-022-00301-2.
- Lewis, Nicholas et Thorsten Mauritsen (2021). Negligible Unforced Historical Pattern Effect on Climate Feedback Strength Found in HadISST-Based AMIP Simulations. *Journal of Climate*, 34(1), p. 39-55. DOI : 10.1175/JCLI-D-19-0941.1.
- Liu, Fukai, Jian Lu, Oluwayemi Garuba, L. Ruby Leung, Yiyong Luo et Xiuquan Wan (2018). Sensitivity of Surface Temperature to Oceanic Forcing via Q-Flux Green's Function Experiments. Part I : Linear Response Function. *Journal of Climate*, 31(9), p. 3625-3641. DOI : 10.1175/JCLI-D-17-0462.1.
- Loeb, Norman G., Tyler J. Thorsen, Joel R. Norris, Hailan Wang et Wenying Su (2018). Changes in Earth's Energy Budget during and after the "Pause" in Global Warming : An Observational Perspective. *Climate*, 6(3), p. 62.
- Lutsko, Nicholas et Timothy Wallace Cronin (fév. 2023). *Mock-Walker Simulations : Mean Climates, Responses to Warming and Transition to Double-Cell Circulations*. Preprint. Preprints. DOI : 10.22541/essoar.167591087.76248356/v1. (Visité le 30/09/2023).
- Lutsko, Nicholas J. et Max Popp (2019). Probing the Sources of Uncertainty in Transient Warming on Different Timescales. *Geophysical Research Letters*, 46(20), p. 11367-11377. DOI : 10.1029/2019GL084018.
- Mackie, Anna, Helen E. Brindley et Paul I. Palmer (2021). Contrasting Observed Atmospheric Responses to Tropical Sea Surface Temperature Warming Patterns. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 126(7), DOI : 10.1029/2020JD033564.
- Manabe, S., R. J. Stouffer, M. J. Spelman et K. Bryan (1991). Transient Responses of a Coupled Ocean-Atmosphere Model to Gradual Changes of Atmospheric CO₂. Part I. Annual Mean Response. *Journal of Climate*, 4(8), p. 785-818. DOI : 10.1175/1520-0442(1991)004<0785:TR0ACO>2.0.CO;2.
- Manabe, Syukuro et Robert F. Strickler (1964). Thermal Equilibrium of the Atmosphere with a Convective Adjustment. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 21(4), p. 361-385. DOI : 10.1175/1520-0469(1964)021<0361:TE0TAW>2.0.CO;2.
- Marshall, David P. et Laure Zanna (2014). A Conceptual Model of Ocean Heat Uptake under Climate Change. *Journal of Climate*, 27(22), p. 8444-8465. DOI : 10.1175/JCLI-D-13-00344.1.
- Mauritsen, Thorsten (2016). Clouds Cooled the Earth. *Nature Geoscience*, 9(12), p. 865-867. DOI : 10.1038/ngeo2838.
- Meehl, Gerald A., George J. Boer, Curt Covey, Mojib Latif et Ronald J. Stouffer (1997). Intercomparison Makes for a Better Climate Model. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 78(41), p. 445-451. DOI : 10.1029/97E000276.

- Meehl, Gerald A., Catherine A. Senior, Veronika Eyring, Gregory Flato, Jean-Francois Lamarque, Ronald J. Stouffer, Karl E. Taylor et Manuel Schlund (2020). Context for Interpreting Equilibrium Climate Sensitivity and Transient Climate Response from the CMIP6 Earth System Models. *Science Advances*, 6(26), eaba1981. DOI : 10.1126/sciadv.aba1981.
- Meinshausen, Malte et al. (2017). Historical Greenhouse Gas Concentrations for Climate Modelling (CMIP6). *Geoscientific Model Development*, 10(5), p. 2057-2116. DOI : 10.5194/gmd-10-2057-2017.
- Meraner, Katharina, Thorsten Mauritsen et Aiko Voigt (2013). Robust Increase in Equilibrium Climate Sensitivity under Global Warming. *Geophysical Research Letters*, 40(22), p. 5944-5948. DOI : 10.1002/2013GL058118.
- Meyssignac, Benoît, Jonathan Chenal, Norman Loeb, Robin Guillaume-Castel et Aurélien Ribes (2023). Time-Variations of the Climate Feedback Parameter λ Are Associated with the Pacific Decadal Oscillation. *Communications Earth & Environment*, 4(1), p. 1-10. DOI : 10.1038/s43247-023-00887-2.
- Miller, R. L. (1997). Tropical Thermostats and Low Cloud Cover. *Journal of Climate*, 10(3), p. 409-440.
- Modak, Angshuman et Thorsten Mauritsen (2022). Better Constrained Climate Sensitivity When Accounting for Dataset Dependency on Pattern Effect Estimates. *EGUsphere*, 1(20), p. 1-20.
- Murphy, J. M. (1995). Transient Response of the Hadley Centre Coupled Ocean-Atmosphere Model to Increasing Carbon Dioxide. Part III : Analysis of Global-Mean Response Using Simple Models. *Journal of Climate*, 8(3), p. 496-514.
- Myhre, Gunnar, Eleanor J. Highwood, Keith P. Shine et Frode Stordal (1998). New Estimates of Radiative Forcing Due to Well Mixed Greenhouse Gases. *Geophysical Research Letters*, 25(14), p. 2715-2718. DOI : 10.1029/98GL01908.
- North, Gerald R. et Kwang-Yul Kim (2017). *Energy Balance Climate Models*. John Wiley & Sons.
- O'Neill, Brian C., Elmar Kriegler, Keywan Riahi, Kristie L. Ebi, Stephane Hallegatte, Timothy R. Carter, Ritu Mathur et Detlef P. van Vuuren (2014). A New Scenario Framework for Climate Change Research : The Concept of Shared Socioeconomic Pathways. *Climatic Change*, 122(3), p. 387-400. DOI : 10.1007/s10584-013-0905-2.
- O'Neill, Brian C., Claudia Tebaldi, Detlef P. Van Vuuren, Veronika Eyring, Pierre Friedlingstein, George Hurtt, Reto Knutti, Elmar Kriegler, Jean-Francois Lamarque et Jason Lowe (2016). The Scenario Model Intercomparison Project (ScenarioMIP) for CMIP6. *Geoscientific Model Development*, 9(9), p. 3461-3482.
- Paynter, David et Thomas L. Frölicher (2015). Sensitivity of Radiative Forcing, Ocean Heat Uptake, and Climate Feedback to Changes in Anthropogenic Greenhouse Gases and Aerosols. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 120(19), p. 9837-9854.
- Pierrehumbert, R. T. (1995). Thermostats, Radiator Fins, and the Local Runaway Greenhouse. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 52(10), p. 1784-1806. DOI : 10.1175/1520-0469(1995)052<1784:TRFATL>2.0.CO;2.
- Pincus, Robert, Piers M. Forster et Bjorn Stevens (2016). The Radiative Forcing Model Intercomparison Project (RFMIP) : Experimental Protocol for CMIP6. *Geoscientific Model Development (Online)*, 9(9).
- Pincus, Robert, Eli J. Mlawer, Lazaros Oreopoulos, Andrew S. Ackerman, Sunghye Baek, Manfred Brath, Stefan A. Buehler, Karen E. Cady-Pereira, Jason N. S. Cole, Jean-Louis Dufresne, Maxwell Kelley, Jiangnan Li, James Manners, David J. Paynter, Romain Roehrig, Miho Sekiguchi et Daniel M. Schwarzkopf (2015). Radiative Flux and

- Forcing Parameterization Error in Aerosol-Free Clear Skies. *Geophysical Research Letters*, 42(13), p. 5485-5492. DOI : 10.1002/2015GL064291.
- Qin, Yi, Mark D. Zelinka et Stephen A. Klein (2022). On the Correspondence Between Atmosphere-Only and Coupled Simulations for Radiative Feedbacks and Forcing From CO₂. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 127(3), e2021JD035460.
- Ramanathan, V. et J. A. Coakley Jr. (1978). Climate Modeling through Radiative-Convective Models. *Reviews of Geophysics*, 16(4), p. 465-489. DOI : 10.1029/RG016i004p00465.
- Raper, S. C. B., Jonathan M. Gregory et T. J. Osborn (2001). Use of an Upwelling-Diffusion Energy Balance Climate Model to Simulate and Diagnose A/OGCM Results. *Climate Dynamics*, 17(8), p. 601-613.
- Raper, Sarah C. B., Jonathan M. Gregory et Ronald J. Stouffer (2002). The Role of Climate Sensitivity and Ocean Heat Uptake on AOGCM Transient Temperature Response. *Journal of Climate*, 15(1), p. 124-130. DOI : 10.1175/1520-0442(2002)015<0124:TRCOSA>2.0.CO;2.
- Roe, Gerard (2009). Feedbacks, Timescales, and Seeing Red. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 37(1), p. 93-115. DOI : 10.1146/annurev.earth.061008.134734.
- Rohling, Eelco J., Gianluca Marino, Gavin L. Foster, Philip A. Goodwin, Anna S. von der Heydt et Peter Köhler (2018). Comparing Climate Sensitivity, Past and Present. *Annual Review of Marine Science*, 10(1), p. 261-288. DOI : 10.1146/annurev-marine-121916-063242.
- Rohling, Eelco J., Appy Sluijs, Henk A. Dijkstra, Roderik SW van de Wal, A. S. von der Heydt, P. K. Bijl et R. Zeebe (2012). Making Sense of Palaeoclimate Sensitivity. *Nature*, 491(), p. 683-691.
- Rohrschneider, Tim, Bjorn Stevens et Thorsten Mauritsen (2019). On Simple Representations of the Climate Response to External Radiative Forcing. *Climate Dynamics*, 53(5), p. 3131-3145. DOI : 10.1007/s00382-019-04686-4.
- Romps, David M., Jacob T. Seeley et Jacob P. Edman (2022). Why the Forcing from Carbon Dioxide Scales as the Logarithm of Its Concentration. *Journal of Climate*, 35(13), p. 4027-4047. DOI : 10.1175/JCLI-D-21-0275.1.
- Rose, Brian E. J. et Lance Rayborn (2016). The Effects of Ocean Heat Uptake on Transient Climate Sensitivity. *Current Climate Change Reports*, 2(4), p. 190-201. DOI : 10.1007/s40641-016-0048-4.
- Rose, Brian EJ, Kyle C. Armour, David S. Battisti, Nicole Feldl et Daniel DB Koll (2014). The Dependence of Transient Climate Sensitivity and Radiative Feedbacks on the Spatial Pattern of Ocean Heat Uptake. *Geophysical Research Letters*, 41(3), p. 1071-1078.
- Rugenstein, Maria A. A. et Kyle C. Armour (2021). Three Flavors of Radiative Feedbacks and Their Implications for Estimating Equilibrium Climate Sensitivity. *Geophysical Research Letters*, 48(15), e2021GL092983. DOI : 10.1029/2021GL092983.
- Rugenstein, Maria A. A., Jonah Bloch-Johnson, Ayako Abe-Ouchi, Timothy Andrews, Urs Beyerle, Long Cao, Tarun Chadha, Gokhan Danabasoglu, Jean-Louis Dufresne et Lei Duan (2019). LongRunMIP : Motivation and Design for a Large Collection of Millennial-Length AOGCM Simulations. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 100(12), p. 2551-2570. DOI : 10.1175/BAMS-D-19-0068.1.
- Rugenstein, Maria A. A., Jonah Bloch-Johnson, Jonathan Gregory, Timothy Andrews, Thorsten Mauritsen, Chao Li, Thomas L. Frölicher, David Paynter, Gokhan Danabasoglu et Shuting Yang (2020). Equilibrium Climate Sensitivity Estimated by Equilibrating Climate Models. *Geophysical Research Letters*, 47(4), e2019GL083898. DOI : 10.1029/2019GL083898.

- Rugenstein, Maria A. A., Ken Caldeira et Reto Knutti (2016). Dependence of Global Radiative Feedbacks on Evolving Patterns of Surface Heat Fluxes. *Geophysical Research Letters*, 43(18), p. 9877-9885. DOI : 10.1002/2016GL070907.
- Salvi, Pietro, Paulo Ceppi et Jonathan M. Gregory (2022). Interpreting Differences in Radiative Feedbacks From Aerosols Versus Greenhouse Gases. *Geophysical Research Letters*, 49(8), DOI : 10.1029/2022GL097766.
- Schiro, Kathleen A., Hui Su, Fiaz Ahmed, Ni Dai, Clare E. Singer, Pierre Gentine, Gregory S. Elsaesser, Jonathan H. Jiang, Yong-Sang Choi et J. David Neelin (2022). Model Spread in Tropical Low Cloud Feedback Tied to Overturning Circulation Response to Warming. *Nature Communications*, 13(1), p. 7119. DOI : 10.1038/s41467-022-34787-4.
- Schmidt, Gavin A., Timothy Andrews, Susanne E. Bauer, Paul J. Durack, Norman G. Loeb, V. Ramaswamy, Nathan P. Arnold, Michael G. Bosilovich, Jason Cole et Larry W. Horowitz (2023). CERESMIP : A Climate Modeling Protocol to Investigate Recent Trends in the Earth's Energy Imbalance. *Frontiers in Climate*, 5(LLNL-JRNL-849403).
- Seland, Øyvind, Mats Bentsen, Dirk Olivie, Thomas Toniazzo, Ada Gjermundsen, Lise Seland Graff, Jens Boldingh Debernard, Alok Kumar Gupta, Yan-Chun He et Alf Kirkevåg (2020). Overview of the Norwegian Earth System Model (NorESM2) and Key Climate Response of CMIP6 DECK, Historical, and Scenario Simulations. *Geoscientific Model Development*, 13(12), p. 6165-6200.
- Sellers, William D. (1969). A Global Climatic Model Based on the Energy Balance of the Earth-Atmosphere System. *Journal of Applied Meteorology*, 8(3), p. 392-400. DOI : 10.1175/1520-0450(1969)008<0392:AGCMB0>2.0.CO;2.
- Senior, Catherine A. et John FB Mitchell (2000). The Time-Dependence of Climate Sensitivity. *Geophysical Research Letters*, 27(17), p. 2685-2688.
- Sherwood, S. C. et al. (2020). An Assessment of Earth's Climate Sensitivity Using Multiple Lines of Evidence. *Reviews of Geophysics*, 58(4), e2019RG000678. DOI : 10.1029/2019RG000678.
- Sherwood, Steven C., Sandrine Bony, Olivier Boucher, Chris Bretherton, Piers M. Forster, Jonathan M. Gregory et Bjorn Stevens (2015). Adjustments in the Forcing-Feedback Framework for Understanding Climate Change. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 96(2), p. 217-228. DOI : 10.1175/BAMS-D-13-00167.1.
- Silvers, Levi G., Kevin A. Reed et Allison A. Wing (2023). The Response of the Large-Scale Tropical Circulation to Warming. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 15(3), e2021MS002966. DOI : 10.1029/2021MS002966.
- Simpkins, Graham (2017). Progress in Climate Modelling. *Nature Climate Change*, 7(10), p. 684-685. DOI : 10.1038/nclimate3398.
- Slingo, J. M. (1987). The Development and Verification of A Cloud Prediction Scheme For the Ecmwf Model. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 113(477), p. 899-927. DOI : 10.1002/qj.49711347710.
- Smith, C. J., Z. R. J. Nicholls, K. Armour, W. Collins, P. M. Forster, M Meinshausen, M. D. Palmer et M. Watanabe (2021). « The Earth's Energy Budget, Climate Feedbacks, and Climate Sensitivity Supplementary Material ». In : *Climate Change 2021 : The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Sous la dir. de V. Masson-Delmotte, P. Zhai, A. Pirani, S. L. Connors, C. Péan, S. Berger, N. Caud, Y. Chen, L. Goldfarb, M. I. Gomis, M. Huang, K. Leitzell, E. Lonnoy, J. B. R. Matthews, T. K. Maycock, T. Waterfield, O. Yelekçi, R. Yu et B. Zhou. Cambridge, UK and New York, NY, USA : Cambridge University Press. Chap. 7.

- Smith, C. J. et al. (2018a). Understanding Rapid Adjustments to Diverse Forcing Agents. *Geophysical Research Letters*, 45(21), p. 12, 023-12, 031. DOI : 10.1029/2018GL079826.
- Smith, Christopher J., Piers M. Forster, Myles Allen, Nicholas Leach, Richard J. Millar, Giovanni A. Passerello et Leighton A. Regayre (2018b). FAIR v1.3 : A Simple Emissions-Based Impulse Response and Carbon Cycle Model. *Geoscientific Model Development*, 11(6), p. 2273-2297. DOI : 10.5194/gmd-11-2273-2018.
- Smith, Christopher J. et al. (2020). Effective Radiative Forcing and Adjustments in CMIP6 Models. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 20(16), p. 9591-9618. DOI : 10.5194/acp-20-9591-2020.
- Sobel, Adam H., Chia-Ying Lee, Steven G. Bowen, Suzana J. Camargo, Mark A. Cane, Amy Clement, Boniface Fosu, Megan Hart, Kevin A. Reed, Richard Seager et Michael K. Tippett (2023). Near-Term Tropical Cyclone Risk and Coupled Earth System Model Biases. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 120(33), e2209631120. DOI : 10.1073/pnas.2209631120.
- Sobel, Adam H., Johan Nilsson et Lorenzo M. Polvani (2001). The Weak Temperature Gradient Approximation and Balanced Tropical Moisture Waves. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 58(23), p. 3650-3665. DOI : 10.1175/1520-0469(2001)058<3650:TWTGAA>2.0.CO;2.
- Stephens, Graeme et al. (2022). The First 30 Years of GEWEX. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 104(1), DOI : 10.1175/BAMS-D-22-0061.1.
- Stevens, Bjorn, Steven C. Sherwood, Sandrine Bony et Mark J. Webb (2016). Prospects for Narrowing Bounds on Earth's Equilibrium Climate Sensitivity. *Earth's Future*, 4(11), p. 512-522. DOI : 10.1002/2016EF000376.
- Swart, Neil C., Jason NS Cole, Viatcheslav V. Kharin, Mike Lazare, John F. Scinocca, Nathan P. Gillett, James Anstey, Vivek Arora, James R. Christian et Sarah Hanna (2019). The Canadian Earth System Model Version 5 (CanESM5. 0.3). *Geoscientific Model Development*, 12(11), p. 4823-4873.
- Tatebe, Hiroaki, Tomoo Ogura, Tomoko Nitta, Yoshiaki Komuro, Koji Ogochi, Toshihiko Takemura, Kengo Sudo, Miho Sekiguchi, Manabu Abe et Fuyuki Saito (2019). Description and Basic Evaluation of Simulated Mean State, Internal Variability, and Climate Sensitivity in MIROC6. *Geoscientific Model Development*, 12(7), p. 2727-2765.
- Taylor, Karl E., Ronald J. Stouffer et Gerald A. Meehl (2012). An Overview of CMIP5 and the Experiment Design. *Bulletin of the American meteorological Society*, 93(4), p. 485-498.
- Voltaire, Aurore, David Saint-Martin, Stéphane Sénési, B. Decharme, A. Alias, Matthieu Chevallier, Jeanne Colin, J.-F. Guérémy, M. Michou et M.-P. Moine (2019). Evaluation of CMIP6 Deck Experiments with CNRM-CM6-1. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 11(7), p. 2177-2213. DOI : 10.1029/2019MS001683.
- von der Heydt, A. S., P. Köhler, R. S. W. van de Wal et H. A. Dijkstra (2014). On the State Dependency of Fast Feedback Processes in (Paleo) Climate Sensitivity. *Geophysical Research Letters*, 41(18), p. 6484-6492. DOI : 10.1002/2014GL061121.
- von der Heydt, Anna S. et Peter Ashwin (2017). State-Dependence of Climate Sensitivity : Attractor Constraints and Palaeoclimate Regimes. *Dynamics and Statistics of the Climate System*, (), DOI : 10.1093/climsys/dsz001.
- von der Heydt, Anna S., Peter Ashwin, Charles D. Camp, Michel Crucifix, Henk A. Dijkstra, Peter Ditlevsen et Timothy M. Lenton (2021). Quantification and Interpretation of the Climate Variability Record. *Global and Planetary Change*, 197(), p. 103399. DOI : 10.1016/j.gloplacha.2020.103399.

- Washington, Warren M. et Gerald A. Meehl (1989). Climate Sensitivity Due to Increased CO₂ : Experiments with a Coupled Atmosphere and Ocean General Circulation Model. *Climate Dynamics*, 4(1), p. 1-38. DOI : 10.1007/BF00207397.
- Webb, Mark J., Timothy Andrews, Alejandro Bodas-Salcedo, Sandrine Bony, Christopher S. Bretherton, Robin Chadwick, Hélène Chepfer, Hervé Douville, Peter Good, Jennifer E. Kay, Stephen A. Klein, Roger Marchand, Brian Medeiros, A. Pier Siebesma, Christopher B. Skinner, Bjorn Stevens, George Tselioudis, Yoko Tsushima et Masahiro Watanabe (2017). The Cloud Feedback Model Intercomparison Project (CFMIP) Contribution to CMIP6. *Geoscientific Model Development*, 10(1), p. 359-384. DOI : 10.5194/gmd-10-359-2017.
- Wetherald, R. T. et S. Manabe (1988). Cloud Feedback Processes in a General Circulation Model. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 45(8), p. 1397-1416. DOI : 10.1175/1520-0469(1988)045<1397:CFPIAG>2.0.CO;2.
- Williams, Andrew I. L., Nadir Jeevanjee et Jonah Bloch-Johnson (2023). Circus Tents, Convective Thresholds, and the Non-Linear Climate Response to Tropical SSTs. *Geophysical Research Letters*, 50(6), e2022GL101499. DOI : 10.1029/2022GL101499.
- Williams, K. D. et al. (2018). The Met Office Global Coupled Model 3.0 and 3.1 (GC3.0 and GC3.1) Configurations. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 10(2), p. 357-380. DOI : 10.1002/2017MS001115.
- Wills, Robert C. J., Kyle C. Armour, David S. Battisti, Cristian Proistosescu et Luke A. Parsons (2021). Slow Modes of Global Temperature Variability and Their Impact on Climate Sensitivity Estimates. *Journal of Climate*, 34(21), p. 8717-8738. DOI : 10.1175/JCLI-D-20-1013.1.
- Wills, Robert C. J., Yue Dong, Cristian Proistosecu, Kyle C. Armour et David S. Battisti (2022). Systematic Climate Model Biases in the Large-Scale Patterns of Recent Sea-Surface Temperature and Sea-Level Pressure Change. *Geophysical Research Letters*, 49(17), e2022GL100011. DOI : 10.1029/2022GL100011.
- Wing, Allison A., Kevin A. Reed, Masaki Satoh, Bjorn Stevens, Sandrine Bony et Tomoki Ohno (2018). RadiativeConvective Equilibrium Model Intercomparison Project. *Geoscientific Model Development*, 11(2), p. 793-813. DOI : 10.5194/gmd-11-793-2018.
- Winton, Michael, Ken Takahashi et Isaac M. Held (2010). Importance of Ocean Heat Uptake Efficacy to Transient Climate Change. *Journal of Climate*, 23(9), p. 2333-2344.
- Wood, Robert et Christopher S. Bretherton (2006). On the Relationship between Stratiform Low Cloud Cover and Lower-Tropospheric Stability. *Journal of Climate*, 19(24), p. 6425-6432. DOI : 10.1175/JCLI3988.1.
- Yukimoto, Seiji, Hideaki Kawai, Tsuyoshi Koshiro, Naga Oshima, Kohei Yoshida, Shogo Urakawa, Hiroyuki Tsujino, Makoto Deushi, Taichu Tanaka et Masahiro Hosaka (2019). The Meteorological Research Institute Earth System Model Version 2.0, MRI-ESM2.0 : Description and Basic Evaluation of the Physical Component. *Journal of the Meteorological Society of Japan. Ser. II*, 97(5), p. 931-965.
- Zelinka, Mark D., Timothy A. Myers, Daniel T. McCoy, Stephen Po-Chedley, Peter M. Caldwell, Paulo Ceppi, Stephen A. Klein et Karl E. Taylor (2020). Causes of Higher Climate Sensitivity in CMIP6 Models. *Geophysical Research Letters*, 47(1), e2019GL085782. DOI : 10.1029/2019GL085782.
- Zhang, Bosong, Ming Zhao et Zhihong Tan (2023). Using a Green's Function Approach to Diagnose the Pattern Effect in GFDL AM4 and CM4. *Journal of Climate*, 36(4), p. 1105-1124. DOI : 10.1175/JCLI-D-22-0024.1.

- Zhang, Yi et Stephan Fueglistaler (2020). How Tropical Convection Couples High Moist Static Energy Over Land and Ocean. *Geophysical Research Letters*, 47(2), e2019GL086387. DOI : 10.1029/2019GL086387.
- Zhou, Chen, Minghuai Wang, Mark D. Zelinka, Y. Liu, Yue Dong et Kyle C. Armour (2023). Explaining Forcing Efficacy With Pattern Effect and State Dependence. *Geophysical Research Letters*, 50(3), e2022GL101700. DOI : 10.1029/2022GL101700.
- Zhou, Chen, Mark D. Zelinka, Andrew E. Dessler et Minghuai Wang (2021). Greater Committed Warming after Accounting for the Pattern Effect. *Nature Climate Change*, (), p. 1-5. DOI : 10.1038/s41558-020-00955-x.
- Zhou, Chen, Mark D. Zelinka et Stephen A. Klein (2016). Impact of Decadal Cloud Variations on the Earth's Energy Budget. *Nature Geoscience*, 9(12), p. 871-874.
- Zhou, Chen, Mark D. Zelinka et Stephen A. Klein (2017). Analyzing the Dependence of Global Cloud Feedback on the Spatial Pattern of Sea Surface Temperature Change with a Green's Function Approach. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 9(5), p. 2174-2189. DOI : 10.1002/2017MS001096.

