

Refondation des concepts de rétroaction climatique et de forçage radiatif à partir d'un modèle de complexité minimale

Philippe de Larminat

Professeur d'université (retraité)

Dernière affiliation : École Centrale (Nantes, France) - Institut de Recherche en Communication et Cybernétique de Nantes (IRCCyN), maintenant LS2N (Nantes, France).

Auteur correspondant

Institut de Recherche en Communication et Cybernétique de Nantes (IRCCyN), maintenant LS2N – philippe.delarminat@orange.fr

Soumis : 2024, 27 mars ; Accepté : 2024, 24 avril ; Publié : 2024, 10 mai

Citation: de Larminat, P. (2024). Refounding the Concepts of Climate Feedback and Radiative Forcing Using a Model of Minimal Complexity. *Earth Envi Scie Res & Rev*, 7(2), 01-14.

Résumé

Le forçage radiatif et la rétroaction climatique sont des mesures dont la fonction est d'évaluer et de comparer le comportement du système climatique terrestre en réponse à des facteurs de perturbation. Des décennies après leur introduction, leurs définitions restent floues et leurs évaluations imprécises. Le présent document vise à redéfinir ces concepts et leur méthode d'évaluation. Il s'appuie sur un modèle climatique de complexité minimale et réduit le problème à celui de son estimation paramétrique. Outre la redéfinition et l'évaluation de ces métriques, l'identification du modèle sur la base de données millénaires pose la question des contributions respectives des facteurs humains et naturels au réchauffement climatique actuel.

Mots clés : Forçages radiatifs; rétroaction climatique; complexité réduite; méthodologie; identification

1. Introduction

La théorie des signaux et des systèmes, s'est surtout développée depuis les années 1960, pour répondre aux besoins de la science de l'ingénierie du contrôle. A l'inverse, dans les rapports d'évaluation du GIEC, les climatologues ne font presque jamais référence aux concepts indispensables de la théorie des systèmes, comme les fonctions de transfert, les représentations de l'espace d'état, l'algèbre des diagrammes, la réduction des modèles, les réalisations équilibrées, les boucles algébriques, l'identification des systèmes dynamiques, etc.

Cette méconnaissance explique peut-être pourquoi les efforts en matière de modèles climatiques de complexité réduite n'ont pas abouti au Modèle de Complexité Minimale (MCM) présenté ici. Cependant, une fois développé, le MCM s'avère être une référence essentielle pour les modèles de comportement du système climatique, d'une part en raison de sa simplicité et de son efficacité, et d'autre part en raison de sa capacité à refonder les concepts de forçage radiatif et de rétroaction climatique. Indépendamment des prémisses systémiques

associées à sa genèse, les équations du MCM dérivent directement des caractéristiques fondamentales de la thermique terrestre. Leur compréhension ne fait appel à aucune notion autre que celles de la physique élémentaire.

Les variations thermiques terrestres résultent du bilan radiatif au TOA (sommet de l'atmosphère), c'est-à-dire de la différence entre le flux solaire incident - corrigé de l'albédo - et le flux infrarouge émis par la Terre. Chacun de ces flux se mesure en centaines de $W m^{-2}$. Dans un climat qui se réchauffe (ou se refroidit), les variations de ce bilan ne dépassent pas un $W m^{-2}$. Son évaluation est donc très sensible aux erreurs, même minimes, sur chacune des deux composantes. Indépendamment de la distribution spectrale ci-dessus, sa décomposition fonctionnelle admet deux composantes : les *forçages radiatifs*, causés par des facteurs externes (humains et naturels) de déséquilibre climatique, et une composante de *rétroaction climatique* en réponse aux variations de température induites.

Au fil des décennies, des méthodologies ont été développées pour évaluer ces mesures, basées sur des

bilans radiatifs simulés par des MCG (*modèles de circulation générale*), faisant varier les facteurs de déséquilibre selon des scénarios *ad hoc*, fixés arbitrairement, le plus souvent des variations abruptes, et sous des prescriptions ou conditions particulières - par exemple, à température de surface de la mer fixe [1] Les résultats sont problématiques. Dans une revue très complète des forçages radiatifs (11 co-auteurs, 900 références), Ramaswamy, V. et al. (2019) [2] déplorent en effet "*l'incertitude chronique de la valeur des rétroactions climatiques, qui persiste encore aujourd'hui*". Ils dénoncent un "*brouillage des frontières entre forçage et rétroaction*". Ils concluent : "*L'un des grands défis de la science du système terrestre est de continuer à maintenir l'essence relativement simple du concept de forçage radiatif sous une forme similaire à celle conçue à l'origine, tout en améliorant la quantification du forçage*". En fin de compte, ils vont jusqu'à remettre en question la viabilité du concept de forçage radiatif, par le biais d'un "*grand défi lié à la viabilité de ce concept et à son utilisation pour la quantification du changement climatique*". Étant donné que le concept a été conçu précisément à des fins de quantification, la simple mention d'un tel défi laisse perplexe.

Relever ces défis semble possible, à condition de revoir notre approche du problème, afin de lui redonner rigueur et cohérence. Cela suppose de partir sur de nouvelles bases, en s'affranchissant de certains aspects des conceptions antérieures - auxquelles nous nous référerons en temps utile.

L'approche proposée est donc basée sur le développement d'un modèle de complexité minimale (MCM), conçu pour incorporer parmi ses variables et coefficients les forçages radiatifs et les rétroactions climatiques à déterminer. L'approche méthodologique associée consiste à estimer les paramètres du MCM par *identification*, c'est-à-dire sur la base des données d'entrée-sortie du système climatique, puis à obtenir des évaluations des rétroactions climatiques et des forçages radiatifs en simulant le modèle obtenu.

Ces données peuvent être obtenues de deux manières. Ou bien, elles résultent de simulations de MCG, attaquées par des facteurs de déséquilibre externes, historiques ou librement définis (paliers, rampes, etc.), mais sans imposer de contraintes ou de prescriptions particulières, notamment en termes de température de surface. Ou alors, on recueille des observations climatiques passées, mesurées par des instruments pour les périodes récentes ou reconstituées par des proxys pour le passé lointain. Dans les deux cas, les métriques sont finalement déduites des paramètres ou de la simulation du modèle MCM, et non des simulations GCM (réservées à l'obtention des données d'entrée-sortie nécessaires), ni des mesures directes internes au système climatique. Dans le premier cas, celui de l'utilisation de données provenant de modèles MCG, les évaluations ne sont bonnes que dans

la mesure où les modèles eux-mêmes le sont, quelle que soit la méthodologie adoptée. Dans le second cas, celui de l'utilisation de données climatiques réelles, tout dépend de la richesse de l'information et de la validité des observations. Dans cette étude, les applications concernent exclusivement cette seconde option.

L'article est organisé comme suit. Le modèle de complexité minimale (MCM) est présenté à la section 2. Il diffère de tous les modèles précédents, en particulier ceux développés dans le cadre des projets de modèles à complexité réduite [3] : il comble un vide entre, d'une part, les modèles existants d'ordre 1, qui s'avèrent incomplets faute d'équation de sortie, et, d'autre part, les modèles de degrés plus élevés. Le MCM se présente comme un modèle comportemental, et ses réponses indicielles sont capables d'approcher celles dérivées des MCG. La section 3 détaille la méthode d'identification spécifique adoptée, basée sur la régression linéaire multivariée. Elle s'inscrit dans la lignée de nos travaux précédents (de Larminat, P. 2016, 2023) [4, 5], mais appliquée au modèle MCM. L'application à des données d'entrée-sortie vieilles de plusieurs millénaires montre une capacité surprenante à reproduire et, surtout, à *projeter* les températures moyennes de la surface terrestre. La section 4 refonde le concept de forçage radiatif en montrant que l'équation d'état du MCM décompose directement l'équilibre au sommet de l'atmosphère (TOA) en un forçage radiatif et une rétroaction climatique. Inversement, la rétroaction climatique, telle que définie par le GIEC, est une *pseudo-réaction*, en raison de l'inclusion d'une fraction significative et non quantifiée du forçage radiatif. Il en résulte la confusion des concepts mentionnée ci-dessus, avec pour conséquence que les forçages évalués par le GIEC n'ont que peu de rapport avec la réalité qu'ils sont censés quantifier. Paradoxalement, malgré leurs défauts de conception, les pseudo-forçages restent néanmoins des métriques utilisables pour comparer les intensités respectives des facteurs de déséquilibre climatique. Cependant, il est important de les interpréter correctement et de garder à l'esprit que les méthodologies d'évaluation associées ne correspondent qu'imparfaitement à la formulation donnée. Quelle que soit la définition adoptée, les forçages radiatifs cohérents peuvent être évalués grâce aux coefficients MCM, estimés par la méthodologie développée dans la section 3.

Cette étude ne se limite pas à une réflexion abstraite. Elle est mise en œuvre par des programmes d'identification et de simulation, alimentés par des bases de données mises en ligne par les principaux organismes climatiques officiels. La section 5 présente les données historiques utilisées pour cette identification. La section 6 fournit une première évaluation du modèle et des métriques climatiques, basée sur les reconstructions de température proposées dans le dernier rapport du GIEC (2021). Les résultats sont cohérents avec le principe du

réchauffement climatique anthropique (AGW), ce qui confirme l'efficacité de la méthodologie proposée. Cependant, la section 7 met ensuite en évidence la sensibilité des évaluations aux données climatiques, en particulier à la reconstruction des températures préindustrielles. Plus précisément, en supposant que les écarts climatiques entre la période chaude médiévale et le petit âge glaciaire auraient atteint des niveaux élevés, les évaluations paramétriques et les simulations attribuent à l'activité solaire une contribution prédominante au réchauffement actuel. Ces résultats soulèvent des questions auxquelles les conclusions présentées dans la section 8 sont encore loin d'apporter des réponses définitives.

Enfin, l'annexe A1 fournit des détails sur la méthodologie d'identification. L'annexe A2 montre comment la structure MCM est dérivée des modèles multicouches à l'aide de techniques de réduction des ordres.

2. Conception d'un modèle climatique de complexité minimale (MCM)

Par nature, un modèle simple ne peut concerner qu'un nombre limité de variables. Néanmoins, la simplicité n'empêche pas de décrire les comportements globaux, au moins aussi efficacement que les modèles les plus complexes. Le MCM restreint ces variables à la température de surface globale $T_S(t)$ (en °C), et à la quantité de chaleur $Q_O(t)$ accumulée par le système climatique (en $W \text{ an } m^{-2}$).

La première étape de la détermination d'un modèle consiste à spécifier les variables d'entrée, d'état et de sortie du système. Le vecteur d'état $X(t)$ d'un système représente sa mémoire, en ce sens que son état futur ne dépend que de son état présent et de ses entrées présentes et futures. Pour une grande classe de systèmes, ce principe est exprimé par un système d'équations différentielles du premier ordre, ou équations d'état : $dX / dt = f(X, U_i)$. Pour les bases de la théorie des systèmes, voir n'importe quel cours de premier cycle (par ex. Boyd, S. 1993) [6]. Notez toutefois que la simplicité des équations finales permet de se passer de tout prérequis.

Les entrées causales du modèle $U_i(t)$ sont les perturbations imposées, ou facteurs de déséquilibre (concentration de gaz à effet de serre, irradiance solaire, aérosols, etc.) Ils sont exprimés dans leurs propres unités. Par exemple, U_{CO_2} est en $\log(ppm)$, U_{sol} en $W \text{ m}^{-2}$, U_{volc} en AOD, etc.)

Pour un modèle de complexité minimale, nous proposons de réduire le vecteur d'état climatique à la quantité de chaleur $Q_O(t)$ accumulée par le système climatique. Il s'agit essentiellement de chaleur océanique (d'où l'indice O). Elle comprend également la chaleur atmosphérique, la chaleur des surfaces continentales et la chaleur latente (négative) de la cryosphère.

Le problème est que la température de surface globale T_S - qui nous intéresse au premier chef - ne peut être déduite directement de l'état $Q_O(t)$, ni d'une température océanique T_O qui lui serait à peu près proportionnelle. C'est pourquoi tous les modèles de complexité réduite développés à ce jour sont contraints d'augmenter le vecteur d'état climatique avec - au moins - la quantité de chaleur atmosphérique. En n'abordant pas ce problème d'une autre manière, la communauté climatique n'a pas encore réussi à mettre au point un modèle climatique d'une complexité minimale, qui soit du premier ordre. Cela est dû à une ignorance collective du formalisme d'état, et en particulier du fait que les équations d'état sont systématiquement accompagnées d'équations dites de sortie, qui dans ce cas se traduisent par la paire d'équations :

$$dQ_O / dt = f(Q_O, U_i)$$

$$T_S = h(Q_O, U_i)$$

NB. Toutes les variables considérées sont des écarts relatifs par rapport à un niveau d'équilibre préindustriel, supposé atteint lorsque les perturbations climatiques sont identiquement nulles.

Classiquement, le système linéaire invariant dans le temps (LTI) résultant de la linéarisation des équations d'état par une expansion en série de Taylor limitée au premier ordre, d'où la formulation de base du modèle MCM :

$$dQ_O / dt = f_O Q_O + \sum f_i U_i \quad (1)$$

$$T_S = h_O Q_O + \sum h_i U_i \quad (2)$$

Les paramètres f_O , f_i , h_O , h_i sont les dérivées partielles respectives des fonctions f et h par rapport aux variables Q_O et U_i . Pour déterminer ces fonctions, il serait irréaliste de chercher à agréger la myriade d'équations régissant les éléments finis composant les modèles de circulation générale (MCG). Une autre approche consiste à les obtenir directement par ajustement, de manière à reproduire le plus fidèlement possible le comportement réellement observé dans le climat - ou à défaut, le comportement simulé par les MCG, supposés représentatifs du climat réel.

La caractéristique fondamentale du MCM est que les facteurs de perturbation U_i ont un effet direct sur la température T_S , ce qui permet au modèle de premier ordre de reproduire le comportement du système climatique avec une précision étonnante.

NB. Pour l'intégration numérique, utiliser l'approximation d'Euler :

$dQ_O / dt \sim [Q_O(t + \Delta t) - Q_O(t)] / \Delta t$. L'équation 1 est ensuite simulée de manière itérative à partir d'un état initial $Q_O(0)$ et d'une série d'entrées $U_i(t)$. Le temps t est exprimé en années entières ($\Delta t = 1 \text{ an}$, $t = 1$: première année de notre ère).

Une première illustration de la capacité des MCG à approcher le comportement du système climatique terrestre est fournie par la figure 1, qui montre (en grisé) la température T_S simulée par les MCG en réponse à un changement brutal de toute perturbation U_i , par exemple un doublement de la concentration de CO_2 . Des dizaines de réponses similaires ont été obtenues dans le cadre des CMIP (climate model intercomparison projects) lancés par le GIEC. Elles diffèrent selon les facteurs de perturbation choisis et les modèles simulés, mais présentent toutes les mêmes caractéristiques générales : une augmentation initiale rapide (quelques mois ou années), suivie d'une stabilisation à beaucoup plus long terme.

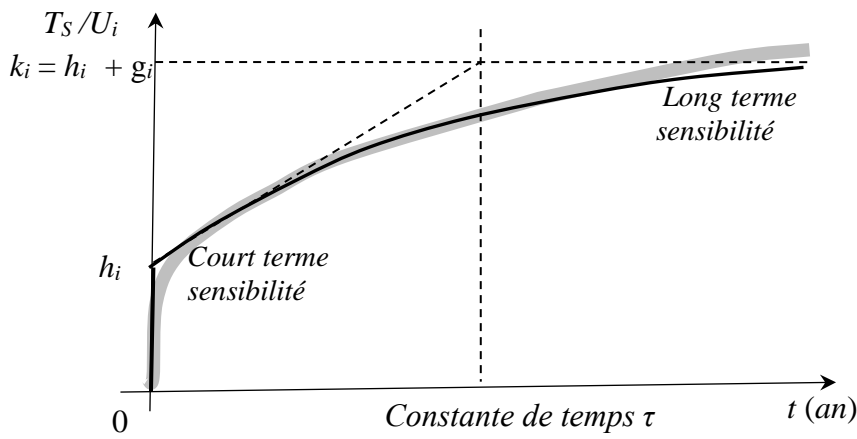


Figure 1. Réponses par étapes : — modèle complexe : — MCM

Comme le système climatique réel n'est pas linéaire, l'approximation LTI présente des limitations. D'abord, un modèle de premier ordre ne peut modéliser qu'une seule constante de temps. En l'espèce, il ignore les transitoires rapides qu'implique la multitude de constantes de temps atmosphériques. Il suppose accomplis les ajustements à court terme liés aux interactions entre troposphère, stratosphère et couche de surface de la mer. Ces déviations sont peu perceptibles lorsque les perturbations sont lentement variables, c'est-à-dire pratiquement toutes, à l'exception des facteurs volcaniques.

D'autre part, la circulation de la chaleur dans les couches océaniques se traduit par un continuum de constantes de temps, dont les plus longues approchent ou dépassent le millénaire. Pour que le modèle puisse approcher les réponses à une échelle de temps humainement pertinente (le siècle), il doit avoir une constante de temps τ du même ordre, ce qui entraîne les déviations à plus long terme illustrées dans la figure 1. Encore une fois, ces déviations sont peu importantes si les perturbations n'impliquent pas de fortes variations à l'échelle multiséculaire. À cet égard, il convient de noter que la métrique TCR (réponse climatique transitoire) a été introduite par la communauté climatique pour éviter d'accorder trop d'importance au comportement à très long terme.

Dans tous les cas, les coefficients MCM permettent d'approcher ces caractéristiques à partir des paramètres MCM f_0, f_i, h_0, h_i , comme le montre la ligne en gras de la figure 1. La constante de temps dominante τ est donnée par $\tau = -1 / f_0$, la sensibilité à court terme par h_i et la sensibilité à long terme par $k_i = h_i + g_i$, où $g_i = -h_0 f_0^{-1} f_i$.

Enfin, nous notons que les trois caractéristiques τ, h_i, k_i présentées dans la figure 1 ne sont pas suffisantes pour remonter aux quatre paramètres f_0, h_0, f_i, h_i . L'ajustement des simulations de Q_0 aux observations permet de lever l'indétermination, comme le montre la section suivante, consacrée à l'identification du MCM.

3. Identification des MCM

Nous savons que le comportement d'un système LTI est entièrement déterminé par son ensemble de réponses indicielles. On peut donc supposer que le MCM est capable de reproduire le comportement du système climatique en réponse à des signaux de perturbation autres que des échelons. Ce point soulève le problème de la conception d'une méthodologie pour déterminer les paramètres du modèle, sans référence à des réponses indexées irréalistes. Une solution est fournie par la théorie de l'identification des systèmes dynamiques, c'est-à-dire l'estimation des paramètres d'un modèle comportemental à partir d'ensembles de données d'entrée et de sortie [7, 8, 9, 10, 11, 12]. Diverses méthodes sont disponibles pour atteindre l'optimalité statistique (par exemple ARMAX, B&J, PEM, etc.) ou pour simplifier la mise en œuvre (par exemple ARX, MCO).

La communauté climatique utilise largement l'estimation statistique, notamment pour la "détection et

l'attribution " [13, 14], mais sans jamais se référer aux acquis de la théorie préexistantes de l'identification. Dans le cas présent, la relative rareté des données nous conduit à privilégier la méthode la plus robuste, en l'occurrence l'ajustement des paramètres selon le critère des moindres carrés de l'erreur de sortie (OE).

Le modèle 1-2 est d'abord transformé en changeant la variable d'état $T_O = h_O Q_O$. A la limite, si toute la chaleur Q_O était contenue dans un océan homogène, T_O serait sa température et $C_O = 1/h_O$ sa capacité thermique. Quelle que soit cette interprétation, T_O définit une variable d'état, non mesurée, et C_O un paramètre à identifier. L'équation d'état équivalente à T_O et les équations de sortie à T_S et Q_O peuvent alors être écrites comme suit :

$$dT_O / dt = -\tau^{-1}(T_O - \sum_i g_i U_i) \quad (3)$$

$$T_S = T_O + \sum_i h_i U_i \quad (4)$$

$$Q_O = C_O T_O \quad (5)$$

Les paramètres à identifier sont maintenant :

$$\tau = -1/f_O, g_i = -f_i h_O / f_O, h_i, C_O = 1/h_O \quad (6)$$

Examinons à nouveau la constante de temps $\tau = -1/f_O$. Elle agrège la multitude des constantes de temps atmosphériques et océaniques. Selon le spectre des entrées U_i , l'une ou l'autre peut prédominer dans les réponses et avoir des répercussions sur tous les paramètres identifiés. En outre, la figure 1 montre la possibilité d'une sur-paramétrisation : sur des intervalles de temps limités, diverses combinaisons τ, h_i, g_i sont susceptibles d'aboutir à des approximations à peu près équivalentes. Dans ces conditions, il est préférable d'arrêter τ à une valeur fixée *a priori*, par exemple la valeur ronde 100 ans, compatible avec l'horizon de projection qui intéresse les décideurs. En outre, cette disposition facilite le processus d'identification en le réduisant à de simples régressions linéaires multivariées.

Cette méthodologie d'identification est détaillée dans l'annexe A1, et les détails des données d'entrée sont donnés dans la section 5. Il est à noter que ces données comprennent des indices océaniques de variabilité interne. La figure 2 illustre la capacité du MCM à reproduire le comportement climatique réel.

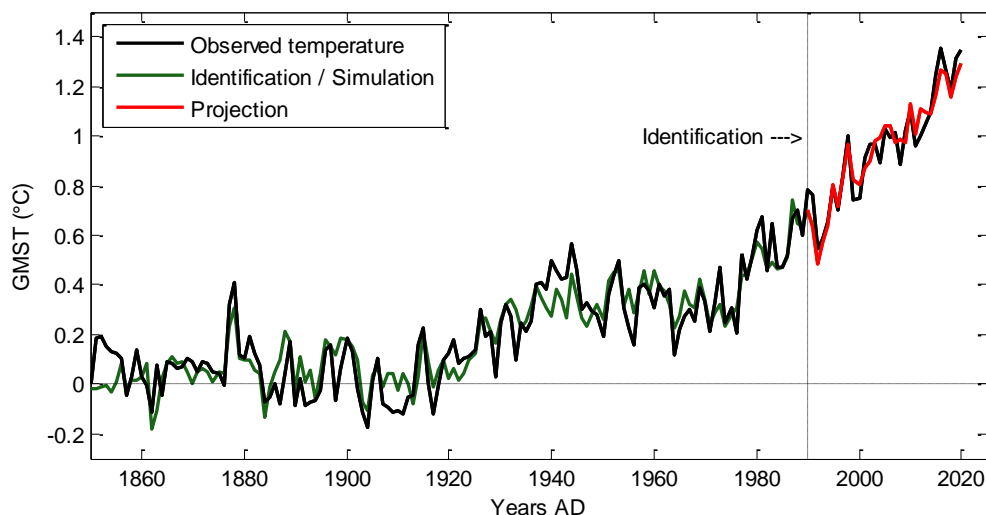


Figure 2. Identification et projection des MCM.

Un point important est qu'à partir de 1990, les simulations (en rouge) sont des *projections*, c'est-à-dire que les paramètres MCM sont identifiés à partir des données de sortie arrêtées à la date indiquée. Après cette date, les projections poursuivent la simulation sur la base des facteurs de forçage qui se sont effectivement produits (activité humaine, activité solaire, etc.), mais elles ne doivent rien à la connaissance des températures de surface observées par la suite. Plus la période d'identification est longue, meilleures sont les projections. A l'inverse, on constate que les projections se dégradent significativement si l'identification est arrêtée avant que les variations des facteurs de forçage -

notamment humains - n'aient apporté suffisamment d'informations sur le comportement du système climatique. Il convient également de souligner que les données d'identification ne se limitent pas à la période historique (1850-maintenant), mais couvrent le millénaire précédent (850-1850). En conclusion, les figures 1 et 2, ainsi que les figures 3 et 5 des sections suivantes, démontrent l'étonnante capacité des MCM à reproduire le comportement du système climatique - limité à la température de surface globale - mais avec une qualité égale ou supérieure à celle de modèles plus complexes, mais aussi plus détaillés.

Nous concluons que le MCM est capable de définir des paramètres climatiques qui ne se limitent pas aux forçages radiatifs qui nous intéressent principalement ici.

4. Refondation

Une propriété essentielle du MCM est que le bilan radiatif à l'altitude de la Terre apparaît directement dans les équations. Nous savons que le flux tellurique à travers le manteau terrestre est négligeable et que le système climatique n'a pas de source d'énergie interne significative. Selon le principe de conservation de l'énergie, la quantité de chaleur accumulée Q_O résulte de la sommation du bilan radiatif $R(t)$ au TOA, c'est-à-dire $Q_O(t) = \int_0^t R(\tau) d\tau$. Réciproquement, le bilan radiatif répond à l'équation $R = dQ_O / dt$. L'équation 1 conduit à :

$$R = -\lambda T_O + \sum f_i U_i \quad (7)$$

$$\text{où } T_O = h_O Q_O \quad \text{et} \quad \lambda = -f_O / h_O \quad (8)$$

Le MCM, initialement présenté comme un modèle de ce comportement, appartient donc à la classe des modèles de bilan énergétique (EBM), connus depuis longtemps dans la littérature [15, 16, 17, 18, 19, 20, 21, 22].

Dans l'équation 7, le premier terme $-\lambda T_O$ définit clairement un flux de rétroaction climatique, et le second $\sum f_i U_i$ une somme de forçages radiatifs. La question semble donc claire : ces métriques sont définies par les coefficients d'un MCM, et leur évaluation relève des techniques d'identification.

Cependant, il existe d'autres façons de décomposer le bilan radiatif. D'après l'équation 4 du MCM, nous avons $T_O = T_S - \sum h_i U_i$. Par conséquent, en substituant dans (7) :

$$R = -\lambda T_S + \sum \kappa_i U_i, \quad (9)$$

$$\text{où } T_S = T_O + \sum h_i U_i \quad \text{et} \quad \kappa_i = f_i + \lambda h_i \quad (10)$$

On obtient ainsi deux expressions (7-8 et 9-10) censées définir la même métrique. Si nous persistons à maintenir $-\lambda T_S$ comme expression de la rétroaction climatique, alors le forçage radiatif $F = \sum \kappa_i U_i$ résulte de la différence $F = R - (-\lambda T_S)$, conformément à la définition du GIEC : "*ERF est déterminé par le changement du flux radiatif descendant net [R] au TOA, après que le système se soit ajusté à la perturbation, mais à l'exclusion de la réponse radiative $[-\lambda T_S]$ aux changements de la température de surface*" (AR6, 2021) [23].

Les relations 7-8 et 9-10 sont toutes deux admissibles. Elles sont basées sur le même MCM, représentatif des comportements fondamentaux du système climatique. La différence réside dans les définitions de la rétroaction climatique. Dans la relation 7, il s'agit de la réponse à une variation de l'état en température T_O . Dans le 9, il s'agit de la "*réponse radiative aux changements de la température de surface*". Dans les deux cas, le forçage radiatif et la rétroaction climatique résultent des coefficients identifiés du MCM, mais à travers des expressions différentes 8 et 9.

À première vue, rien n'empêche d'adopter la définition du GIEC. Cependant, elle est erronée. En effet, les facteurs de forçage U_i ont un impact direct sur la réaction climatique $-\lambda T_S$ via les termes $h_i U_i$ dans T_S . Il en résulte un brouillage des frontières entre les concepts de réaction et de forçage, dénoncé plus haut par Ramaswamy, V. et al. (2019) [2].

La difficulté de la communauté climatique à discerner ce défaut de conception provient du fait qu'elle n'est familière qu'avec des MBE d'ordre supérieur ou égal à 2 (cf. modèles bicouches). Dans ces modèles, la température de surface apparaît nécessairement comme une composante de l'état du système (voir annexe A2). Dans ces modèles, seules les variations dT_S / dt sont une fonction directe de U_i . La température T_S ne l'est pas, d'où l'illusion qu'une rétroaction climatique médiée par T_S serait indépendante des facteurs de forçage. D'autre part, cette dépendance est apparente à court terme, "*après que le système se soit ajusté à la perturbation*", comme l'indique la définition du GIEC. Une propriété essentielle du MCM est qu'il rend cette dépendance explicite et quantifiable par le biais des termes $h_i U_i$ de l'équation de sortie (2).

À la lumière de ces considérations, il serait logique de préférer la rétroaction climatique via l'état thermique (7-8) à la formulation du GIEC. Cependant, il y a d'autres contingences à prendre en compte. Depuis l'émergence du concept, la rétroaction climatique a été déterminée - malheureusement - sur la base de la température de surface. Le passage à une autre définition, aussi justifiée soit-elle, entrave la continuité de notre travail et de nos évaluations. Par exemple, il faudrait renoncer à exprimer la température de surface d'équilibre en termes de rapport entre le *forçage radiatif et le coefficient de rétroaction climatique*.

Nous conservons donc la formulation 9-10 - celle du GIEC - mais rejetons la terminologie associée. Les mesures du GIEC ne sont ni des rétroactions climatiques ni des forçages radiatifs au sens strict, puisqu'elles ne sont pas données par la formulation 7-8 appropriée. Ce sont des *forçages pseudo-radiatifs*. Le fait que leurs valeurs ne correspondent pas aux valeurs correctes reste secondaire, tant que leur fonction se limite à comparer

soit l'intensité des perturbations causées par les facteurs de déséquilibre, soit leurs méthodologies d'évaluation.

En outre, il est regrettable de définir le forçage radiatif comme le résultat de méthodologies contingentes et éventuellement évolutives, et non sur la base de prémisses *a priori*. En effet, la formulation du GIEC ci-dessus n'est pas une définition *a priori*, mais une définition *a posteriori*, basée sur une méthodologie : "L'ERF est déterminé par [...]". Les méthodes d'obtention des variables simulées R et T_S font l'objet de prescriptions complexes détaillées, par exemple, dans AR5, (2013, Fig. 8.1, encadré d) [24] : "*simulations complètes de modèles atmosphériques permettant aux températures atmosphériques et terrestres de s'ajuster tandis que les conditions océaniques prescrites sont fixées (TSM et glace de mer)*". Cela peut être considéré comme une tentative de rapprocher la rétroaction climatique de sa définition idéale basée sur la quantité totale de chaleur, au risque de déformer les MCG, qui sont censés représenter le système climatique de la Terre.

Plus généralement, définir des paramètres ou des métriques sur la base de leurs méthodologies d'évaluation conduit à des aberrations systémiques. Par exemple, Hansen, J. et al. (2005) [1] introduit un coefficient de rétroaction climatique dépendant du mode de forçage, et pour Geoffroy, O. et al. (2013-b) [25], il est dépendant du temps. Les modèles ainsi corrompus ne sont que des algorithmes de simulation truqués pour corriger le comportement de modèles mal conçus, quand ils ne sont pas erronés (voir annexe A2).

L'approche MCM représente un véritable changement de paradigme, c'est pourquoi nous l'appelons refondation. Les paramètres à déterminer sont définis directement comme des combinaisons paramétriques d'un modèle LTI bien conçu et d'une complexité vraiment minimale. Malgré cette minimalité, les paramètres $[f_O, h_O, f_i, h_i]$ sont surabondants par rapport aux deux mesures à évaluer - la rétroaction climatique λ et le forçage radiatif f_i . Néanmoins, l'ensemble des paramètres MCM constitue un tout indissociable pour cette évaluation. Le couple $[\lambda, f_i]$ ne suffit pas à lui seul à rendre compte du fait que les réponses transitoires aux perturbations dépendent non seulement de leur intensité - quantifiée par les forçages radiatifs - mais aussi de leur nature. En effet, le rapport des sensibilités initiales et finales (voir figure 1) diffère selon les modes de forçage. Au contraire, l'omission des forçages de surface dans les modèles bicouches (voir annexe A2) implique à tort une proportionnalité des réponses transitoires. Grâce à l'identification des quatre paramètres $[f_O, h_O, f_i, h_i]$, les évaluations de λ et f_i ne souffrent pas du même défaut. De plus, les métriques supplémentaires ainsi introduites présentent un intérêt propre, notamment celles de l'équation 4 où le paramètre h_i quantifie l'ajustement aux perturbations, et où la température globale T_O est

associée à la quantité totale de chaleur Q_O par l'intermédiaire d'une capacité thermique C_O .

Enfin, avec l'approche MCM, le champ d'application de la méthodologie est strictement limité à l'identification du modèle à partir des données d'entrée et de sortie, et ces données ne sont soumises à aucune contrainte méthodologique. Les données peuvent donc être des séries d'observations du climat réel. Il peut également s'agir de données simulées par GCM, selon des scénarios réalistes, autres que des paliers, et sans imposer de "prescriptions" susceptibles de fausser les métriques qu'elles sont censées évaluer.

5. Données climatiques entrées-sorties

La génération et le traitement de données de simulation à l'aide de modèles complexes ne font pas partie du travail présenté ici. Il se limite à l'utilisation des données issues des observations climatiques depuis le début de notre ère.

Les climatologues ont accumulé un volume considérable d'informations quantifiées sur les facteurs de déséquilibre climatique ϵ_i qui se sont produits au cours des millénaires. Une grande partie de ce corpus se présente sous la forme de forçages radiatifs présumés \mathcal{F}_i , éventuellement obtenus en appliquant des méthodologies existantes (et constituant au mieux des pseudo-forçages). Une façon d'exploiter ces informations sans référence directe aux facteurs U sous-jacents ϵ_i est de traiter les forçages présumés \mathcal{F}_i comme s'ils étaient eux-mêmes des facteurs de perturbation externes, et de leur appliquer les coefficients κ_i (éq. 10) obtenus par la méthodologie MCM, c'est-à-dire $F_i = \kappa_i \mathcal{F}_i$. En d'autres termes, nous supposons que les forçages F_i ont le même profil et ne diffèrent de la série \mathcal{F}_i que par un facteur multiplicatif κ_i à déterminer. Idéalement, nous devrions obtenir $\kappa_i = 1$. Selon que les κ_i estimés sont inférieurs ou supérieurs à 1, on conclut que \mathcal{F}_i est respectivement surestimé ou sous-estimé par rapport à F_i .

Les forçages radiatifs présumés les plus souvent présentés dans la littérature sont ceux du rapport AR5 du GIEC (2013) [26]. Les données sont disponibles dans *Climate Explorer (Organisation mondiale du climat)*. L'augmentation totale des forçages anthropiques présumés \mathcal{F}_{anth} depuis la période préindustrielle est d'environ 3 W m^{-2} en 2020. Les composantes de ce total (GES, utilisation des terres, aérosols industriels, etc.) présentent toutes une tendance monotone (positive ou négative). Le degré élevé de corrélation mutuelle qui en résulte signifie qu'il n'est pas possible de distinguer les paramètres associés h_i et g_i par le biais des effets combinés sur la température de surface. L'application de la méthodologie MCM aux observations climatiques est

donc nécessairement limitée à l'évaluation du forçage anthropique global.

Les principaux forçages naturels sont l'activité volcanique et solaire. Les premiers se traduisent par des pics négatifs causés par les éruptions volcaniques. Le forçage solaire est supposé très faible (ne dépassant pas $0,3 \text{ W m}^{-2}$). Il est reconstitué par le modèle solaire NRLSI2 [27]. Elle ne remonte qu'à 1610 et est prolongée par la série cosmogénique ^{10}Be de Delaygue, G. et al. (2011) [28], alignée et calibrée sur le modèle solaire.

Les forçages \mathcal{F}_{anth} , \mathcal{F}_{sol} , \mathcal{F}_{volc} sont centrés sur leur moyenne préindustrielle (850-1850). A cela s'ajoutent les indices océaniques ENSO et AMO. Ces indices, représentatifs de la variabilité climatique dite *interne*, ne sont pas à proprement parler des facteurs de déséquilibre externe. Néanmoins, ils peuvent être traités comme tels, étant donné qu'ils ne provoquent pas de forçage à la TOA, mais seulement des échanges à travers la surface, c'est-à-dire un forçage à la BOA (voir annexe A2). Nous leur attribuons donc la contrainte $k_i = 0$.

L'identification nécessite des données sur les variables de sortie, principalement la température de surface globale. Dans la section 6, celle-ci est constituée de mesures historiques (HadCRUT5) pour la période historique et de la reconstruction PAGES2k, (2019) [29], issue d'un consortium initié par le réseau "*Past climate chanGES*". Elle montre une anomalie climatique préindustrielle (ACP), qui combine la période chaude médiévale (MWP) et le petit âge glaciaire (LIA). L'excursion de cette ACP est faible, de l'ordre de $-0,2^\circ\text{C}$. La section 7 testera les effets d'une ACP plus importante.

La mesure de la quantité de chaleur Q_o est limitée au contenu thermique de l'océan (OHC) (Chen, L. et al.

2017) [30]. Elle est représentée dans le cadre c des figures 3 et 5. Elle n'a pas d'impact sur les simulations de température, mais seulement sur l'évaluation des métriques.

6. Résultats conformes au principe du réchauffement climatique d'origine anthropique

La figure 3 montre les simulations résultant du modèle identifié à partir des données de la section 5, et complète la figure 2 avec les plages d'incertitude et les contributions des facteurs de forçage. Pour tirer pleinement parti des données, le processus d'identification a été prolongé jusqu'en 2020. La contribution des facteurs naturels (soleil, volcanisme, variabilité interne) est très minoritaire, bien que nettement plus importante que dans la figure comparable SPM1-b (GIEC, 2021) [31]. La variabilité interne (lignes bleues fines) a contribué pour environ deux dixièmes de degré au réchauffement depuis 1970.

L'encadré (b) montre la reconstruction préindustrielle PAGES2k et sa reproduction par le modèle identifié, résultant des seules contributions des facteurs naturels (solaires et volcaniques).

L'encadré (c) fait référence au contenu thermique océanique. La ligne noire montre le contenu thermique observé, limité à la période récente. La simulation de Q_o montre une chute au début du 19^{ème} siècle^e, due aux effets combinés du minimum solaire de Dalton (début du 19^{ème} siècle^e) et de l'activité volcanique (Tambora, 1815). L'information Q_o est utilisée pour déterminer la capacité thermique de l'océan C_o , (indiquée en profondeur équivalente de l'océan) et enfin les métriques λ et κ_i par les relations (9-10).

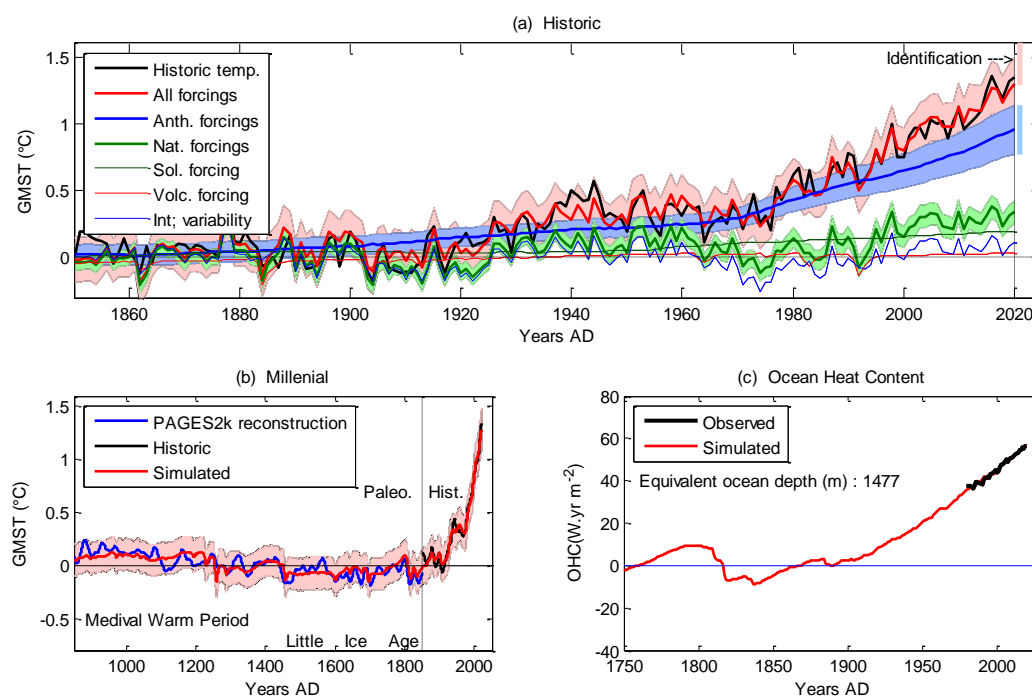


Figure 3 : Résultats de PAGES2k (ACP faible)

Le tableau 1 présente les paramètres évalués à l'aide des données PAGES2k. Les plages d'incertitude indiquées sont des intervalles de confiance à 90 %. Elles résultent exclusivement du traitement statistique des écarts entre les résultats observés et simulés, comme observé dans le cadre b. Il n'y a pas de place pour des probabilités subjectives, que ce soit directement ou indirectement, par exemple par le biais d'intervalles de confiance *a priori*

sur les observations. L'annexe A1 précise que ces intervalles sont conditionnels à l'hypothèse selon laquelle les observations sont représentatives de l'incertitude affectant toutes les observations possibles (hypothèse ergodique). Par conséquent, les intervalles conditionnels indiqués sont plus étroits que les intervalles inconditionnels.

	PAGES2k (APC faible)	GIEC
$\kappa_{anth} = F_{anth} / \mathcal{F}_{anth}$	0,601 [0,493 à 0,709]	1
$\kappa_{sol} = F_{sol} / \mathcal{F}_{sol}$	3,69 [2,82 à 4,56]	1
$\lambda (W m^{-2} \text{ } ^\circ C)^{-1}$	1,41 [1,15 à 1,68]	1,16 [0,51 à 1,81]
ECS ($^\circ C$)	1,59 [1,31 à 1,88]	3 [2 à 5]
TCR ($^\circ C$)	1,19 [0,982 à 1,4]	1,8 [1,2 à 2,4]

Tableau 1. Paramètres de l'ACP faible

Les mesures présentées dans le tableau 1 ne correspondent que très approximativement aux évaluations du GIEC. Selon l'estimation $F_{anth} = \kappa_{anth} \mathcal{F}_{anth}$, le forçage radiatif anthropique total supposé par le GIEC (2013) serait surestimé dans un rapport $1 / \kappa_{anth} = 1,66$, et la fourchette d'incertitude correspondante ne comprend pas l'unité. Néanmoins, compte tenu de la sous-estimation possible des fourchettes, le rapport κ_{anth} des forçages supposés et estimés reste admissible.

En revanche, le coefficient $\kappa_{sol} = 3,9$ rend le forçage solaire \mathcal{F}_{sol} incompatible avec F_{sol} . -Rappelons toutefois que les variations de \mathcal{F}_{sol} sont dans un rapport de 10 à celles de \mathcal{F}_{anth} , ce qui explique la faible contribution relative du forçage solaire au réchauffement dans la figure 3a.

Plus favorablement, la fourchette estimée du coefficient de rétroaction climatique λ est entièrement incluse dans celle du GIEC (2021).

Enfin, la sensibilité climatique d'équilibre au doublement du CO_2 (ECS) a été calculée sur la base des hypothèses suivantes : premièrement, la sensibilité globale évaluée κ_{anth} est répartie de manière identique sur toutes les composantes du facteur anthropique \mathcal{F}_{anth} , et deuxièmement, le forçage supposé au doublement du CO_2 est de $3,75 W m^{-2}$ (GIEC, 2021). La sensibilité climatique obtenue (ECS = $1,57^\circ C$) est bien inférieure à la limite inférieure de la fourchette acceptée par le GIEC (2021).

Les désaccords qui sont apparus peuvent s'expliquer de plusieurs manières. La plus immédiate est que le principe d'identification du système climatique souffre, d'une part, de la faible précision des données paléoclimatiques (et même historiques) et, d'autre part, d'un manque d'excitation par des facteurs de forçage. L'histoire du climat et les proxies étant ce qu'ils sont, il ne faut pas s'attendre à des progrès spectaculaires dans les prochaines décennies. Il n'en reste pas moins que les résultats confirment le principe AGW, non pas sur la base de modèles spéculatifs non validés par les observations, mais sur la base des observations elles-mêmes. La question cruciale est donc celle de la validité de ces données.

7. Hypothèse forte du PCA

La faible excursion de l'anomalie climatique préindustrielle de PAGES2k est difficilement conciliable avec les données historiques (Le Roy Ladurie, E., 1967) [32]. Elle est également en contradiction avec un certain nombre de reconstructions énumérées par le GIEC dans AR5, Fig. 5.7 à 5.9 et tableau 5.A.6 (GIEC, 2013), compilées (base de données *Pangaea*) par Masson-Delmotte, V. et al. (2013) [24]. Par conséquent, dans cette section, nous testons la sensibilité des résultats à une ACP plus élevée. Pour la visibilité des résultats, la moyenne des quatre reconstructions AR5 avec l'ACP la plus élevée est utilisée (Figure 4, graphique rouge) : [33, 34, 35, 36]. Pour comparaison, la figure montre également la reconstruction PAGES2k (tracé bleu) sélectionnée dans la section 6.

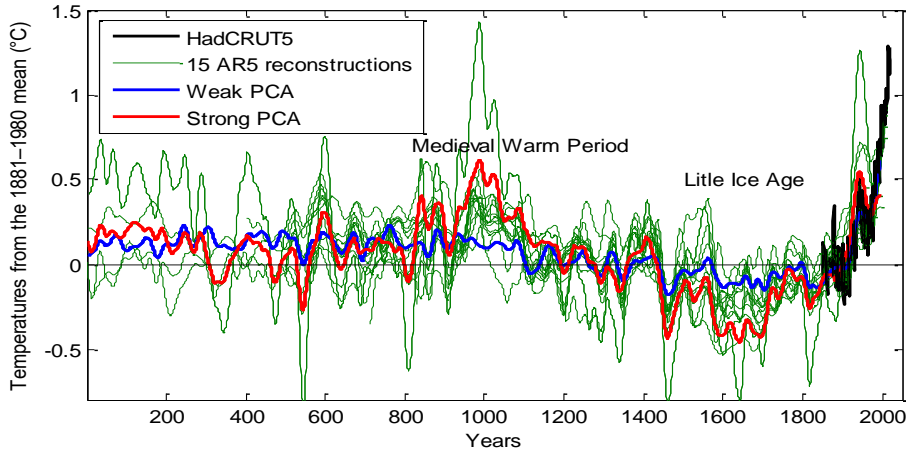


Figure 4 : Anomalies climatiques préindustrielles faibles et fortes, respectivement de PAGES (GIEC,2021) et AR5 (GIEC,2013)).

La figure 5 montre les simulations résultant du MCM identifié à partir des données paléoclimatiques à ACP élevée.

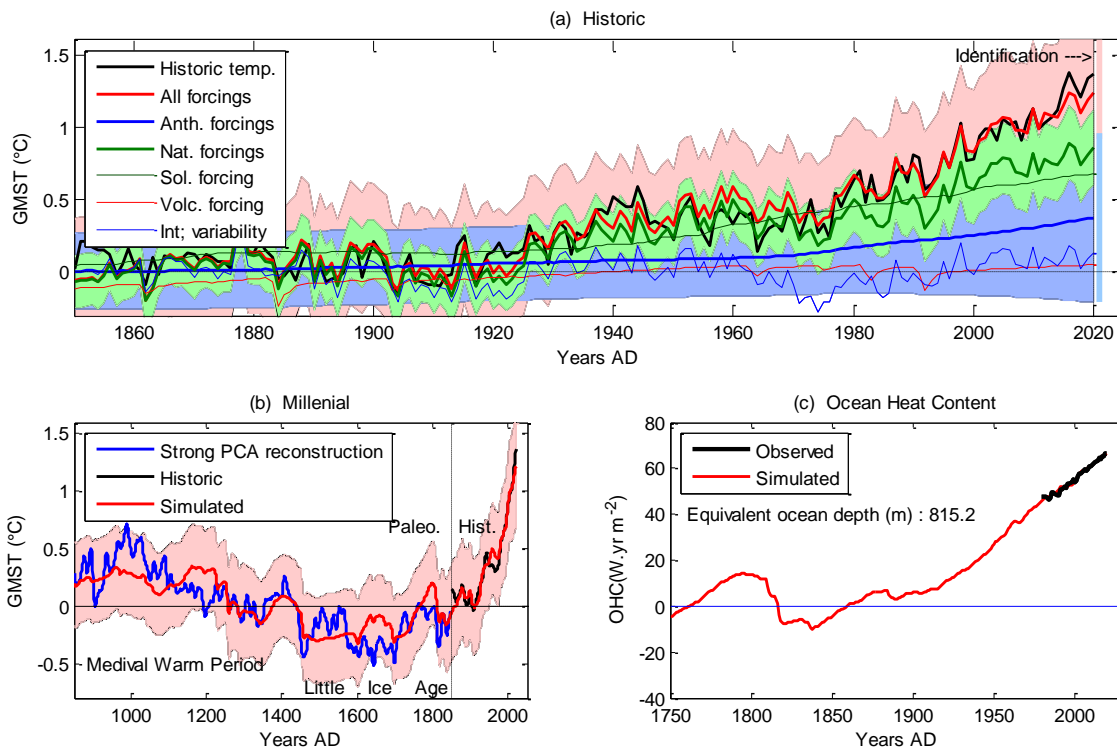


Figure 5 : Résultats de l'ACP forte

Les simulations du cadre (a) sont maintenant en désaccord avec le principe AGW : les contributions naturelles au réchauffement (en vert) sont plus importantes que les contributions anthropiques. Les simulations de la figure 4 sont néanmoins cohérentes avec les séries climatiques choisies. Avant l'apparition du forçage humain, l'ajustement de la simulation

préindustrielle (cadre b) nécessite en effet une contribution solaire élevée, qui contribue alors fortement au réchauffement récent, entraînant une réduction corrélative de l'estimation de l'activité humaine.

	Un APC fort	GIEC
$\kappa_{anth} = F_{anth} / \mathcal{F}_{anth}$	0,13 [0,0899 à 0,17]	1
$\kappa_{sol} = F_{sol} / \mathcal{F}_{sol}$	6,72 [5,7 à 7,75]	1
$\lambda (W m^{-2} \text{ } ^\circ C)^{-1}$	0,78 [0,539 à 1,02]	1,16 [0,51 à 1,81]
ECS ($^\circ C$)	0,626 [-0,215 à 1,47]	3 [2 à 5]
TCR($^\circ C$)	0,468 [-0,161 à 1,1]	1,8 [1,2 à 2,4]

Tableau 2. Paramètres de l'ACP forte

Malgré l'élargissement des fourchettes d'incertitude, les mesures du tableau 2 deviennent incompatibles avec celles du GIEC (à l'exception de la rétroaction climatique). Pour expliquer ces divergences. Rappelons que \mathcal{F}_{anth} , tel qu'évalué par le GIEC, résulte de l'addition de facteurs positifs et négatifs, chacun d'entre eux étant soumis à une incertitude considérable. Leur somme est par nature très incertaine, et l'incertitude globale présumée pourrait également être largement sous-estimée. Rappelons surtout que dans la relation $F_i = \kappa_i \mathcal{F}_i$, les coefficients κ_i doivent intégrer toutes les interactions climatiques possibles, à l'exclusion de celles qui passent par la quantité de chaleur totale Q_O . Les réactions dues à la couverture nuageuse sont particulièrement mal connues. En définitive, l'impact très faible de l'activité humaine sur le réchauffement actuel, tel qu'il est évalué ici, n'a rien d'in vraisemblable.

Pour l'activité solaire, le forçage présumé \mathcal{F}_{sol} retenu par le GIEC est issu d'un modèle d'activité solaire dont les variations multiséculaires (du Minimum de Maunder au Grand Maximum actuel) sont parmi les plus faibles par rapport aux autres modèles admissibles [37]. Par ailleurs, le forçage solaire ne résulte pas uniquement de l'irradiance solaire totale (TSI). Il dépend également de sa distribution spectrale. Il faut également mentionner les variations du magnétisme solaire (Courtilot et al., 2007) [38], ses effets de bouclier vis-à-vis du rayonnement cosmique, impactant la genèse des nuages (Svensmark et al., 2017, 2021) [39, 40], le vent solaire généré par les éruptions solaires (Landscheidt 2000), etc. Voir Soon (2015) [41] et Conolly (2021) [42] pour des revues complètes. Enfin, on ne peut exclure une forte contribution de l'activité solaire au réchauffement actuel.

8. Conclusions

Nous avons proposé ici un changement de paradigme pour comprendre les concepts de forçage radiatif et de rétroaction climatique, et pour les évaluer, basé sur le principe de l'identification d'un modèle climatique de complexité minimale. Ce principe peut être appliqué aux données d'entrée-sortie générées par les MCG, sans contraintes de scénario ou autres spécifications. Nous n'avons pas testé la méthodologie MCM sur de telles données, faute d'accès aux installations de simulation des MCG. Elle donnerait certainement des résultats en

accord avec l'AGW, sachant que tous les modèles GCM actuellement retenus par les CMIP, conduisent à des bilans radiatifs où l'activité humaine est prépondérante [43]

La méthodologie MCM a été appliquée ici à des données d'observation climatique réelles. Si l'on se limite aux données de température millénaires recommandées par le GIEC, les résultats de la méthodologie MCM sont positifs. Ils ne correspondent pas exactement aux métriques évaluées par le GIEC, mais ils sont suffisamment proches pour stimuler un débat fructueux. En particulier, la fourchette du coefficient de rétroaction climatique confirme celle du GIEC, avec une réduction substantielle de l'incertitude.

En revanche, si l'on retient des reconstructions de températures dans lesquelles la période chaude médiévale et le petit âge glaciaire sont significatifs, la primauté de l'activité humaine est remise en cause, de même que les évaluations du forçage solaire supposées par le GIEC. Pour préserver le principe de l'AGW, la communauté climatique doit donc réserver sa confiance à ses modèles spéculatifs et refuser toute plausibilité aux observations qui ne s'y conforment pas.

Annexe A1. Identification des MCM

Identification des paramètres g_i et h_i

En transférant la sommation $\sum_i g_i$ des entrées U_i à l'état T_O , l'équation 3 se décompose en :

$$T_O = \sum_i g_i V_i, \text{ où } dV_i / dt = -\tau^{-1} (V_i - U_i)$$

La constante de temps τ étant fixée, les signaux V_i sont déterminés en simulant l'équation 9 à partir de la série d'entrée donnée U_i . L'équation 4 prend alors une forme linéaire en fonction des paramètres g_i et h_i :

$$T_S = \sum_i (g_i V_i + h_i U_i)$$

Soit T_S^* une série observée où T_{pi} est la température préindustrielle (inconnue) et v l'ensemble des bruits et perturbations ramenés à la sortie.

$$T_S^* = T_S + T_{PI} + v$$

Nous estimons g_i , h_i et T_{PI} par régression linéaire. Comme cette régression est appliquée à un signal de sortie, elle minimise l'erreur de sortie (*méthode de l'erreur de sortie*) et non une simple erreur d'équation (*moindres carrés ordinaires*), dont l'application imprudente à des réponses indicielles (comme dans Gregory, J. M. et al. 2004) conduit à des estimations biaisées (Ljung, L. 1999) [44, 45].

L'observation de la température de surface globale T_S permet donc d'estimer les paramètres g_i et h_i , ce qui est déjà un progrès considérable. Il est ainsi possible d'évaluer les contributions des différents facteurs de déséquilibre aux variations climatiques, ce qui rend l'accent mis sur les forçages radiatifs presque superflu.

Conditions initiales

Les simulations sont effectuées à partir de l'année 1 de notre ère, et les résultats sont comparés aux observations de l'année 850. Le modèle est initialisé à zéro, sachant que l'extinction de l'erreur initiale sera acquise après plus de huit fois la constante de temps τ .

Identification de la capacité thermique C_O

Une deuxième identification est basée sur la série observée Q_O^* . Après avoir déterminé $T_O = \sum_i g_i V_i$ dans l'expression $Q_O = C_O T_O$, nous estimons ensuite C_O par régression linéaire.

Dans le cas des séries climatiques réelles, la période d'observation de la quantité de chaleur Q_O est courte (quelques décennies) comparée aux centaines d'années d'observations ou de reconstructions disponibles pour T_S . Elle est néanmoins suffisante, étant consacrée à l'estimation du seul paramètre C_O .

Activité solaire

La plupart des reconstructions de TSI s'accordent sur l'amplitude des cycles de Schwabe (période de 11 ans). Cependant, l'amplitude des basses fréquences (du minimum de Maunder (XVIIe siècle) au "grand maximum" actuel) peut varier dans un rapport de 1 à 10 selon les modèles solaires adoptés : NRL, SATIRE, Shapiro, CHRONOS (Egorova, T. et al., 2018) [37]. Cette situation conduit à décomposer l'indicateur U_{sol} en une composante basse fréquence U_{sol1} , obtenue par lissage, et son complément haute fréquence U_{sol2} , traités comme des forçages indépendants.

Calculs d'incertitude

Les équations 7 et 8 peuvent être écrites sous la forme générique :

$$y = X \theta + v$$

où y est le vecteur d'observations (ici $T^*(t)$, de dimension N), où X est la matrice des données d'entrée (... U_i , V_i ...) et θ le vecteur des paramètres (... g h_i , i ...). L'estimation

minimisant la somme des carrés $\|y - X \theta\|^2$ s'écrit $\hat{\theta} = X^+ y$, où $X^+ = (X^T X)^{-1} X^T$ est la pseudo-inverse de X . L'estimateur $\hat{\theta}$ est statistiquement optimal (asymptotiquement sans biais et avec une variance minimale) lorsque les bruits et perturbations v se réduisent à un bruit blanc additif sur la sortie. Qu'elle soit blanche ou non, la variance de l'erreur d'estimation $\theta - \hat{\theta}$ est donnée par $V_{\theta\theta} = X^+ V_{vv} X^{+T}$, où $V_{vv} = E(v v^T)$ est la matrice de variance de v . Nous approchons $[V_{vv}(i, j)] \sim [\phi_{vv}(i - j)]$ où $\phi_{vv}(\tau)$ est la fonction d'autocorrélation des résidus $\hat{v} = y - X \hat{\theta}$. D'où l'estimation $V_{\theta\theta} \sim X^+ [\phi_{vv}(i - j)] X^{+T}$. (NB. Les calculs sont effectués sans utiliser explicitement la matrice V_{vv} de dimension $N \times N$).

L'approximation ci-dessus repose sur deux hypothèses : l'invariance temporelle et l'ergodicité de la séquence v . La validité de l'hypothèse d'invariance est une question de degré. L'ergodicité est plus problématique. La série observée y devrait être représentative de l'espace de probabilité de toutes les données concevables. En fait, dans le contexte climatique, cet espace n'est pas probabilisable : cela n'a pas de sens d'attribuer des probabilités *a priori* à des reconstructions dont les proxys et les traitements ont été choisis arbitrairement.

Cette objection n'empêche pas le GIEC d'attribuer des fourchettes de probabilité et des niveaux de confiance à toutes ses évaluations et affirmations, tout en avertissant que "la probabilité d'un événement est le degré de croyance qui existe parmi [nos] auteurs principaux et les réviseurs que l'événement se produira. Lorsqu'il s'agit de systèmes complexes, les distributions de probabilités antérieures et actualisées contiennent généralement un degré élevé de subjectivité (informée)" [46].

Plutôt que de fournir des probabilités hautement subjectives (prétendument *informées*), nous nous en tenons à la variance $V_{\theta\theta}$ calculée ci-dessus et aux fourchettes associées. Celles-ci sont limitées (ce qui n'est pas sans importance) aux incertitudes déduites du bruit et des perturbations qui se manifestent concrètement par des variations temporelles du signal observé.

NB. Comme dans les rapports du GIEC, les fourchettes d'incertitude indiquées ici sont des intervalles de 90 %.

N.B. Le calcul de l'incertitude sur λ prend en compte les incertitudes sur les estimations de h_i et g_i . Il est effectué en faisant varier h_i et g_i à l'aide de la méthode de Monte Carlo.

Contraintes

Le manque d'observations nous oblige à exploiter au mieux les connaissances *a priori* disponibles, en veillant

à ne pas biaiser les résultats, notamment les sensibilités à long terme.

Les nombreuses simulations de variations brutales du CO₂, réalisées dans le cadre de CMIP, montrent toutes un rapport sensibilité initiale/sensibilité finale de l'ordre de 2/3. Sachant par ailleurs que le CO₂ est prédominant dans les forçages anthropiques, nous introduisons la contrainte linéaire $h_{anth} = 0.66 k_{anth}$, sans contrainte sur la sensibilité finale k_{anth} .

De même, les transitoires en réponse aux éruptions volcaniques sont améliorés en contraignant librement le paramètre h_{volc} , tout en laissant libres les tendances centennales déterminées par la sensibilité k_{volc} . Rappelons également la contrainte $\kappa_i = 0$ sur les indices d'oscillation océanique.

La méthode. Toutes ces contraintes se traduisent par une relation linéaire :

$$y_c = X_c [\dots g_i \dots h_i \dots]^T$$

Au moyen d'une transformation orthogonale dérivée de la décomposition en valeurs singulières de X_c , nous séparons les paramètres en une combinaison déterminée par y_c , et une partie à estimer, à laquelle nous appliquons la méthode générique précédente.

Annexe A2. Des modèles bicouches aux MCM

Dans la section 2, nous avons posé le MCG directement sous forme d'état, où l'équation de sortie (2) incorpore une action explicite des facteurs de forçage sur la température moyenne globale. Nous montrons ici que le MCG peut être obtenu en réduisant la complexité des modèles acceptés par la communauté climatique - à condition que certaines lacunes aient été détectées et corrigées. En utilisant les notations précédentes ($C_O, Q_O, T_O, T_S \dots$), un modèle bicouche est classiquement écrit (eg. Geoffroy, O. et al. 2013) [21], sous la forme d'équations d'état de dimension 2, où C_S est la capacité thermique et Q_S la quantité de chaleur atmosphérique :

$$C_S dT_S / dt = dQ_S / dt = R - S \quad A1$$

$$C_O dT_O / dt = dQ_O / dt = S \quad A2$$

Les bilans énergétiques R à la TOA et S à la BOA (base de l'atmosphère) sont généralement développés comme suit :

$$R = -\lambda T_S + \sum_i F_i \text{ où } F_i = f_i U_i \quad A3$$

$$S = -\gamma(T_O - T_S) \quad A4$$

où γ est un coefficient de transfert de chaleur. En définissant l'état du système comme le vecteur

$X = [T_S; T_O]$, les équations A1 à A4 peuvent être écrites comme suit :

$$dX / dt = AX + BU \quad A5$$

$$T_S = CX + DU, \quad A6$$

Sous cette forme, où $C = [1 \ 0]$ et $D = 0$, il est clair que les perturbations U n'ont pas d'effet direct sur la température de surface. Cependant, nous savons qu'elles agissent à court terme, après que les équilibres atmosphériques ont été atteints à Q constant. Cette constatation a des conséquences considérables, car elle implique une contradiction interne dans la définition même du forçage radiatif (AR6, 2021) : "Le forçage radiatif est déterminé par le changement du flux radiatif descendant net à l'altitude de la surface de la Terre, après que le système se soit ajusté à la perturbation, mais à l'exclusion de la réponse radiative aux changements de la température de surface. Puisque l'ajustement à la perturbation concerne la température de surface, celle-ci ne peut être exclue de la détermination du forçage radiatif, défini comme un changement résultant de la perturbation. Cette contradiction, d'autant plus dommageable qu'elle n'est pas résolue, l'est pourtant aisément par les techniques de réduction de l'ordre des systèmes sur plusieurs échelles de temps, conduisant ici à un système de premier ordre, c'est-à-dire un MCM.

Tout d'abord, nous devons corriger une grave lacune de l'équation A4. Elle ignore l'existence d'un second type de forçage, les *forçages de surface*, similaires aux forçages radiatifs $F_i = f_i U_i$, à l'exception du point d'application (le BOA). Il est clair, par exemple, qu'une variation de l'activité solaire U_{sol} entraîne non seulement un forçage au TOA $F_{sol} = f_{sol} U_{sol}$, mais aussi un forçage au BOA $G_{sol} = \beta_{sol} U_{sol}$ résultant de la fraction du flux solaire directement absorbée par la surface. Le bilan S doit donc être augmenté par le forçage de surface $G_i = \beta_i U_i$:

$$S = -\gamma(T_O - T_S) + \sum_i G_i \quad A5$$

Il est surprenant que la communauté climatique n'ait pas immédiatement corrigé une omission aussi flagrante. Elle concerne non seulement le forçage énergétique solaire, mais aussi tous les forçages dans lesquels il intervient indirectement : aérosols volcaniques ou industriels, changements d'occupation des sols, etc. Ces forçages de surface sont distincts de l'absorption de chaleur par les océans (Winton, M., 2007). A noter que ces forçages de surface sont distincts de l'absorption de chaleur par les océans (Winton, M., et al. 2010), qui a un impact à long terme sur les réponses transitoires.

Nous pouvons maintenant procéder à la réduction de la dimension de l'état. La méthode des perturbations singulières [47] consiste simplement à approximer l'inertie thermique C_S de l'atmosphère par zéro.

L'équation A1 aboutit à des bilans égaux à la BOA et à la TOA : $R = S$. Combiné aux équations A2, A3 et A5, on obtient le modèle MCM. Après tous les calculs, les paramètres τ , g_i , h_i peuvent être déduits de ceux du modèle bicouche par les formules :

$$g_i = f_i / \lambda, \quad h_i = (f_i - \beta_i) / (\lambda + \gamma), \quad \tau = C_O (\lambda^{-1} + \gamma^{-1})$$

A7

C'est ici que le terme de transmission directe h_i apparaît dans l'équation de sortie du MCM (2), un terme qui quantifie l'ajustement aux perturbations spécifié dans la définition du GIEC et dont la présence est la clé du MCM.

Un point important est que l'omission des forçages de surface dans les modèles bicouches conduit à un rapport h/g_{ii} indépendant de i , contrairement aux simulations CMIP qui montrent différents rapports entre les sensibilités initiales et finales en fonction des modes de forçage.

Enfin, notons que les modèles multicouches océaniques peuvent être réduits à une seule constante de temps τ , par agrégation d'états dérivée de la méthode des réalisations [48].

Les sensibilités g_i et h_i sont étroitement associées, en tant que paramètres du même modèle de comportement. Les forçages TOA et BOA qui les déterminent sont donc également deux mesures inséparables. Les méthodologies qui n'intègrent pas implicitement ou explicitement l'évaluation des forçages de surface avec celle des forçages radiatifs sont intrinsèquement non viables [49-52].

Références

1. Hansen, J., Sato, M. K. I., Ruedy, R., Nazarenko, L., Lacis, A., Schmidt, G. A., ... & Zhang, S. (2005). Efficacy of climate forcings. *Journal of geophysical research: atmospheres*, 110(D18).
2. Ramaswamy, V., Collins, W., Haywood, J., Lean, J., Mahowald, N., Myhre, G., ... & Storelvmo, T. (2019). Radiative forcing of climate: The historical evolution of the radiative forcing concept, the forcing agents and their quantification, and applications. *Meteorological Monographs*, 59, 14-1.
3. Nicholls, Z., Meinshausen, M., Lewis, J., Gieseke, R., Dommenges, D., Dorheim, K., ... & Xie, Z. (2020). Reduced Complexity Model Intercomparison Project Phase 1: introduction and evaluation of global-mean temperature response. *Geoscientific Model Development*, 13(11), 5175- 5190.
4. de Larminat, P. (2016). Earth climate identification vs. anthropic global warming attribution. *Annual Reviews in control*, 42, 114-125.
5. de Larminat, P. (2023). From Behavioral Climate Models and Millennial Data to AGW Reassessment. *Earth & Environmental Science Research & Reviews*, 6(2), 410-424.
6. Boyd, S. (1993). *Introduction to Signals & Systems*. Course EE102, Stanford University.
7. Åström, K. J., & Eykhoff, P. (1971). System identification—a survey. *Automatica*, 7(2), 123-162.
8. Larminat, P. D., & Thomas, Y. (1977). *Automatique des systèmes linéaires*.
9. Soderstrom, T. (1989). *System Identification*. Prentice-Hall google schola, 2, 261-268.
10. Young, P. (1981). Parameter estimation for continuous-time models—a survey. *Automatica*, 17(1), 23-39.
11. Walter, E., Pronzato, L., & Norton, J. (1997). *Identification of parametric models from experimental data* (Vol. 1, No. 2, p. 3). Berlin: Springer.
12. Landau, I. D. (2001). Identification in closed loop: a powerful design tool (better design models, simpler controllers). *Control Engineering Practice*, 9(1), 51-65.
13. Hasselmann, K. (1997). Multi-pattern fingerprint method for detection and attribution of climate change. *Climate dynamics*, 13, 601-611.
14. Hegerl, G. C., Hoegh-Guldberg, O., Casassa, G., Hoerling, M., Kovats, S., Parmesan, C., ... & Stott, P. (2010). Good practice guidance paper on detection and attribution related to anthropogenic climate change.
15. Sellers, W. D. (1969). A global climatic model based on the energy balance of the earth-atmosphere system. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 8(3), 392-400.
16. Budyko, M. I. (1969). The effect of solar radiation variations on the climate of the Earth. *tellus*, 21(5), 611-619.
17. Gregory, J. M., Mitchell, J. F. B., & Brady, A. J. (1997). Summer drought in northern midlatitudes in a time-dependent CO₂ climate experiment. *Journal of Climate*, 10(4), 662-686.
18. Williams, K. D., Ingram, W. J., & Gregory, J. M. (2008). Time variation of effective climate sensitivity in GCMs. *Journal of Climate*, 21(19), 5076-5090.
19. Winton, M., Takahashi, K., & Held, I. M. (2010). Importance of ocean heat uptake efficacy to transient climate change. *Journal of Climate*, 23(9), 2333-2344.
20. Held, I. M., Winton, M., Takahashi, K., Delworth, T., Zeng, F., & Vallis, G. K. (2010). Probing the fast and slow components of global warming by returning abruptly to preindustrial forcing. *Journal of Climate*, 23(9), 2418-2427.
21. Geoffroy, O., Saint-Martin, D., Olivié, D. J., Voldoire, A., Bellon, G., & Tytéca, S. (2013). 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), 1841-1857.

22. Shatwell, P., Czaja, A., & Ferreira, D. (2020). On the suitability of two-layer energy-balance models for representing deep ocean heat uptake (No. EGU2020-10120). Copernicus Meetings.

23. AR5, AR6: see IPCC (2013, 2021)

24. Masson-Delmotte, V., Schulz, M., Abe-Ouchi, A., Beer, J., Ganopolski, A., González Rouco, J. F., ... & Timmermann, A. (2013). Information from paleoclimate archives.

25. Geoffroy, O., Saint-Martin, D., Bellon, G., Voldoire, A., Olivié, D. J., & Tytéca, S. (2013). 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), 1859-1876.

26. IPCC, 2013: Climate Change (2013): The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 1535 pp.

27. Lean, J. L., Coddington, O., Marchenko, S. V., Machol, J., DeLand, M. T., & Kopp, G. (2020). Solar irradiance variability: Modeling the measurements. *Earth and Space Science*, 7(8), e2019EA000645.

28. Delaygue, G., & Bard, E. (2011). An Antarctic view of Beryllium-10 and solar activity for the past millennium. *Climate Dynamics*, 36, 2201-2218.

29. Neukom, R., Barboza, L. A., Erb, M. P., Shi, F., Emile-Geay, J., Evans, M. N., ... & PAGES 2k Consortium. (2019). Consistent multidecadal variability in global temperature reconstructions and simulations over the Common Era, *Nat. Geosci.*, 12, 643-649.

30. Cheng, L., Trenberth, K. E., Fasullo, J., Boyer, T., Abraham, J., & Zhu, J. (2017). Improved estimates of ocean heat content from 1960 to 2015. *Science Advances*, 3(3), e1601545.

31. 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 [Masson-Delmotte, V., 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, and B. Zhou (eds.)]. Cambridge University Press. In Press.

32. Le Roy Ladurie, E. (1967). *Histoire du climat depuis l'an mil*. Nouvelle Bibliothèque Scientifique (France) fre.

33. Moberg, A., Sonechkin, D. M., Holmgren, K., Datsenko, N. M., & Karlen, W. (2005). 2,000-year Northern Hemisphere temperature reconstruction. IGBP PAGES/World Data Center for Paleoclimatology Data Contribution Series, 19.

34. Loehle, C. (2007). A 2000-year global temperature reconstruction based on non-treering proxies. *Energy & Environment*, 18(7), 1049-1058.

35. Ljungqvist, F. C. (2010). A new reconstruction of temperature variability in the extra-tropical Northern Hemisphere during the last two millennia. *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography*, 92(3), 339-351.

36. Christiansen, B., & Ljungqvist, F. C. (2012). The extra-tropical Northern Hemisphere temperature in the last two millennia: reconstructions of low-frequency variability. *Climate of the Past*, 8(2), 765-786.

37. Egorova, T., Schmutz, W., Rozanov, E., Shapiro, A. I., Usoskin, I., Beer, J., ... & Peter, T. (2018). Revised historical solar irradiance forcing. *Astronomy & Astrophysics*, 615, A85.

38. Courtillot, V., Gallet, Y., Le Mouél, J. L., Fluteau, F., & Genevey, A. (2007). Are there connections between the Earth's magnetic field and climate?. *Earth and Planetary Science Letters*, 253(3-4), 328-339.

39. Svensmark, H., Enghoff, M. B., Shaviv, N. J., & Svensmark, J. (2017). Increased ionization supports growth of aerosols into cloud condensation nuclei. *Nature communications*, 8(1), 1-9.

40. Svensmark, H., Svensmark, J., Enghoff, M. B., & Shaviv, N. J. (2021). Atmospheric ionization and cloud radiative forcing. *Scientific Reports*, 11(1), 19668.

41. Landscheidt, T. (2000). Solar wind near Earth: Indicator of variations in global temperature. In *The Solar Cycle and Terrestrial Climate, Solar and Space weather* (Vol. 463, p. 497).

42. Connolly, R., Soon, W., Connolly, M., Baliunas, S., Berglund, J., Butler, C. J., ... & Zhang, W. (2021). How much has the Sun influenced Northern Hemisphere temperature trends? An ongoing debate. *Research in Astronomy and Astrophysics*, 21(6), 131.

43. Hourdin, F., Mauritsen, T., Gettelman, A., Golaz, J. C., Balaji, V., Duan, Q., ... & Williamson, D. (2017). The art and science of climate model tuning. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 98(3), 589-602.

44. Gregory, J. M., Ingram, W. J., Palmer, M. A., Jones, G. S., Stott, P. A., Thorpe, R. B., ... & Williams, K. D. (2004). A new method for diagnosing radiative forcing and climate sensitivity. *Geophysical research letters*, 31(3).

45. Ljung, L. (1998). System identification. In Signal analysis and prediction (pp. 163-173). Boston, MA: Birkhäuser Boston.
46. Schneider, S. H., & Moss, R. (1999). Uncertainties in the IPCC TAR: Recommendations to lead authors for more consistent assessment and reporting. Unpublished document.
47. Kokotovic, P. V., O'Malley Jr, R. E., & Sannuti, P. (1976). Singular perturbations and order reduction in control theory— an overview. *Automatica*, 12(2), 123-132.
48. Caldeira, K., & Myhrvold, N. P. (2013). Projections of the pace of warming following an abrupt increase in atmospheric carbon dioxide concentration. *Environmental Research Letters*, 8(3), 034039.
49. Crowley, T. J., & Unterman, M. B. (2013). Technical details concerning development of a 1200 yr proxy index for global volcanism. *Earth System Science Data*, 5(1), 187-197.
50. Soon, W., & Baliunas, S. (2003). Proxy climatic and environmental changes of the past 1000 years. *Climate Research*, 23(2), 89-110.
51. Wu, C. J., Krivova, N. A., Solanki, S. K., & Usoskin, I. G. (2018). Solar total and spectral irradiance reconstruction over the last 9000 years. *Astronomy & Astrophysics*, 620, A120.

Copyright : ©2024 Philippe de Larminat. Il s'agit d'un article en libre accès distribué selon les termes de la licence Creative Commons Attribution License, qui permet l'utilisation, la distribution et la reproduction sans restriction sur tout sur tout support, à condition que l'auteur original et la source soient mentionnés.