



Modéliser le climat, c'est s'adapter aux échelles de temps

La modélisation globale du climat terrestre, sur des échelles de temps pouvant atteindre plusieurs milliards d'années, exige des chercheurs un choix rigoureux des composantes et des processus qu'ils intègrent dans leurs modèles. Elle est le résultat d'un compromis constant entre complexité et durée afin de s'adapter aux possibilités des outils de calcul.



PhotoLink

Atmosphère, hydrosphère, biosphère et cryosphère interagissent sans cesse par des échanges de matière et d'énergie. Cependant, les phénomènes dont elles sont le siège ont des temps de réponse très différents. L'échelle de temps va conditionner le nombre de composantes à prendre en compte dans les modèles.

L'évolution du climat de la Terre (Mémo A, *Voyage au centre de la Terre et aux confins de l'atmosphère*, p. 21) est attestée par différents types de données qui offrent la possibilité de remonter sur plusieurs milliards d'années. Néanmoins, les variations du climat sont connues depuis près de 4 milliards d'années à travers un ensemble de données relativement indirectes. En effet, il n'existe pas de véritable "paléothermomètre" ni de "paléopluviomètre" qui renseigneraient sur les climats passés. C'est toute une chaîne de raisonnements et d'analyses qui permet aux scientifiques d'utiliser des propriétés physiques (isotopes de l'oxygène et du carbone, par exemple) des fonctions de transfert sur des distributions de la faune et de la flore, pour *in fine* attribuer une valeur climatique et une incertitude. Évidemment, plus on s'intéresse aux climats anciens, moins on dispose de données. Pour pallier ces problèmes de restitution de variables climatiques à partir d'indicateurs, et la distribution très peu homogène en temps et en espace de ces indicateurs, la modélisation numérique constitue un autre mode d'approche des variations climatiques. La compréhension de l'évolution

climatique passe donc également par l'élaboration de modèles "globaux", car ils s'intéressent au climat de l'ensemble du globe terrestre. Aussi, *quelle composante et quels processus ces modèles doivent-ils prendre en compte?* Répondre à cette question consiste avant tout à réfléchir aux échelles de temps et d'espace.

Un système aux multiples facettes

Le système climatique est constitué de diverses composantes qui interagissent entre elles. De plus, ces composantes présentent des temps de réponse très différents. Ce temps caractérise la durée de remise à l'équilibre d'une composante après une perturbation. La composante la plus rapide du système climatique est l'atmosphère, dont le temps de réponse varie de quelques minutes à quelques jours, mais le système climatique comporte des composantes beaucoup plus lentes, comme la lithosphère (Mémo A, *Voyage au centre de la Terre et aux confins de l'atmosphère*, p. 21). Celle-ci a gardé la mémoire des calottes glaciaires qui recouvraient, voici plus de

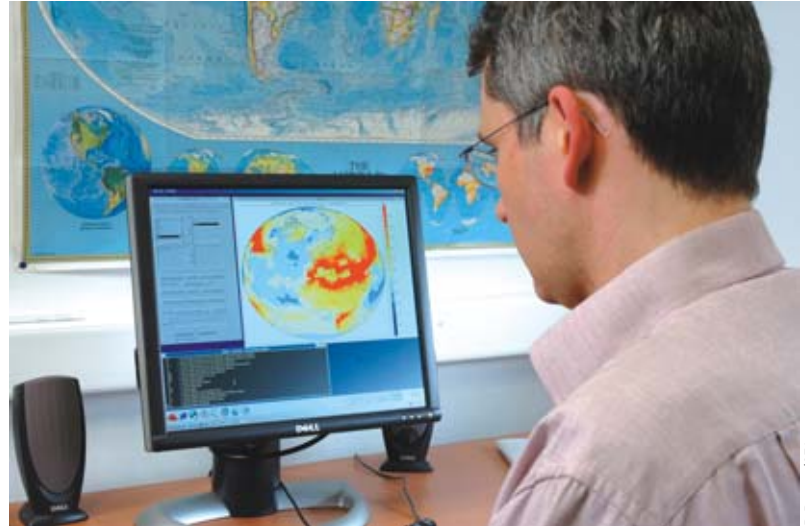
20 000 ans, le nord de l'Europe et de l'Amérique. C'est pour cette raison qu'aujourd'hui encore, la **croûte terrestre** remonte en Norvège ⁽¹⁾, par exemple, si on se limite aux courtes échelles de temps.

Du modèle atmosphérique au modèle climatique

La prévision du temps, au sens **météorologique**, nécessite de mettre au point de très bons **modèles** atmosphériques. C'est ce qui a été réalisé, dès les années 1960, par les centres météorologiques et les universités qui ont développé des modèles tridimensionnels de circulation générale de l'atmosphère (MCGA). Ces modèles permettent de prévoir l'évolution du temps sur quelques jours. Ces prévisions sont souvent excellentes pour l'évolution des températures de surface. Toutefois, elles peuvent être moins performantes pour la distribution locale des précipitations, entre autres parce que la **résolution spatiale** de ces modèles est plutôt de l'ordre de 100 km, ce qui ne donne qu'une idée très approximative de l'**orographie** dans les régions montagneuses, mais aussi parce que la **microphysique** des nuages est représentée très grossièrement.

Alors, comment pallier ces déficiences? Ces modèles peuvent être utilisés à plus haute résolution en diminuant la **maille** du modèle sur l'ensemble du globe, par exemple en passant de 400 km à 50 km, mais

(1) Les continents s'enfoncent plus ou moins dans le **magma terrestre** en fonction de leur poids et remontent graduellement quand celui-ci diminue, que ce soit par érosion ou par fonte de grandes masses de glace. C'est l'équilibre isostatique.



P. Bazoge/CEA

Pour estimer comment évoluera le climat au cours du XXI^e siècle et au-delà, il n'est pas possible de simplement extrapoler à partir des climats passés. Il est nécessaire de faire appel à la modélisation. Un modèle de climat doit prendre en compte toutes les composantes du système climatique déterminées par l'échelle de temps, y ajouter les perturbations apportées par l'activité humaine et faire interagir tous ces éléments.

malheureusement le temps de calcul devient vite prohibitif. Néanmoins, il est possible de "descendre" en résolution jusqu'à quelques dizaines de kilomètres. Au-delà, la physique de ces modèles n'est plus appropriée. Une méthode consiste également à "zoomer", c'est-à-dire réduire la maille dans une région d'intérêt et ainsi descendre jusqu'à 50 km – évidemment la maille du modèle augmentera d'autant dans la région antipodale – (encadré 1).

La modélisation "zoomée" au secours des paléontologues

1

En utilisant un **modèle** de circulation générale de l'atmosphère [MCGA] zoomé sur l'Espagne, les modélisateurs ont pu montrer que, il y a 39 000 ans, lors d'un refroidissement brutal dans l'Atlantique Nord correspondant à une dislocation d'une partie de la

calotte nord-américaine (**Laurentide**) qui couvrit le nord de l'Atlantique d'**icebergs** dérivant et fondant au large du Portugal, le climat du centre et du sud de l'Espagne s'est considérablement "aridifié". Ce changement de climat et d'environnement a empêché les *Homo*

sapiens sapiens, installés au nord, de franchir l'Ebre. Cela explique pourquoi les campements de Néandertaliens (*Homo sapiens neanderthalensis*) ont perduré beaucoup plus longtemps au sud de l'Espagne que partout ailleurs en Europe de l'Ouest (figure).

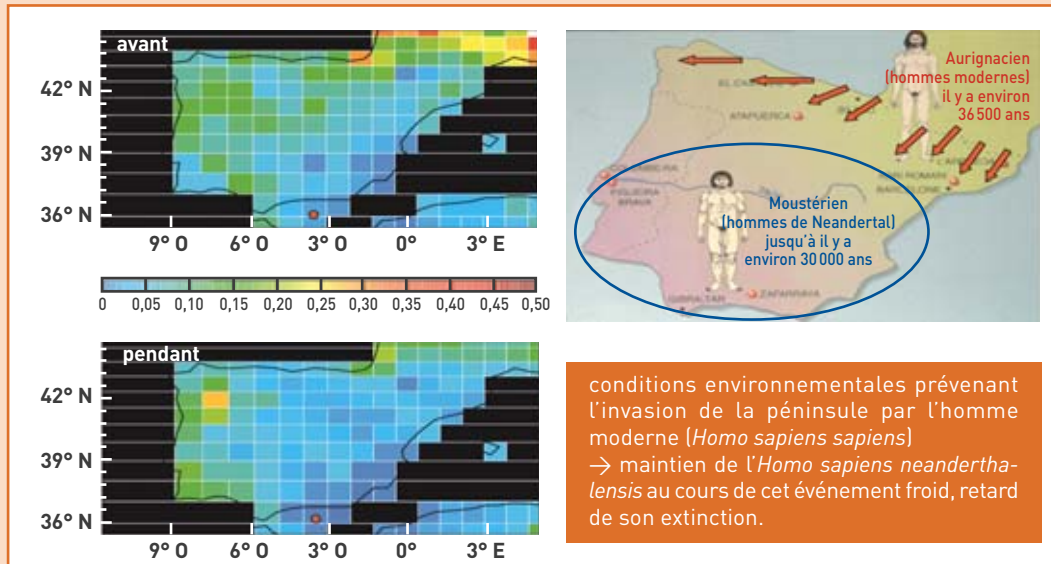


Figure. À gauche, couvert arboré simulé avant et pendant le refroidissement rapide survenu il y a 39 000 ans (événement de Heinrich H4). Sa disparition au profit du couvert herbacé est cohérente avec l'arrêt de l'avancée des *Homo sapiens sapiens* vers le sud et le centre de l'Espagne et le maintien de campements de Néandertaliens (*Homo sapiens neanderthalensis*).

conditions environnementales prévenant l'invasion de la péninsule par l'homme moderne (*Homo sapiens sapiens*) → maintien de l'*Homo sapiens neanderthalensis* au cours de cet événement froid, retard de son extinction.



Philippe Bigard/Goodshoot.com

La végétation est une composante importante du système climatique. Elle a d'abord un rôle radiatif, puisqu'une surface recouverte de végétation absorbe beaucoup plus le rayonnement solaire qu'un sol nu, et joue un rôle essentiel dans le cycle de l'eau qu'elle absorbe pour sa croissance et rejette par évapotranspiration.

Pour répondre aux questions de l'impact du changement climatique dans une région donnée, et cette fois à des échelles de l'ordre du kilomètre, la stratégie est de coupler un modèle global à un modèle régional adapté aux échelles kilométriques mais nécessitant des conditions aux limites fournies par le modèle de circulation générale (MCG). Ces stratégies sont maintenant intensivement développées. En effet, décliner les scénarios des changements climatiques mis au point dans le cadre du GIEC (Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat – voir l'encadré *Le GIEC. Pourquoi? Comment?* p. 10) au niveau des régions pour en mesurer l'impact est devenu une priorité. Ces régions peuvent être, par exemple, une zone montagneuse pour déterminer le niveau d'enneigement des stations, des zones littorales pour évaluer l'impact de la remontée du niveau marin...

L'échelle de temps détermine les processus impliqués

Si l'échelle de temps passe de l'ordre de *la semaine à l'année*, une seconde composante est nécessaire : l'océan. En effet, les deux fluides qui vont transporter de l'énergie et de l'humidité de l'équateur vers les pôles sont l'atmosphère et l'océan (figure 1). Dès les années 1980, des modèles de circulation générale de l'océan (MCGO) sont venus compléter les MCGA, et ces deux modèles ont été couplés (encadré 2). Toujours à cette échelle de temps, et jusqu'à des périodes de 100 ans, une troisième composante a dû également être prise en compte, la **biosphère**, qui interagit à la fois avec le rayonnement solaire (sa présence modifie l'**albédo**) et le cycle de l'eau. De tels modèles, très simplifiés ou incorporant de nombreux PFT (*Plant Functional Types*)⁽²⁾, ont vu le jour et ont été couplés aux composantes atmosphère et océan. Sur des échelles de temps plus longues encore, qui s'étendent du *millier d'années à la centaine de milliers d'années*, une composante essentielle à prendre en compte pour comprendre le climat du **Quaternaire** (environ les 2 derniers millions d'années) est la **cryosphère**. Des modèles tridimensionnels thermomécaniques avec des résolutions spatiales de 50 km ont été élaborés. Couplés à des modèles de climat, ils permettent, d'une part, de prédire l'évolution des calottes de glace et, d'autre part, d'évaluer les *feedbacks* (boucles de rétroaction) cryosphère-climat. En particulier, lorsqu'une calotte de glace fond, elle injecte de grandes quantités d'eau douce à la surface des océans, ce qui peut avoir pour effet, en diminuant la densité des eaux de surface, d'inhiber la plongée des eaux profondes. Depuis un million d'années, le climat oscille entre des courtes **périodes interglaciaires**

(2) Les caractéristiques des divers types de pollen sont beaucoup trop nombreuses pour que ceux-ci soient représentés individuellement dans les modèles. Aussi, les pollens ayant des caractéristiques communes sont regroupés dans différentes catégories appelées PFT (*Plant Functional Types*). En général, le nombre de PFT dans les modèles varie de 5 à 15.

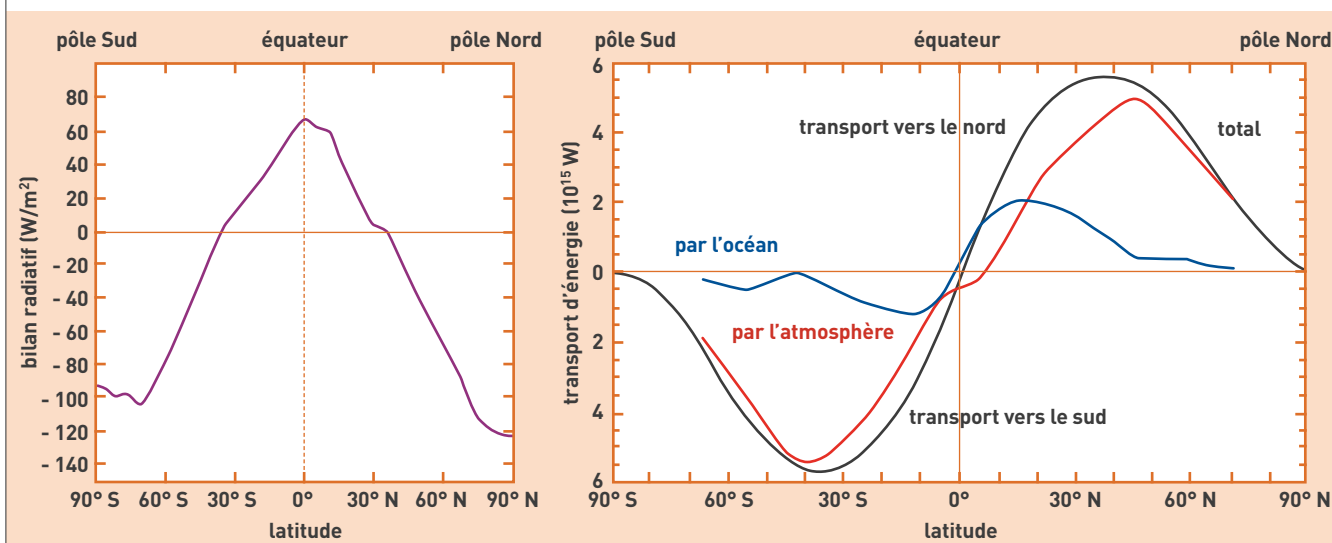


Figure 1. À gauche, **bilan radiatif**, correspondant à la différence entre l'énergie reçue du Soleil et celle réémise vers l'espace, en fonction de la latitude. Cette courbe résulte des campagnes ERBE de mesures par satellite (*Earth Radiation Budget Experiment*). À droite, bilan du transport d'énergie par l'atmosphère et les océans. Le transport total est mesuré par satellite (campagnes ERBE). Le transport par l'océan est déduit de données météorologiques. Le transport par l'atmosphère est obtenu par différence. Ce transport d'énergie est considérable.

Un exemple de couplage océan-atmosphère : l'entrée en glaciation

2

Comprendre comment le **climat** a basculé d'une situation **interglaciaire** similaire à la nôtre à une situation **glaciaire** – où la neige s'accumule pour former à long terme d'immenses **calottes** – est un défi pour les **modélisateurs** du climat. Ils ont très tôt, dans les années 1980, essayé de reproduire cette transi-

tion due au fait que l'insolation d'été aux hautes altitudes de l'hémisphère Nord était plus basse (théorie astronomique du climat) et devait permettre à la neige, tombée en hiver, de se maintenir l'été. Ils le firent d'abord avec des modèles purement atmosphériques (MCGA), mais ce fut un échec. En effet, le **forçage radia-**

tif est si faible que l'atmosphère seule ne suffit pas à l'amplifier. De nouvelles **simulations** qui tiennent compte de l'océan et de la végétation (MCGAOV) ont réussi à reproduire cette transition, en simulant de la neige pérenne aux endroits où effectivement les calottes ont commencé à se développer (figure).

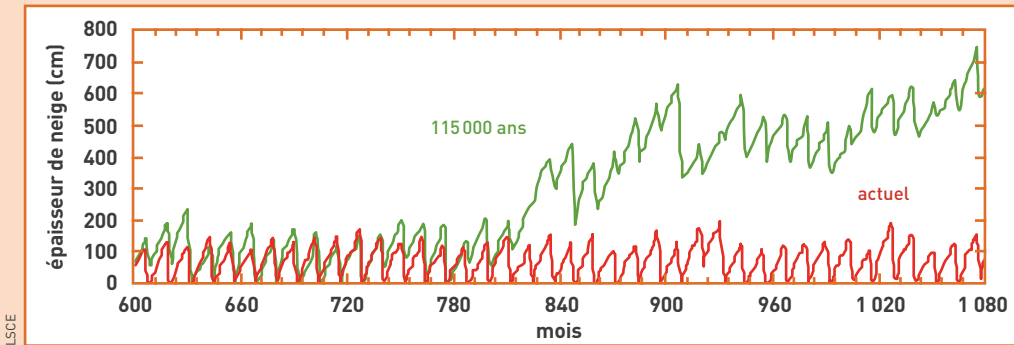


Figure. En choisissant l'archipel arctique canadien comme zone d'étude qui correspond à l'origine de l'englacement, il faut noter que si à l'actuel (courbe rouge) la neige fond, ce n'est plus le cas lorsque l'entrée de la glaciation, il y a 115 000 ans, est simulée avec un modèle couplé (MCGOA).

et de longues **phases glaciaires**. Lors de ces phases froides, la Terre ne porte pas deux calottes de glace comme aujourd'hui (Antarctique, Groenland), mais quatre. Aux deux premières s'ajoutent la **Laurentide** sur le nord de l'Amérique et la **Fennoscandie** sur le nord de l'Europe. Très récemment, ces modèles couplés ont permis de reproduire le dernier cycle glaciaire-interglaciaire (figure 2), soit le climat de la Terre depuis 130 000 ans.

Encore plus loin, sur des échelles de l'ordre de la dizaine de millions d'années, le processus qui devient fondamental est la **tectonique des plaques** (Mémo D, *Tectonique des plaques et séismes*, p. 90). La danse

des continents sur la lithosphère va modifier le climat et le **cycle du carbone** (figure 3). La tectonique des plaques produit un effet climatique direct lié au déplacement des continents des zones tropicales aux zones tempérées. Cet impact fut perçu dès l'origine par le météorologue et astronome allemand Alfred Wegener dans son ouvrage de 1924 écrit avec le climatologue allemand Wladimir Köppen "Die Klimate der Geologischen Vorzeit". Un autre effet, mis en évidence par les équipes du Laboratoire des sciences du climat et de l'environnement (LSCE) et du Laboratoire des mécanismes et transferts en géologie (LMTG) de Toulouse, est plus indirect et concerne le cycle du car-

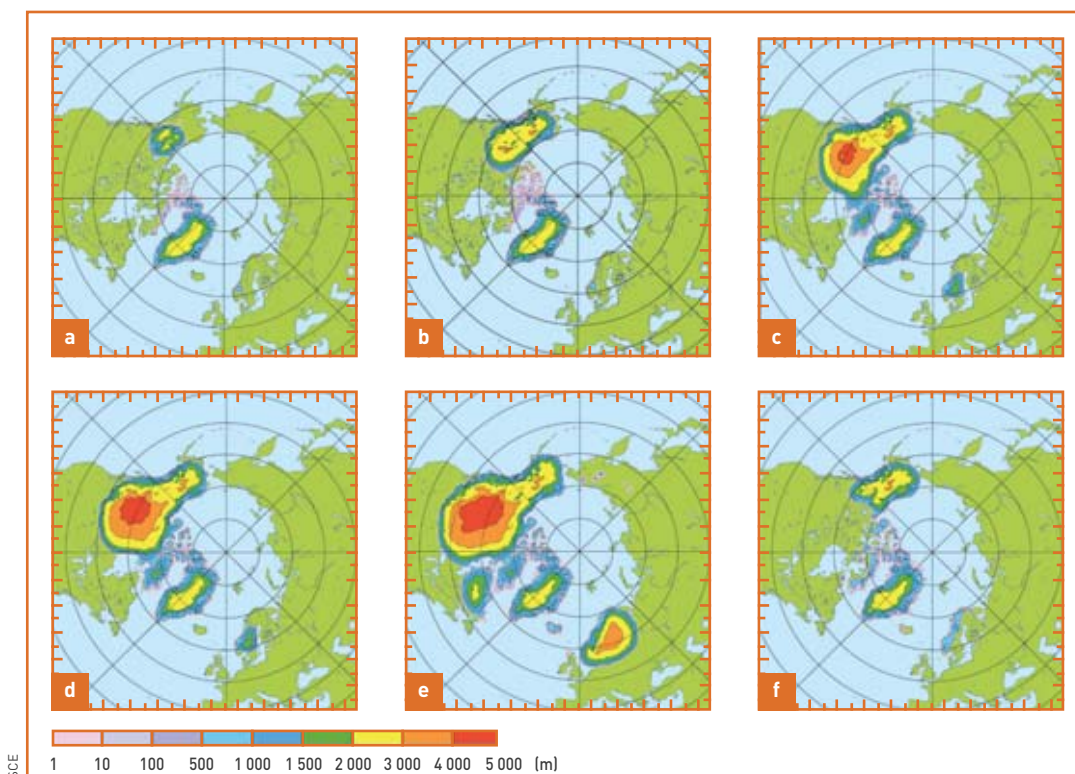


Figure 2. Reconstruction de l'épaisseur (en m) et de l'étendue des principales calottes dans l'hémisphère Nord au cours du dernier cycle climatique. Six périodes-clés sont représentées : a) 110 000 ans BP – *Before Present* ou avant le présent – (présence d'une première calotte significative sur l'Amérique du Nord) ; b) 75 000 ans BP (avant la formation de la calotte Fennoscandienne) ; c) 60 000 ans BP (après la formation d'une première calotte significative sur l'Europe du Nord) ; d) 30 000 ans BP (avant une nouvelle poussée des calottes) ; e) 20 000 ans BP (dernier maximum glaciaire) ; f) 0 an (période actuelle – préindustrielle).

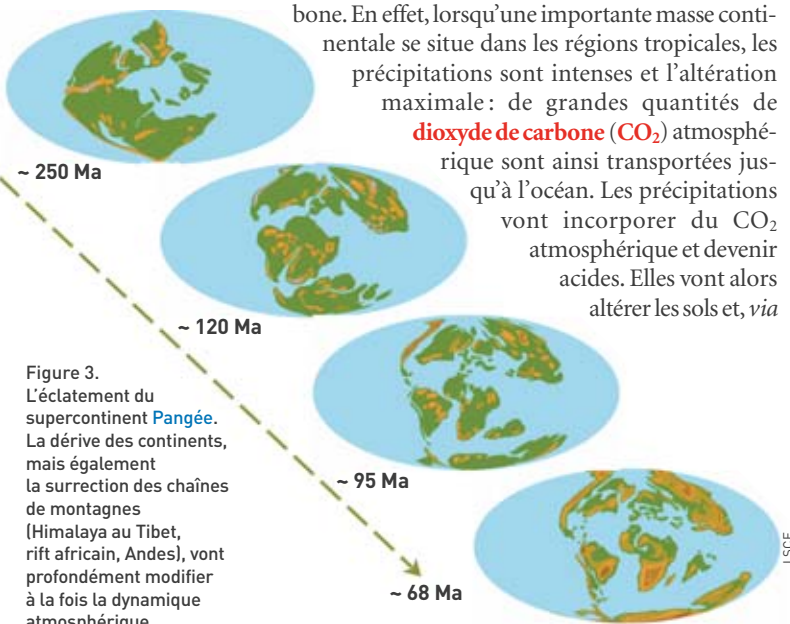


Figure 3. L'éclatement du supercontinent **Pangée**. La dérive des continents, mais également la surrection des chaînes de montagnes (Himalaya au Tibet, rift africain, Andes), vont profondément modifier à la fois la dynamique atmosphérique et océanique, et le cycle du carbone *via* les changements d'altération. Ces modifications à long terme du visage de la Terre sont les premiers facteurs à prendre en compte pour restituer le climat à l'échelle du million d'années (Ma).

bone. En effet, lorsqu'une importante masse continentale se situe dans les régions tropicales, les précipitations sont intenses et l'altération maximale: de grandes quantités de **dioxyde de carbone (CO₂)** atmosphérique sont ainsi transportées jusqu'à l'océan. Les précipitations vont incorporer du CO₂ atmosphérique et devenir acides. Elles vont alors altérer les sols et, *via*

les rivières, transporter ce carbone vers les océans où il va sédimenter sur les fonds marins. Par contre, si la masse des continents se situe à hautes latitudes, le CO₂ atmosphérique est moins pompé par précipitation et altération des sols, et donc se stabilise à des valeurs plus élevées. Ainsi, lorsque les continents sont à plus basse latitude, le CO₂ atmosphérique aura tendance à diminuer, et inversement. Le CO₂ se comporte alors comme un régulateur thermique. Un autre aspect de la tectonique des plaques n'est pas lié à la dérive horizontale des continents, mais aux déformations verticales (surrections – soulèvements lents – de chaînes de montagnes) qui modifient la circulation atmosphérique et le climat (encadré 3).

Se doter d'une palette de modèles climatiques

Si l'échelle de temps conditionne le nombre de composantes à prendre en compte, un autre aspect concerne la complexité des modèles. En effet, un

Simuler le scénario *East Side Story* et surrection du rift africain

3

La belle histoire du paléontologiste et paléoanthropologue français Yves Coppens, qui explique le bipédisme et l'existence d'hominidés⁽¹⁾ seulement à l'est du rift africain⁽²⁾ par le fait que cette surrection a asséché l'Est africain au point d'y faire disparaître les arbres, est battue en brèche par la découverte de *Toumai*⁽³⁾ à l'ouest du rift... Il n'empêche que la **modélisation des climats** permet de vérifier quel fut l'impact de la surrection du rift sur le climat. En couplant le modèle de climat à un modèle de végétation, il est ainsi possible d'évaluer les changements d'environnement. Un modèle zoomé sur l'Afrique a donc été utilisé (figure). Il montre, en effet, que

la surrection du rift s'accompagne d'une aridification très importante de l'Afrique de l'Est et de la diminution des surfaces boisées.

- (1) Les hominidés forment une famille d'espèces regroupant la plupart des grands primates tels que l'homme, le chimpanzé, le bonobo ou le gorille, ainsi qu'un certain nombre d'espèces éteintes, ancêtres ou non de la lignée humaine.
- (2) La vallée du rift africain s'étend du sud de la mer Rouge (au nord) au Zambèze (au sud) sur plus de 9 500 km de longueur, 40 à 60 km de largeur et quelques centaines à plusieurs milliers de mètres de profondeur.
- (3) Hominidé de 6 à 7 millions d'années, le plus ancien représentant connu de la lignée humaine et proche des derniers ancêtres communs aux chimpanzés et aux hommes.

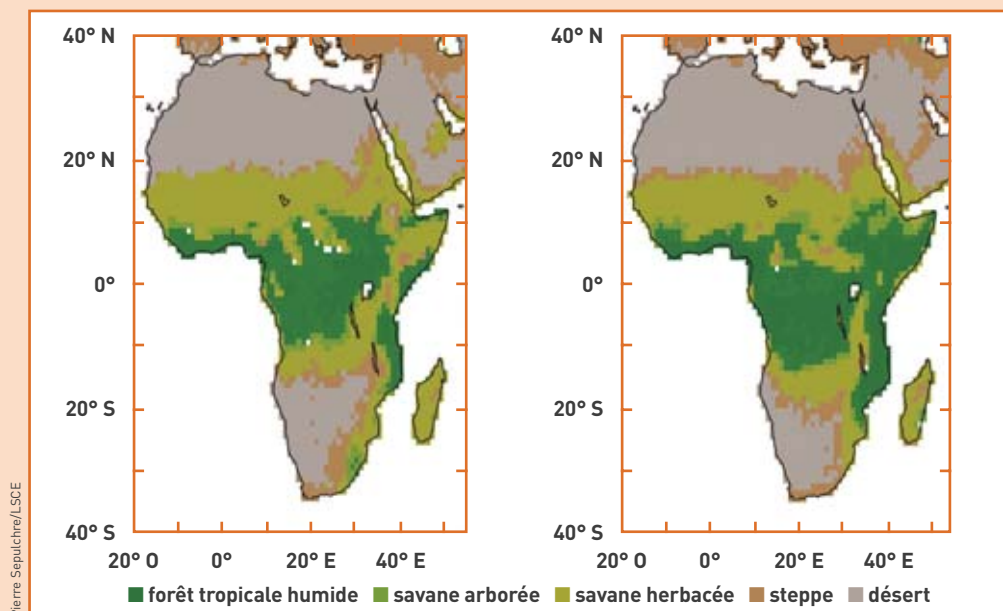


Figure. Le modèle de climat est couplé à un modèle de **biome** (végétation). À gauche, la végétation actuelle; à droite, la végétation sans le rift.

Le climat du prochain siècle

Quand il s'agit de **modéliser** le changement **climatique** à venir, par exemple celui du **xxi^e siècle**, s'ajoute à l'incertitude du modèle lui-même celle des scénarios d'émissions de **CO₂**. Comme expliqué précédemment, les modèles de circulation générale (MCG) utilisés dans cet exercice sont d'une complexité telle et d'une **résolution spatiale** suffisamment fine, pour que seules un certain nombre de trajectoires (de scénarios) soient étudiées. Des intercomparaisons, où tous les modèles impliqués simulent le climat du **xxi^e siècle** avec les mêmes scénarios, ont été conduites. La figure présente les résultats obtenus. Il s'agit du modèle couplé océan-atmosphère. Il n'y a pas de végétation dynamique, ni de chimie et d'**aérosols**, ni de modélisation de la **cryosphère**. Ces ingrédients seront inclus lors des prochains scénarios. Néanmoins, tous ces modèles, dans leur diversité, révèlent un accroissement de la température globale compris entre 2 et 6 °C. Or, ces augmentations sont considérables quand on sait qu'entre un état **glaciaire** et un état **interglaciaire** la différence n'est que de 4 °C.

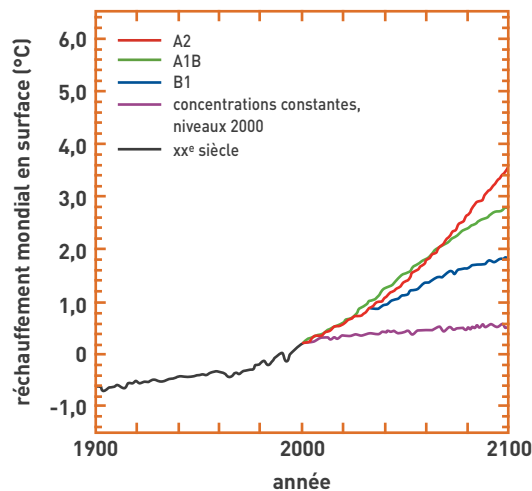


Figure. Moyennes mondiales multi-modèles du réchauffement en surface (par rapport à la période 1980-1999) pour les scénarios A2, A1B et B1 du Rapport spécial sur les scénarios d'émissions (RSSE) du GIEC, dans la continuité des simulations relatives au **xx^e siècle**. La courbe violette correspond au cas où les concentrations se maintiendraient aux niveaux de 2000.

A2: monde très hétérogène, croissance démographique continue, croissance économique par habitant et développement technologique plus fragmentés et plus lents que dans les autres scénarios.

A1B: croissance économique rapide, pic démographique vers le milieu du siècle suivi d'un déclin, introduction rapide de nouvelles technologies plus efficaces et équilibre entre toutes les sources énergétiques.

B1: monde convergent avec la population mondiale culminant au milieu du siècle et déclinant ensuite, introduction de technologies propres utilisant les ressources avec efficacité et discernement.

(Voir <http://www.ipcc.ch/pdf/assessment-report/ar4/wg1/ar4-wg1-spm-fr.pdf>, page 18).

GIEC

modèle tridimensionnel de circulation générale – incluant atmosphère, océan, végétation – ne peut, sur les calculateurs les plus puissants, être intégré plus de quelques centaines d'années. C'est ce qui est fait, par exemple, pour le climat du futur dans le cadre du GIEC (encadré 4). Les scénarios du GIEC permettent d'envisager plusieurs évolutions possibles pour les émissions de CO₂ avec des modèles très élaborés, qui intègrent non seulement océan-atmosphère-végétation mais également des processus plus rapides, comme la chimie et les **aérosols**. Le degré de complexité atteint est tel que seules quelques trajectoires (scénarios) de 100 ans (xxi^e siècle) sont analysées. Par conséquent, pour explorer des échelles de temps plus longues, il va falloir renoncer à la complexité et faire appel à des modèles plus simples (Modèles de complexité intermédiaire EMIC, modèles en boîte...). La modélisation du climat doit donc également être "polymorphe". Suivant le type de problème posé, il est indispensable de disposer des outils appropriés. Ainsi, le développement d'un éventail de modèles et de couplages permet au LSCE de s'intéresser aussi bien aux premières glaciations de la Terre, il y a 2 milliards d'années, qu'au climat lors de l'émergence des hominidés il y a 7 millions d'années ou à la fonte irréversible du Groenland sous différents scénarios anthropiques.

> Gilles Ramstein

Laboratoire des sciences du climat et de l'environnement/Institut Pierre-Simon Laplace
Unité mixte de recherche CEA-CNRS-UVSQ
Direction des sciences de la matière
CEA Centre de Saclay (Orme des Merisiers)



CEA/PEV

Les calottes de glace actuelles, l'Antarctique et le Groenland, représentent environ 77 % du réservoir d'eau douce de la Terre, ce qui correspond à 70 m de niveau marin. L'Antarctique contient à elle seule 90 % de la glace sur Terre. Les modèles développés calculent les changements de géométrie des calottes en réponse à une variation climatique donnée et permettent d'évaluer la remontée du niveau des mers face à un réchauffement global. Couplés à des modèles de climat, ils offrent la possibilité d'étudier non seulement le rôle des calottes polaires dans le système climatique, mais de simuler également leurs interactions avec l'océan et l'atmosphère sur des échelles de temps de quelques dizaines à quelques centaines de milliers d'années. Ici, paysage antarctique.