

SAVOIRS

PHYSIQUE

ACTUELS

PALÉOCLIMATOLOGIE

ENQUÊTE SUR
LES CLIMATS ANCIENS – TOME II



JEAN-CLAUDE DUPLESSY
ET GILLES RAMSTEIN

CNRS ÉDITIONS

edp sciences

Jean-Claude Duplessy et Gilles Ramstein

Paléoclimatologie
Enquête sur les climats anciens

Tome 2

Emboiter les pièces du puzzle :
comprendre et modéliser un système complexe

S A V O I R S A C T U E L S

EDP Sciences/CNRS ÉDITIONS

Illustration de couverture : Icebergs relâchés depuis la côte Antarctique au large de la station française de Dumont d'Urville. Cliché d'Irène Lefèvre (LSCE) pris pendant la campagne océanographique CADO du N/O Marion Dufresne.

Imprimé en France.

© 2013, EDP Sciences, 17, avenue du Hoggar, BP 112, Parc d'activités de Courtabœuf, 91944 Les Ulis Cedex A
et
CNRS ÉDITIONS, 15, rue Malebranche, 75005 Paris.

Tous droits de traduction, d'adaptation et de reproduction par tous procédés réservés pour tous pays. Toute reproduction ou représentation intégrale ou partielle, par quelque procédé que ce soit, des pages publiées dans le présent ouvrage, faite sans l'autorisation de l'éditeur est illicite et constitue une contrefaçon. Seules sont autorisées, d'une part, les reproductions strictement réservées à l'usage privé du copiste et non destinées à une utilisation collective, et d'autre part, les courtes citations justifiées par le caractère scientifique ou d'information de l'œuvre dans laquelle elles sont incorporées (art. L. 122-4, L. 122-5 et L. 335-2 du Code de la propriété intellectuelle). Des photocopies payantes peuvent être réalisées avec l'accord de l'éditeur. S'adresser au : Centre français d'exploitation du droit de copie, 3, rue Hautefeuille, 75006 Paris. Tél. : 01 43 26 95 35.

ISBN EDP Sciences 978-2-7598-0741-3

ISBN CNRS ÉDITIONS 978-2-271-07599-4

Préface

Une brève histoire des paléoclimats

Le climat est incontestablement un sujet d'actualité. Il jouit d'un intérêt certain depuis quelques décennies, décennies au cours desquelles l'étude des climats anciens (la paléoclimatologie) a acquis ses lettres de noblesse. Actuellement, elle est devenue indispensable pour appréhender le fonctionnement du système climatique et valider les modèles qui servent à établir des projections pour le futur. Grâce à l'étude des climats du passé, une banque de données, qui comporte une diversité de changements climatiques bien supérieure à celle qui caractérise les derniers siècles, a pu être créée. Cette diversité permet de tester les modèles climatiques dans des situations largement différentes de celles que nous avons connues au cours des 150 dernières années et, pour certains climats, plus proches de celles qui nous attendent dans le futur si on s'en réfère aux conclusions du Groupe intergouvernemental pour l'étude du climat.

Le climat de la Terre change, n'a cessé de changer au cours des temps et continuera de le faire dans l'avenir. Si tous nous sommes conscients de l'existence des phénomènes météorologiques qui conditionnent notre vie jour après jour, peu d'entre nous sont informés de ce qu'est en réalité le climat. C'est la grande variabilité du « temps » météorologique dans l'espace et au cours de l'histoire qui est à l'origine de cette science. Ce mot vient du grec *klima* qui signifie inclinaison, celle des rayons du Soleil en l'occurrence. C'est donc dès l'aube de notre civilisation que variations du climat et de l'énergie qui nous vient du Soleil furent associées dans une relation de cause à effet. Ce terme climat a très longtemps été réservé à la description des caractéristiques de la température de l'air et des précipitations propres à différents endroits du globe. Cette description était basée sur les mesures météorologiques et leur moyenne effectuées au cours des quelques décennies. Ce n'est que récemment qu'on a compris que le climat variait aussi sur des échelles de temps beaucoup plus longues et concernait dès lors plus que la seule atmosphère. À l'heure actuelle, les spécialistes qui étudient le climat et ses variations analysent l'ensemble des enveloppes fluides et solides de la Terre. À l'atmosphère, on associe l'hydrosphère et la cryosphère qui regroupent les systèmes où l'eau existe sous

forme solide (champs de neige, glaciers et inlandsis) et liquide (rivières, lacs et mers), la biosphère des continents où tectonique des plaques et activité volcanique se manifestent, et finalement la surface, ensemble du monde vivant qui influencent la nature et les propriétés de la couverture du sol et les cycles biogéochimiques.

D'une discipline descriptive, la climatologie est devenue une science multidisciplinaire faisant intervenir cinq systèmes complexes et leurs interactions mutuelles. Il n'est dès lors pas surprenant que le climat qui en résulte varie aux échelles allant de la saison à des millions d'années. Bien que ce soit au cours des dernières décennies seulement que cette science a littéralement explosé, la découverte et l'étude des premières traces de variations du climat dépassant l'échelle annuelle et décennale remontent au XVIII^e siècle. C'est à cette époque que l'existence de blocs erratiques dans le paysage montagneux fut associée pour la première fois à l'extension spectaculaire des glaciers. En 1744, le géographe grenoblois Pierre Martel (1706-1767) rapporte en effet que les habitants de la vallée de Chamonix dans les Alpes de Savoie attribuaient la dispersion de ces roches moutonnées aux glaciers eux-mêmes, dont l'extension aurait été beaucoup plus importante dans le passé. Cette idée était révolutionnaire, car jusqu'alors, la plupart des scientifiques se référaient encore au mythe du Déluge de la Bible pour expliquer la structure des paysages. Ce fut le cas du genevois Horace Bénédicte de Chaussure (1740-1799), du paléontologue français Georges Cuvier (1769-1832) et du géologue écossais Charles Lyell (1797-1875), qui continuaient à supposer que ces blocs étaient charriés par la violence des eaux. Toutefois, la localisation et la nature de ces blocs et autres moraines conduisirent quelques scientifiques à admettre que le transport par la glace expliquerait mieux les diverses observations. Le naturaliste écossais James Hutton (1726-1797) fut le premier à cautionner cette idée. D'autres suivirent et verront dans les fluctuations de l'étendue des glaciers l'empreinte de changements climatiques. Ce sont l'ingénieur suisse Ignace Venetz (1788-1859), l'ingénieur forestier allemand Albrecht Reinhart Benhardi (1797-1849), le géologue suisse Jean de Charpentier (1786-1855) et le botaniste allemand Karl Fredrich Schimper (1803-1867), lequel introduisit la notion d'âge glaciaire. Mais c'est le géologue danois-norvégien Jens Esmark (1763-1839) qui, poursuivant son analyse du transport par les glaciers, proposa en 1824 et ce, pour la première fois, que les changements climatiques en seraient la cause et surtout que ceux-ci trouvaient leur origine dans les variations de l'orbite terrestre.

Ce sont les travaux de ces précurseurs qui conduisirent le géologue suisse Louis Agassiz (1801-1873) à formuler en 1837 son adresse à la Société helvétique des sciences naturelles de Neufchatel sur « Upon glaciers, moraines and erratic blocks ». C'est aussi en ce début du XIX^e siècle que le Français Joseph Adhémar (1797-1862), non content d'étudier les calottes polaires, tenta d'expliquer dans son livre *Révolutions de la mer, déluges périodiques* (1842) la récurrence des âges glaciaires à partir de la précession des équinoxes. La théorie

astronomique des paléoclimats voyait le jour et allait pouvoir être poursuivie grâce au développement de la mécanique céleste, avec les Français Jean le Rond d'Alembert (1717-1783), Jean-Baptiste Joseph Delambre (1749-1822), Pierre-Simon de Laplace (1749-1827), Louis Benjamin Francoeur (1773-1849) et Urbain Le Verrier (1811-1877). Parallèlement, une étape supplémentaire devait être franchie avec les premiers calculs des variations à long terme de l'énergie reçue du Soleil, variations dues aux éléments astronomiques que sont l'excentricité de l'orbite de la Terre, la précession des équinoxes et l'obliquité de l'écliptique. Ainsi, s'illustreront John Frederick William Herschel (1792-1871), L.W. Meech (1855) et Chr. Wiener (1876), et ce, aussi grâce aux travaux des mathématiciens André-Marie Legendre (1751-1833) et Simon-Denis Poisson (1781-1840).

Tout était dès lors prêt pour permettre à l'Écossais James Croll (1821-1890) d'élaborer une théorie des âges glaciaires basée sur l'effet conjugué des trois paramètres astronomiques, théorie selon laquelle l'hiver de l'hémisphère nord devait jouer un rôle déterminant. Cette théorie fut fort appréciée par le naturaliste Charles Robert Darwin (1809-1882) et reprise par les frères géologues écossais Archibald (1835-1924) et James (1839-1914) Geikie, qui introduisirent la notion d'interglaciaire. Elle est aussi à la base de la classification des glaciations alpines par Albrecht Penck (1858-1945) et Edouard Brückner (1862-1927) et des américaines par Thomas Chowder Chamberlin (1843-1928). Toutefois, les géologues allaient être de moins en moins satisfaits de la théorie de Croll et de nombreuses critiques virent le jour. Beaucoup réfutèrent la théorie astronomique et lui préférèrent des explications liées à la seule planète Terre. Le géologue écossais Charles Lyell (1797-1875) insista sur la répartition géographique des terres et des mers pour expliquer l'alternance des climats chauds et froids, tandis que d'autres se tournèrent vers les variations de la concentration de certains gaz dans l'atmosphère. C'est ainsi que le physicien français Joseph Fourier (1768-1830) exposa l'idée originale de la théorie de l'effet de serre. Il allait être suivi par le chimiste irlandais John Tyndall (1820-1893) à qui l'on doit les premières expériences sur l'absorption du rayonnement infrarouge et l'hypothèse du rôle fondamental joué par la vapeur d'eau dans l'effet de serre. Plus tard, l'italien Luigi de Marchi (1857-1937) et le chimiste suédois Svante Arrhenius (1859-1927) proposèrent, avec d'autres scientifiques de leur époque, que les périodes glaciaires étaient causées par des baisses de la teneur atmosphérique en gaz carbonique. En 1895, Arrhenius suggéra dans un article publié à la Société de physique de Stockholm que la réduction ou l'augmentation de 40 % de la concentration en CO₂ dans l'atmosphère pouvait engendrer des processus de rétroaction qui expliqueraient les avances et retraits glaciaires.

Une renaissance de la théorie astronomique allait cependant être possible avec les améliorations apportées au calcul des éléments astronomiques par John Nelson Stockwell (1822-1920) et à celui de l'irradiation solaire (1904) par le mathématicien allemand Ludwig Pilgrim. C'est toutefois à Joseph John

Murphy que l'on doit d'avoir émis, dès 1869, l'hypothèse fondamentale selon laquelle ce sont les étés frais de l'hémisphère nord qui sont à la base de l'existence des périodes glaciaires. Cette idée originale fut reprise par Rudolf Spitaler en 1921, mais fut surtout popularisée par l'ingénieur-géophysicien serbe Milutin Milankovitch (1879-1958), principalement au travers de ses livres *Théorie mathématique des phénomènes thermiques produits par la radiation solaire* (1920) et *Kanon der Erdbestrahlung und seine Anwendung auf des Eizeitenproblem* (1941). L'ère moderne de la théorie astronomique était née, même si l'absence de données paléoclimatiques et d'une échelle de temps fiables allaient être à la base de nombreuses critiques, issues à la fois du monde des géologues et de celui des météorologues. Il a ainsi fallu attendre les années 1950 et 1960 pour que de nouvelles techniques permettent à la fois de dater, de mesurer et d'interpréter les archives du climat contenues dans les sédiments marins, les glaces et sur les continents. L'Américain Cesare Emiliani proposa en 1955 une stratigraphie, toujours en vigueur, basée sur la succession des minima et maxima du rapport isotopique oxygène-18/oxygène-16 mesuré dans les coquilles des foraminifères retrouvées dans les sédiments de l'océan profond. L'interprétation de ce rapport isotopique allait suivre en termes de salinité avec Jean-Claude Duplessy (1970), et en termes de température et de volume de glace avec Nicholas Shackleton et Niels Opdyke (1973). Les outils mathématiques permirent alors de créer des fonctions de transfert pour interpréter quantitativement les informations recueillies dans les océans (John Imbrie et Nilva Kipp, 1974) ou grâce aux cernes d'arbres (Harold Fritts, 1968). L'effort déployé par le groupe CLIMAP (1976) déboucha sur la première carte climatique saisonnière du Dernier Maximum glaciaire et sur l'article déterminant de James Hays, John Imbrie et Nicholas Shackleton (1976). L'avènement des grands ordinateurs autorisa les premières simulations climatiques à partir de modèles de circulation générale (Fred Nelson Alyea, 1972) et la poursuite des calculs astronomiques conduisit à une échelle temporelle de référence de grande précision, ainsi qu'à la détermination de l'irradiation journalière et saisonnière indispensable à la modélisation du climat (André Berger, 1973).

Cette évolution et le développement récent de la paléoclimatologie montrent toute la difficulté d'aborder l'étude du système climatique. Cette difficulté requiert l'existence de livres de qualité pour aider à comprendre et à mettre à jour les disciplines en jeu. C'est dans cette optique que s'inscrit le présent ouvrage. Écrit en français, il comble incontestablement une lacune dans le domaine de l'enseignement universitaire gradué et post-gradué en dépassant largement le niveau de la description. Il fait, en effet, le point des connaissances sur un certain nombre de sujets clés en fournissant l'information nécessaire pour comprendre et apprécier la complexité des disciplines abordées, ce qui en fait un livre de référence en la matière. Un des deux volumes est consacré aux méthodes de reconstitution des climats anciens, l'autre au comportement du système climatique dans le passé. Les trente chapitres sont souvent écrits par des chercheurs du Laboratoire des Sciences du Climat

et de l'Environnement et apparentés, chacun dans son domaine d'expertise, ce qui permet un texte sûr où l'expérience transpire.

Comprendre l'évolution du climat de la Terre et ses multiples variations n'est pas seulement un défi académique. C'est aussi fondamental pour pouvoir mieux cerner le climat futur et ses incidences possibles sur la société de demain. Jean-Claude Duplessy et Gilles Ramstein ont réussi ce tour de force de rassembler une cinquantaine de chercheurs parmi les plus connus. Le livre qu'ils ont écrit est une somme livrant à la fois les bases nécessaires sur les techniques de reconstructions des climats anciens, sur leur cadre chronologique et sur le fonctionnement du système climatique du passé à partir d'observations et modèles. Ce livre permettra à tous ceux qui veulent en savoir plus de pénétrer une science, certes difficile, mais combien enthousiasmante. Il leur donnera aussi l'information indispensable pour se faire une idée objective du climat et de ses variations passées et futures.

Louvain la Neuve, 4 janvier 2012

André Berger, Professeur Émérite à l'Université catholique de Louvain,
Louvain la Neuve

Vj ku' r ci g' k' p v g p v k q p c m { ' i g h v' d i e p m

Table des matières

Préface	iii
Avant-propos	xvii
Introduction	xix
1 Biogéochimie du système climatique au cours du dernier million d'années	1
1.1 Introduction	1
1.1.1 La composition de l'atmosphère influence le bilan énergétique de la Terre et la dynamique du climat . . .	1
1.1.2 Composition de l'atmosphère et variables climatiques ont été largement corrélées dans le passé	3
1.1.3 Les processus déterminant la composition de l'atmosphère	4
1.2 Reconstitution de la composition de l'atmosphère et de la productivité des biosphères marine et continentale au Quaternaire	5
1.2.1 Les archives glaciaires permettent de reconstituer la composition de l'atmosphère au cours des derniers 800 ka	5
1.2.1.1 Une succession de forages a permis de remonter dans le temps (Fig. 1.2)	5
1.2.1.2 Les principes de l'enregistrement dans la glace	7
1.2.1.3 Les résultats récents du forage EPICA	11
1.2.2 Les archives sédimentaires permettent de reconstituer les productivités biologiques (marine et terrestre) et les dépôts de poussières	15
1.2.2.1 Productivité marine	16
1.2.2.2 Productivité terrestre	19
1.2.2.3 L'aérosol désertique	22
1.3 Explications : les interactions climat-biogéochimie	23
1.3.1 Cycle du CO ₂	23
1.3.1.1 La quête du graal des paléoclimatologues : les 80 ppmv !	24

1.3.1.2	Le phasage dans le temps des différents mécanismes permet en partie de contraindre le système	28
1.3.1.3	À plus courte échelle de temps, des variations rapides du CO ₂ atmosphérique	30
1.3.2	Cycle du méthane	30
1.3.3	Cycle de l'azote	33
1.3.3.1	Au cours du Quaternaire, N ₂ O varie en phase avec CH ₄ et CO ₂	33
1.3.3.2	L'azote comme élément nutritif limitant la productivité marine	35
1.3.4	Cycle du soufre	36
1.3.5	L'aérosol désertique	38
1.3.6	Le sel de mer	40
2	Cryosphère et niveau marin	47
2.1	Introduction	47
2.1.1	Qu'est-ce qu'une calotte glaciaire ? Quelques définitions de termes glaciologiques	48
2.1.2	De quoi dépend le niveau des mers ?	51
2.2	Mécanismes en jeu dans l'évolution d'une calotte	56
2.3	Reconstructions du niveau des mers et des calottes du passé	63
2.3.1	Les données qui permettent de reconstruire la géographie des calottes passées	63
2.3.2	Les derniers 50 millions d'années	67
2.3.3	Les trois derniers millions d'années	67
2.3.4	Scénario du dernier cycle glaciaire-interglaciaire	69
2.3.4.1	Le Laurentide	69
2.3.4.2	La Fennoscandie	71
2.3.4.3	L'Antarctique	72
2.3.4.4	Le Groenland	75
2.4	Conclusions	76
3	L'évolution des climats à l'échelle des temps géologiques	79
3.1	L'évolution des climats depuis 4,56 milliards d'années	81
3.2	Les reconstructions paléogéographiques	87
3.2.1	La valse des continents	87
3.2.2	L'outil paléomagnétique, les tests et les incertitudes	93
3.2.3	La topographie des continents	95
3.2.3.1	À partir de la flore	97
3.2.3.2	À partir des sédiments érodés	98
3.2.3.3	À partir de mesures isotopiques	98
3.2.4	Les variations eustatiques et les passages maritimes	101
3.2.5	Un survol des visages de la Terre à travers les âges	106

3.3	Impact des changements paléogéographiques sur l'évolution climatique	118
3.3.1	La dérive des continents	118
3.3.2	Changements paléogéographiques et circulation océanique	120
3.3.3	La fermeture des passages maritimes	123
3.3.4	L'influence des mers épicontinentales	124
3.3.5	Impact des mouvements verticaux de la croûte sur le climat	127
3.3.6	Tectonique, climat et érosion	131
3.3.7	Les effets indirects des changements paléogéographiques	133
3.4	Conclusion	135
4	La modélisation en paléoclimatologie	139
4.1	Pourquoi construire des modèles en paléoclimatologie ?	139
4.2	Quelques notions de base en modélisation	142
4.2.1	Vocabulaire	142
4.2.2	Systèmes dynamiques	144
4.2.3	Climat et déterminisme	147
4.3	Les contours d'un modèle de climat	148
4.3.1	Choix d'un sous-ensemble du système climatique : modèle et conditions aux limites	148
4.3.2	Couplages entre plusieurs composantes	148
4.3.3	Comparaison aux données paléoclimatiques	149
4.4	Modèles de circulation générale, modèles complexes du système Terre	151
4.4.1	Équations, discrétisation et paramétrisations : exemple des modèles de circulation générale atmosphérique	151
4.4.2	Vers un modèle « intégré » du système Terre	157
4.4.3	Modélisation « réaliste » des paléoclimats	159
4.4.3.1	Conditions aux limites conditions initiales	159
4.4.3.2	Exercices de comparaison des modèles	161
4.4.3.3	Comparaison aux reconstructions paléoclimatiques	163
4.4.4	Expériences de sensibilité	165
4.4.5	Perspectives	168
4.5	Modèles du système Terre de complexité intermédiaire (EMICS)	169
4.5.1	Principes de base et historique	169
4.5.2	Exemples de simulations longues et d'étude de sensibilité aux forçages	170
4.5.3	Exemple d'utilisation de modèles de complexité intermédiaire pour l'exploration d'une multitude de forçages ou de paramètres : exploration d'un « espace des phases »	172

4.5.4	Perspectives	173
4.6	Modèles conceptuels	173
4.6.1	Le modèle de Budyko/Sellers	174
4.6.2	Le modèle de Stommel (1961)	176
4.6.3	Le modèle de Welander	178
4.7	Conclusions et perspectives	180
5	Le climat au Précambrien	185
5.1	Les indicateurs climatiques	186
5.2	La théorie du paléothermostat	188
5.3	Les grands événements climatiques du Précambrien	193
5.3.1	De 4,5 à 2,4 Ga	193
5.3.2	Le grand événement d'oxydation (GEO)	194
5.3.3	Le Protérozoïque	197
5.3.4	La fin du Protérozoïque : les glaciations globales	198
5.3.5	L'entrée en glaciation	200
5.3.6	Pendant la glaciation	203
5.3.7	La sortie de glaciation	204
5.4	Conclusion	207
6	Les climats du Phanérozoïque	211
6.1	Les <i>proxies</i> du climat Phanérozoïque	212
6.1.1	Indicateurs sédimentologiques	212
6.1.2	Indicateurs isotopiques	212
6.1.2.1	Le $\delta^{18}\text{O}$ des carbonates	212
6.1.2.2	Le $\delta^{18}\text{O}$ des phosphates	216
6.1.2.3	La méthode isotopique carbonate « clumped » ou méthode du (Δ_{47})	217
6.1.3	Les indicateurs isotopiques indirects	218
6.1.3.1	Le $\delta^{13}\text{C}$ des sédiments carbonatés	218
6.1.3.2	Le rapport isotopique $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ des sédiments carbonatés	221
6.1.4	Le niveau de CO_2 atmosphérique	223
6.2	Les grands modes climatiques du Phanérozoïque et leurs causes possibles	226
6.2.1	Les causes des modes climatiques froids	227
6.2.2	Les causes des modes climatiques chauds	229
6.2.3	Le paléothermostat terrestre au Phanérozoïque	230
6.3	Le climat du Paléozoïque : chronologie des grandes tendances et leurs causes	232
6.3.1	La glaciation fin-Ordovicien	232
6.3.2	Le climat du Dévonien	234
6.3.3	La glaciation Permo-Carbonifère	235
6.3.4	La fin du Paléozoïque	236
6.3.5	Le Mésozoïque	237

6.3.6	Le Cénozoïque	241
6.4	Les événements climatiques courts du Phanérozoïque	245
6.4.1	La transition Callovien-Oxfordien (Jurassique moyen-Jurassique supérieur)	245
6.4.2	La limite Crétacé-Tertiaire, la météorite et les éruptions fissurales du Deccan	246
6.4.3	Le maximum thermique de la transition Paléocène-Eocène (PETM)	251
6.5	Conclusions	251
7	Climat et cycles astronomiques	257
7.1	Un peu d'histoire	257
7.1.1	De la découverte des glaciations aux premières théories du climat	257
7.1.2	De Adhémard à Milankovitch : le rôle de l'insolation	259
7.1.3	De Tyndall à Arrhénius : le rôle du gaz carbonique	260
7.2	Paramètres astronomiques et insolation	261
7.2.1	Excentricité	261
7.2.2	Obliquité	263
7.2.3	Précession des équinoxes et précession climatique	265
7.2.4	Calculs d'insolation, problème du calendrier	267
7.2.5	Quel forçage astronomique pour le climat ?	269
7.3	Les succès et les difficultés de la théorie de Milankovitch	270
7.3.1	De l'hypothèse à la preuve	270
7.3.2	Un système quasi-linéaire pour la précession et l'obliquité	271
7.3.3	Le problème des cycles de 100 000 ans	273
7.3.4	Quelques modèles simples	274
7.4	Les progrès récents	278
7.4.1	Le rôle essentiel du CO ₂ atmosphérique	278
7.4.2	Vers une synthèse des théories astronomique et géochimique ?	280
7.5	Les cycles astronomiques pré-Quaternaire	281
7.6	Conclusions	288
8	Variabilité climatique rapide : description et mécanismes	293
8.1	Des changements climatiques rapides en période glaciaire : événements de Heinrich et de Dansgaard-Oeschger	294
8.1.1	La découverte	294
8.1.2	Les conséquences régionales des événements de Heinrich et de Dansgaard-Oeschger : Atlantique Nord et régions adjacentes	297
8.1.2.1	Océan Atlantique	297
8.1.2.2	Continents adjacents	299
8.1.3	Variabilité millénaire en d'autres régions du globe	301

8.1.4	Mécanismes	302
8.1.4.1	Événements de Heinrich	303
8.1.4.2	Cycles de Dansgaard-Oeschger	312
8.2	Des événements abrupts pendant les périodes interglaciaires . .	313
8.2.1	La découverte	313
8.2.2	Les observations	313
8.2.3	Les mécanismes	314
8.2.4	La modélisation et les conséquences hémisphériques/globales	315
8.3	Perspectives	317
8.3.1	Connexions globales	317
8.3.2	Interactions événements rapides – grandes transitions climatiques	318
9	Holocène et perturbation anthropique : introduction	325
9.1	Les grandes tendances de l’Holocène	325
9.1.1	Les différentes perturbations radiatives	325
9.1.1.1	L’évolution des températures dans les différents enregistrements	328
9.2	Événements marquants de l’Holocène	330
9.2.1	La fin de la période humide en Afrique	331
9.2.2	Optimum climatique médiéval	331
9.2.3	Le Petit Âge de glace	332
9.2.4	L’Anthropocène	333
9.3	Reconstructions du climat pour l’Holocène	334
9.3.1	Les différentes archives	334
9.3.1.1	Les archives des sociétés	334
9.3.1.2	Les indicateurs indirects	335
9.3.1.3	Les indicateurs directs	336
9.3.2	Les méthodes statistiques pour les reconstructions climatiques	337
9.4	Simulations du climat	339
9.4.1	Simulations de l’Holocène	339
9.4.1.1	Les grandes tendances	339
9.4.1.2	Quelques périodes de référence et l’analyse des rétroactions	340
9.4.1.3	Rétroactions liées à la neige, à la végétation et à la glace de mer dans les hautes latitudes	341
9.4.2	La mousson et les rétroactions de l’océan et de la végétation	342
9.4.2.1	Le rôle de l’océan	344
9.4.2.2	Le rôle de la végétation	346
9.4.2.3	La végétation et la fin de la période humide en Afrique	348

9.4.3	Le climat récent (derniers siècles)	349
9.5	Caractères de la variabilité climatique	350
9.5.1	La circulation des extra-tropiques	350
9.5.2	Le Pacifique équatorial (ENSO)	353
9.5.3	Les extrêmes climatiques par rapport à la moyenne . . .	356
9.6	Questions ouvertes à l'aube du xxi ^e siècle	358
9.6.1	Météo ou climat	358
9.6.2	Détection et attribution du changement climatique . . .	358
10	Des climats du passé aux climats du futur	363
10.1	Observations du climat des dernières décennies :	
	premiers indices d'un réchauffement	364
10.1.1	Évolution des gaz à effet de serre	365
10.1.2	Évolution de la température de surface	368
10.1.3	Évolution de la température dans la troposphère . . .	371
10.1.4	Précipitations et bilan hydrique	371
10.1.5	Les événements extrêmes	373
	10.1.5.1 Extrêmes de température	374
	10.1.5.2 Extrêmes de précipitation	375
10.1.6	Évolution de la cryosphère	375
	10.1.6.1 La couverture neigeuse	376
	10.1.6.2 Évolution de la banquise	377
	10.1.6.3 Le pergélisol	380
	10.1.6.4 Les glaciers	381
	10.1.6.5 Les calottes polaires	382
10.1.7	Évolution du niveau marin	387
10.2	Modélisation climatique et changements récents	390
10.2.1	Les modèles climatiques radiatifs simples et leurs limites	390
10.2.2	Les modèles de circulation générale :	
	progrès et limites	391
	10.2.2.1 L'évolution des modèles climatiques	391
	10.2.2.2 Quelles sont les incertitudes propres aux modèles de climat ?	393
10.2.3	Simulation du climat actuel et des évolutions récentes	394
	10.2.3.1 Climat moyen	394
	10.2.3.2 Variabilité du climat	396
	10.2.3.3 Évolution récente du climat	398
10.3	Prévoir le devenir du système climatique	399
10.3.1	Réponse climatique à un doublement de CO ₂ :	
	forçage et rétroactions	399
10.3.2	Les scénarios d'évolution des forçages	404
10.3.3	Le cycle du CO ₂	405
10.4	Les prévisions climatiques en 2100	407

10.4.1	Ce que disent les modèles : principales caractéristiques climatiques	407
10.4.1.1	Amplitude du réchauffement	407
10.4.1.2	Distribution géographique des changements de température	407
10.4.1.3	Évolution des précipitations	410
10.4.1.4	Évolution des tempêtes	411
10.4.1.5	Évolution de la glace de mer	412
10.4.1.6	Évolution de la glace continentale	412
10.4.1.7	Le niveau des mers	415
10.4.1.8	Expansion thermique	417
10.4.1.9	Variations locales liées aux variations de densité de l'océan et aux changements de dynamique	418
10.4.1.10	Variations liées à la glace continentale	419
10.5	Le climat des prochains millénaires : vers une modélisation intégrée du système Terre	420
10.5.1	Évolution climatique : la perturbation anthropique <i>vs.</i> les variations d'insolation	420
10.5.2	Le devenir lointain des calottes polaires : impact et irréversibilité	422

Avant-propos

Ce second volume va nous permettre de revisiter le système climatique sous ses différentes facettes et à différentes échelles de temps mais cette fois grâce à la modélisation. Nous allons ainsi poursuivre notre voyage dans le temps depuis la formation de la Terre (4.6 Milliards d'années) jusqu'aux climats du futur à des échelles de la centaine à quelques dizaines de milliers d'années. À travers ce voyage on constatera que les processus dominants, ceux qui vont piloter les changements de climat, vont varier avec l'échelle de temps : la puissance solaire qui augmente d'environ 7 % par milliard d'années marque de son empreinte l'évolution à très long terme, tandis qu'à l'échelle de dizaines de millions d'années, c'est la tectonique qui sculpte le visage de la terre, des hautes chaînes de montagnes jusqu'à la bathymétrie du fond des océans, et qu'enfin « la petite musique de Milankovitch », avec un tempo bien plus rapide de quelques dizaines de milliers d'années peut produire, si les circonstances s'y prêtent, les cycles glaciaires/interglaciaires qui ont été décrits dans le tome 1. Se superpose à cet emboîtement des échelles de temps, un spectre très large de processus et de composantes du système climatique.

À travers ces chapitres, nous avons souhaité mettre en avant la nécessité de modéliser un système complexe où les différents constituants interagissent à différentes échelles de temps (chapitre 24). À partir de l'élaboration de tels modèles les champs d'investigation est immense. En effet, des climats récents de l'Holocène (chapitre 29) aux climats à l'échelles géologiques (chapitres 25 et 26), l'évolution est sous-tendue par des processus très différents : paramètres orbitaux (chapitre 27) ou tectoniques (chapitre 23). On peut également mieux percevoir la complexité du système à travers la variation de composition de l'atmosphère et des cycles biogéochimiques (chapitre 21) ou des relations cryosphère – océan dans les variations de niveau marin (chapitre 22) ou même à travers de brutales réorganisations du système océan-atmosphère (chapitre 28). La capacité acquise au cours des dernières décennies de reproduire les changements climatiques passés, à l'aide d'une hiérarchie de modèles et de comparer ces résultats aux différents types de données, a permis de démontrer la pertinence de cette approche « Modèles/Données ».

Néanmoins le champ d'investigation des climats du passé de la Terre demeure un enjeu important de la recherche, tant sont nombreuses nos interrogations sur les causes des réorganisations climatiques tout au long de l'histoire

de la Terre. Même si plusieurs chapitres montrent clairement des percées récentes dans notre compréhension des changements climatiques passés et si la sensibilité de nos modèles comparée aux données climatiques renforce indéniablement le crédit qu'on peut leur accorder, on peut légitimement se demander ce qu'ils apportent pour le climat futur. Le chapitre 30 aborde ces questions. Les calottes de glace, dont on a vu à travers cet ouvrage qu'à l'échelle géologique, elles étaient très peu présentes sur Terre, vont-elles résister à la perturbation anthropique, cette même perturbation peut-elle au-delà de sa durée propre, influencer les grands cycles glaciaires/interglaciaires ?

À la fin de ce second volume, vous aurez le recul qui convient pour vous projeter dans les climats du futur. En effet, ce livre vous a permis de prendre de la distance en absorbant les connaissances les plus récentes de la paléoclimatologie. Il vous donne aussi les informations scientifiques qui vont vous permettre d'exercer votre jugement critique sur les questions environnementales et climatiques qui risquent d'être essentielles dans l'ère Anthropocène dans laquelle nous venons d'entrer.

Introduction

Pendant longtemps, les climats passés de notre planète n'ont été l'objet que de quelques lignes dans les livres de géologie, essentiellement pour fixer le cadre dans lequel s'étaient déposés les sédiments que les géologues retrouvaient sur les continents, le seul domaine qui leur était accessible. Les scientifiques ont très vite compris que les abondants dépôts de charbon de l'Angleterre, de la Belgique, du Nord de la France, de l'Allemagne et de la Pologne résultaient de la fossilisation d'une végétation abondante permise par un climat équatorial chaud et humide qui régnait sur l'Europe occidentale, il y a quelques 350 millions d'années. (Un cahier hors-texte fournit une illustration de la dérive des continents depuis 540 Ma.) Cinquante millions d'années plus tard, les sédiments de ces mêmes régions, des grès rouges, pauvres en fossiles et associés à des produits d'évaporation témoignent de la disparition des forêts remplacées par des zones désertiques, parsemées de lacs épisodiques sursalés, comme on en trouve actuellement en Afrique saharienne. L'humidité avait fait place à une aridité intense et on ne savait guère pourquoi. Il a fallu attendre la tectonique des plaques pour réaliser que l'Europe, très lentement, avait dérivé vers les tropiques. Cette transformation du visage de la Terre due à la tectonique est illustrée dans le cahier hors-texte de cet ouvrage.

La découverte des glaciations constitue une nouvelle surprise pour les géologues du XIX^e siècle. C'est un véritable scandale qui éclabousse la Société suisse de sciences naturelles de Neuchâtel lorsque son président, Louis Agassiz, en 1837, présente une interprétation, incroyable pour l'époque, de la présence de gigantesques blocs de rocher qui parsèment les montagnes du Jura : il ose prétendre que ces blocs erratiques ne sont pas la trace du Déluge de la Bible, mais d'énormes cailloux transportés sur de longues distances par de gigantesques glaciers, qui auraient recouvert les hautes latitudes de notre hémisphère.

La polémique s'apaisa très rapidement, parce que les géologues européens et américains découvrirent qu'ils étaient capables de retrouver sur tout l'hémisphère nord la trace des glaciers imaginés par Agassiz. En Europe comme en Amérique du Nord, la cartographie des moraines terminales abandonnées par les glaciers au moment de leur fonte, apporta la preuve de la présence de gigantesques calottes glaciaires dans un passé qui semblait lointain... d'autant plus qu'on ne savait pas le dater.

Le Déluge biblique étant passé de mode, très vite une théorie, reposant sur des bases astronomiques, apparaît. Des scientifiques comme Joseph Adhémar et James Croll réalisent que le mouvement de la Terre autour du Soleil présente de faibles variations quasi périodiques au cours du temps, et ils suggèrent des mécanismes susceptibles d'engendrer périodiquement des avancées et des reculs des glaciers. C'est finalement Milutin Milankovitch, professeur à Belgrade, qui jettera les bases d'une théorie mathématique complète des glaciations, dont la pertinence s'est révélée lorsque les paléocéanographes ont retrouvé dans l'analyse isotopique des carottes marines, les fréquences des paramètres orbitaux. Nous savons maintenant que la dernière a culminé il y a seulement 20 000 ans et qu'elle avait été précédée par de nombreuses autres.

Le grand mérite de Milankovitch a été de faire germer une nouvelle idée au sein de la communauté scientifique : les climats anciens ne sont pas seulement une curiosité fascinante pour les géologues ; ils obéissent à des lois physiques qui sont les mêmes que celles qui gouvernent le climat actuel.

Cette révolution intellectuelle a eu des conséquences considérables et elle a profondément modifié l'approche de l'étude des climats anciens pour en faire une science, la paléoclimatologie, qui a de nombreuses interactions avec la géologie, la géochimie, l'océanographie, la glaciologie, ainsi qu'avec l'approche physique et dynamique du climat. La première partie de ce livre décrit les phénomènes physiques, chimiques et biologiques qui gouvernent le fonctionnement du système climatique et montre comment il est possible de reconstituer ses variations dans le passé.

C'est le travail des paléoclimatologues. Dès qu'ils en ont eu les moyens, dans la seconde moitié du XX^e siècle, ils ont entrepris de retrouver toutes les traces de l'évolution du climat pour acquérir une vision planétaire. Ceci les a conduit à développer de nouvelles méthodes de prélèvements des sédiments continentaux, mais aussi des sédiments marins dans le cadre de grandes campagnes océanographiques, et des glaces en réalisant de lourdes campagnes de forages des glaciers de montagne et surtout des calottes glaciaires du Groenland et de l'Antarctique. L'ampleur des moyens à mettre en œuvre est telle que les campagnes de forage des glaces polaires ou des sédiments de tous les océans du globe n'ont pu être réalisées que dans un cadre coopératif international qui a permis de coordonner les efforts des différentes équipes.

Cet investissement scientifique a fourni une moisson abondante d'échantillons susceptibles d'enregistrer les climats passés. Sur les continents, les sédiments lacustres, les tourbières mais aussi les concrétions des grottes ou les anneaux des arbres fossiles ont apporté de nombreux témoignages des conditions environnementales, notamment sur le comportement de la végétation et de l'atmosphère. Dans l'océan, tous les grands bassins ont été échantillonnés et des carottes permettant de retracer l'histoire des dernières dizaines de millions d'années ont été prélevées. Enfin, les grands forages effectués dans les calottes glaciaires ont fourni des indications non seulement sur les températures des zones polaires mais aussi sur la composition de l'atmosphère

(teneur en poussières et en gaz à effet de serre, comme le gaz carbonique et le méthane).

Malheureusement, il n'y a pas dans la nature de paléothermomètre, ni de paléopluviomètre donc pas d'indicateur direct des variations de la température et des précipitations ; il allait falloir tout construire. Non seulement pour restituer des climats, mais aussi pour les dater. Extraire de ces échantillons une reconstitution de l'évolution des climats a nécessité des développements considérables qui ont fait appel aux méthodes les plus innovantes de la géochimie, de la biologie et de la physique. Tout d'abord, il a été nécessaire de déterminer une échelle de temps pour savoir quelle période était couverte par chaque échantillon. De nombreuses méthodes ont été développées (et elles font l'objet de toute la deuxième partie de ce livre). Les décroissances radioactives, gouvernées par des lois strictes, jouent un rôle essentiel. Elles ont permis d'obtenir des échelles de temps exprimables en années calendaires, telles que nous les connaissons, et elles ont éclairé toute la géologie stratigraphique. D'autres approches plus stratigraphiques ont été mises en œuvre : recherche d'événements caractéristiques qui doivent être datés par ailleurs, comptage de couches annuelles ou modélisation de l'écoulement de la glace. Il a été ainsi possible d'établir un cadre chronologique, et les paléoclimatologues visent maintenant à le rendre commun à tous par un effort continu de corrélations multiples entre les divers enregistrements. Peu de climatologues se fient à un seul indicateur. L'assurance qu'ils reconstituent un changement climatique à une période donnée s'obtient grâce au croisement des reconstitutions par des indicateurs indépendants mais également par la confrontation des résultats de modèles.

Il a fallu ensuite développer les méthodes permettant de reconstituer l'évolution des différentes composantes du système climatique à partir des indicateurs géologiques. Celles-ci sont extrêmement variées (et sont présentées dans la troisième partie de ce livre). Beaucoup font appel aux développements les plus récents du paléomagnétisme, de la géochimie et des méthodes statistiques liant empiriquement la distribution des plantes et animaux fossiles aux paramètres environnementaux, la température de l'air ou de l'eau au premier chef. Les reconstitutions ainsi acquises ont maintenant atteint un niveau de fiabilité tel qu'il permet pour certaines périodes de reproduire les variations non plus qualitatives en termes de chaud/froid, sec/humide, mais en termes quantitatifs associés également à la quantification des incertitudes. C'est ce niveau de reconstruction climatique qui va permettre la confrontation avec les modèles climatiques.

Les modèles climatiques ont également pris leur essor pendant la seconde moitié du *xx*^e siècle. D'abord établis pour simuler la circulation atmosphérique, ils se sont développés en intégrant une physique, des processus et une paramétrisation de plus en plus performants du bilan radiatif et du cycle hydrologique, en particulier en prenant en compte les données satellitaires. Mais l'atmosphère ne représente que la composante rapide du système climatique.

La fin des années 1990 allait démontrer de manière éclatante la nécessité de coupler le modèle atmosphérique aux modèles globaux d’océan et de végétation pour restituer les changements climatiques. En effet, des équipes du GISS aux États-Unis et de Météo-France indépendamment, fortes de leurs modèles atmosphériques qui s’étaient avérés capables de restituer le climat actuel, ont voulu utiliser la perturbation du bilan radiatif calculée par M. Milankovitch pour simuler la dernière entrée en glaciation il y a 115 000 ans. Dans les deux cas, ce fût un fiasco total. Les changements induits dans ces modèles par la variation des paramètres orbitaux étaient bien trop faibles pour générer de la neige pérenne. Il manquait des composantes et des rétroactions liées à l’océan et à la végétation. Développer un modèle couplant ces trois composantes, c’est ce que les modélisateurs se sont échinés à réaliser ces vingt dernières années, et ce sont ces modèles qui participent maintenant à l’effort international mené dans le cadre de l’IPCC.

Aujourd’hui les modèles dits du « système Terre » qui intègrent atmosphère-océan-biosphère terrestre et marine, chimie et calottes de glace sont utilisés pour explorer le climat du futur et les climats du passé. Ils sont de plus en plus précis spatialement, comportent un très grand nombre de processus, tournent sur les plus gros ordinateurs du monde... mais, c’est le revers de la médaille, ils ne peuvent explorer qu’un petit nombre de trajectoires en raison des temps de calcul considérables qu’ils nécessitent. Aussi, dès le début, les modélisateurs du climat, ce sont équipés de toute une palette de modèles. Des « mastodontes » comme des « modèles de circulation générale » aux modèles conceptuels en passant par des modèles de complexité intermédiaire. Dans cette boîte à outils, suivant les questions soulevées par les données paléoclimatiques, ils choisissent l’outil le plus approprié ou ils le développent s’il n’existe pas. Avec les modèles les plus simples, ils peuvent explorer l’espace des variations possibles de paramètres et, en comparant avec les données, chercher à établir le scénario le plus plausible. L’ensemble de ces stratégies de modélisation est décrit dans la quatrième partie de cet ouvrage et en constitue le tome 2.

C’est cette démarche d’enquêteur à chaque étape du travail de recherche, la datation, la reconstruction, la modélisation et les va-et-vient entre ces étapes qui permettent d’élaborer, d’affiner nos scénarios de compréhension de l’évolution du climat passé de la Terre. Nous avons la certitude que cette approche permet aussi, par une meilleure compréhension des phénomènes qui gouvernent le climat de notre planète et l’amélioration continue de nos modèles, de mieux prévoir les changements climatiques à venir.

Chapitre 1

Biogéochimie du système climatique au cours du dernier million d'années

Laurent BOPP, Pierre FRIEDLINGSTEIN, *Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement LSCE/IPSL, Laboratoire CEA-CNRS-UVSQ, Orme des merisiers, 91191 Gif-sur-Yvette Cedex, France.*

Jérôme CHAPPELLAZ, Michel LEGRAND, Robert DELMAS, *Laboratoire de Glaciologie et Géophysique de l'Environnement, 54 rue Molière, 38400 St Martin d'Hères, France.*

1.1 Introduction

1.1.1 La composition de l'atmosphère influence le bilan énergétique de la Terre et la dynamique du climat

L'évolution du climat de notre planète et la composition de notre atmosphère sont étroitement liées. Dès le milieu du XIX^e siècle et les travaux du mathématicien français Jean-Baptiste Fourier, il apparaît que les caractéristiques de l'atmosphère terrestre peuvent influencer la quantité d'énergie disponible à la surface de la Terre en bloquant une partie du rayonnement infrarouge émis par notre planète. C'est l'effet de serre. Plus tard, en 1860, le chimiste anglais John Tyndall montre que les deux principaux constituants de notre atmosphère, l'azote et l'oxygène, sont transparents aux rayonnements infrarouges et ne contribuent donc pas à l'effet de serre. Il identifie par contre la vapeur d'eau, H₂O, et le dioxyde de carbone, CO₂, comme les deux principaux gaz à effet de serre de notre atmosphère. Il ouvre la voie à un autre chimiste, Svante Arrhenius, le premier à calculer en 1896 le changement de température moyenne de la surface terrestre induit par un changement des

teneurs atmosphériques en CO_2 . Enfin, ce n'est que dans la deuxième moitié du XX^{e} siècle que les progrès analytiques permettront de mesurer d'autres gaz comme le méthane, CH_4 , le protoxyde d'azote, N_2O , l'ozone, O_3 , ou encore les chlorofluorocarbures, CFCs, qui contribuent également à l'effet de serre.

D'autres composés chimiques présents dans l'atmosphère peuvent également influencer la quantité d'énergie disponible à la surface de notre planète et donc la dynamique du climat : ce sont les aérosols, petites particules liquides ou solides présentes en suspension dans l'air. Dès la fin du XVIII^{e} siècle, Benjamin Franklin fit le lien entre un été particulièrement frais en France et une importante éruption volcanique en Islande, du Laki, qui projeta en 1783 dans l'atmosphère près de 60 millions de tonnes de dioxyde de soufre, SO_2 , soit la moitié des rejets annuels mondiaux actuels de SO_2 par les activités humaines. Depuis, ce phénomène de refroidissement suite à une éruption volcanique majeure a été élucidé, le SO_2 émis par un volcan s'oxyde en acide sulfurique qui forme de petits aérosols. Si l'injection de SO_2 atteint la stratosphère, ces petits aérosols y séjournent deux à trois ans. Ces petites particules d'acide sulfurique réfléchissent efficacement les radiations solaires et contribuent ainsi à refroidir le climat, c'est ce que l'on appelle l'effet direct des aérosols. Ainsi, suite à l'éruption du Pinatubo en 1991, le refroidissement de près de $0,5\text{ }^\circ\text{C}$ observé durant deux-trois ans dans l'hémisphère nord est attribué à cet effet. Dans les plus basses couches de l'atmosphère, l'aérosol peut avoir un autre effet climatique car s'il agit comme noyau de condensation sur lequel vient s'agréger de l'eau, il influence ainsi l'albédo de la couverture nuageuse. C'est ce qu'on appelle l'effet indirect des aérosols.

Comme décrit précédemment, les gaz à effet de serre sont actifs dans l'infrarouge et induisent un forçage positif sur le climat, tandis que les aérosols ont en général tendance à rétrodiffuser le rayonnement solaire incident provoquant un refroidissement en dessous d'eux. Il est donc tentant d'imaginer que le refroidissement dû à l'augmentation des aérosols d'origine anthropique puisse venir partiellement compenser le réchauffement induit par l'augmentation des gaz à effet de serre. Le problème est en fait beaucoup plus complexe, les deux effets ne sont pas additifs car étant de natures très différentes. Les gaz à effet de serre sont géographiquement uniformément répartis, ce qui n'est pas le cas des aérosols dont le temps de vie dans l'atmosphère, limité à quelques jours dans les basses couches, reste très inférieur aux temps de transport caractéristiques de la circulation générale. Cette différence géographique des deux effets est également temporelle car l'effet de serre agit jour et nuit, alors que l'effet des aérosols se limite aux heures ensoleillées. Les incertitudes sur l'évaluation du forçage radiatif restent beaucoup plus importantes pour l'aérosol que pour les gaz à effet de serre car dépendant de nombreux paramètres comme la taille, la nature chimique et le degré de mélange des différents types d'aérosols. Les aérosols submicroniques réfléchissent plus efficacement la lumière que les aérosols de plusieurs microns. Pour la plupart des aérosols, l'impact radiatif direct tient à leur faculté à réfléchir la lumière à l'exception notable du carbone suie

(ou carbone élémentaire, EC), émis par les combustions de biomasse et de bio fuels, qui lui absorbe fortement la lumière et chauffe la couche atmosphérique où il est présent. L'aérosol désertique comme certains aérosols organiques sont eux légèrement absorbants. L'effet indirect de l'aérosol, quant à lui, dépend beaucoup de ses propriétés hygroscopiques, elles-mêmes liées à sa nature chimique ; un composé très soluble captera plus facilement l'eau qu'un composé peu soluble ou moyennement soluble.

1.1.2 Composition de l'atmosphère et variables climatiques ont été largement corrélées dans le passé

Compte tenu de l'évolution des concentrations de gaz à effet de serre et des aérosols depuis les débuts de la Révolution industrielle, et de l'impact de cette augmentation sur le climat, le lien entre la composition de l'atmosphère et le climat est au cœur de nos préoccupations. La recherche de preuves dans le passé d'une évolution conjointe de la composition chimique de l'atmosphère et du climat a motivé de nombreux scientifiques. La plus belle de ces preuves nous vient des forages polaires et de la remarquable corrélation sur près de 800 000 ans, entre la concentration atmosphérique de CO_2 et les variations de la température de l'air en Antarctique (Barnola *et al.*, 1987 ; Petit *et al.*, 1999 ; Siegenthaler *et al.*, 2005 ; Lüthi *et al.*, 2008). D'autres travaux ont également montré une corrélation importante entre les variations climatiques et la concentration d'autres gaz à effet de serre, comme le méthane CH_4 et le protoxyde d'azote N_2O (Chappellaz *et al.*, 1990, Petit *et al.* 1999, Spahni *et al.*, 2005, Loulergue *et al.*, 2008), ou avec les dépôts d'aérosols marins (embruns) et crustaux (poussières désertiques) (Legrand *et al.*, 1988 ; Petit *et al.*, 1999 ; Wolff *et al.* 2006).

Ces travaux ont permis de réévaluer la contribution de ces différents composés aux grandes variations climatiques qu'a connues la Terre au cours des derniers millions d'années. Ainsi, les variations du CO_2 dans l'atmosphère permettent d'expliquer le tiers de la variation climatique entre le Dernier Maximum glaciaire il y a 21 000 ans et l'Holocène (notre interglaciaire). Une diminution de CH_4 et N_2O et une augmentation des aérosols désertiques dans l'atmosphère glaciaire ont également participé à l'établissement du climat particulièrement froid du Dernier Maximum glaciaire (Fig. 1.1).

Le lien entre climat et CO_2 a également été mis en évidence sur des périodes plus anciennes de l'histoire de notre planète (au cours du Phanérozoïque, au cours des derniers 60 Ma, cf. chapitre 6, tome 2). Nous avons choisi de détailler dans ce chapitre la reconstitution du lien entre climat et composition de l'atmosphère au cours des dernières centaines de milliers d'années, période pour laquelle nous disposons de la formidable archive glaciaire, qui offre avec un haut niveau de détails et de précision nombre d'informations pertinentes.

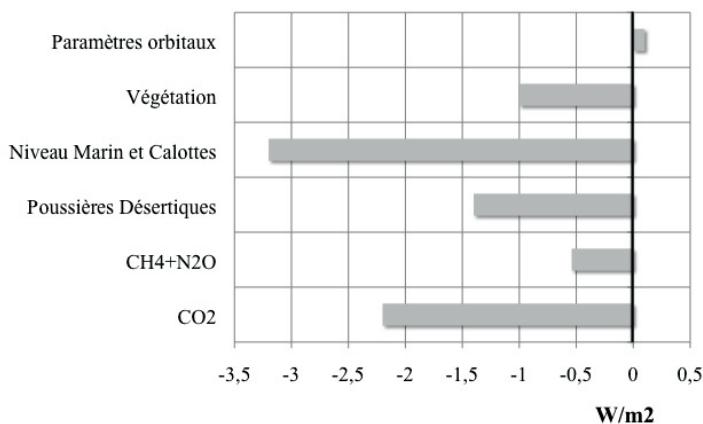


FIG. 1.1 – Perturbation de l'équilibre radiatif entre l'actuel et le Dernier Maximum glaciaire et le rôle des paramètres orbitaux, des variations de CO_2 , CH_4 , N_2O , du contenu des poussières minérales et des modifications de la couvertures de glace et de la végétation (d'après IPCC, 2007, Chapitre 6).

1.1.3 Les processus déterminant la composition de l'atmosphère

La composition de l'atmosphère est déterminée par de nombreux processus atmosphériques et par des interactions avec les autres composants des systèmes climatiques (océan, biosphère terrestre...). L'archive glaciaire donne accès à de nombreuses caractéristiques chimiques (contenu en gaz, en aérosols...) de l'atmosphère de notre planète. Mais pour comprendre l'évolution de ces composants au cours du dernier million d'années, il a fallu utiliser de nombreuses autres archives. Le CO_2 atmosphérique est un bon exemple d'interaction entre différents réservoirs : comprendre l'évolution du CO_2 dans l'atmosphère, c'est aussi se pencher sur les échanges entre le réservoir atmosphérique, la biosphère terrestre, l'océan et les réservoirs sédimentaires et rocheux. D'autres archives, comme les archives sédimentaires marines et continentales, ont largement aidé à contraindre ces échanges. Elles permettent d'expliquer en partie les variations observées du CO_2 mais aussi celles d'autres composés. Enfin, le développement de modèles de divers niveaux de complexité (du modèle conceptuel au modèle couplé climat-carbone) a permis de mettre en exergue les mécanismes en jeu, exploitant au mieux l'entrecroisement des données disponibles.

Si les informations des archives glaciaires concernant les gaz à effet de serre ont une signification quasi-planétaire, ce n'est en général pas le cas pour les aérosols retrouvés dans la glace. En effet, à l'exception du cas très particulier de l'aérosol de sulfate, formé dans la stratosphère suite à une injection volcanique de SO_2 , dont le temps de séjour dans ces hautes couches de l'atmosphère atteint deux à trois ans, dans les basses couches de l'atmosphère, l'aérosol ne

séjourne que quelques jours, voire semaines, et son archivage dans la glace ne donne accès qu'à une information à caractère régional. D'autres archives, comme les archives sédimentaires marines ou continentales peuvent ici aider à spatialiser la variabilité des aérosols pour d'autres parties du globe.

Dans ce chapitre, nous détaillons d'abord comment les archives glaciaires d'une part, sédimentaires marines et continentales d'autre part ont permis de reconstruire l'évolution de la biogéochimie du système climatique au cours du dernier million d'années. Nous montrerons ensuite, en nous intéressant à différents grands cycles biogéochimiques (CO_2 , CH_4 , N, S...) comment les scientifiques expliquent aujourd'hui cette évolution et quelles sont certaines des questions toujours en suspens.

1.2 Reconstitution de la composition de l'atmosphère et de la productivité des biosphères marine et continentale au Quaternaire

1.2.1 Les archives glaciaires permettent de reconstituer la composition de l'atmosphère au cours des derniers 800 ka

Les calottes glaciaires actuelles, au Groenland et en Antarctique, représentent une accumulation de glace sur plusieurs dizaines, voire centaines de milliers d'années. Cette glace a enregistré les conditions et événements du passé : variations climatiques, modifications de la composition de l'atmosphère, éruptions volcaniques, entrée dans l'Anthropocène... Dès les années 1960, plusieurs scientifiques ont compris l'intérêt des calottes polaires comme potentielles archives environnementales et climatiques. Les premières analyses conduites par le pionnier américano-norvégien Per Frederik Scholander sur la glace d'icebergs au large du Groenland ne furent hélas pas concluantes. Les premières campagnes de forage au cœur des inlandsis sont alors entreprises, au Groenland d'abord, en Antarctique ensuite.

1.2.1.1 Une succession de forages a permis de remonter dans le temps (Fig. 1.2)

Le premier forage a été réalisé en 1966 par les Américains dans la partie nord-ouest du Groenland (Camp Century). Une carotte de glace de 1 390 m a été récupérée et on a évalué qu'elle couvrait les 100 000 dernières années. En 1968, la même équipe s'est attaquée à la calotte antarctique : à la station Byrd (Antarctique de l'Ouest), le socle rocheux est atteint à plus de 2 000 m de profondeur, mais la carotte ne représentait seulement que 80 ka d'enregistrement climatique.

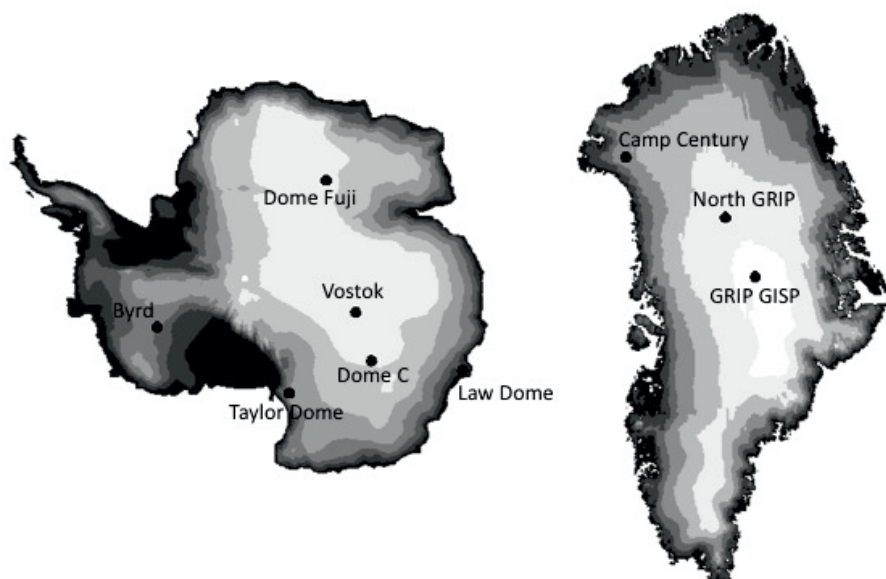


FIG. 1.2 – Principaux sites de forage, au Groenland, et en Antarctique.

Dans les années 1950, les Soviétiques ont établi la station de Vostok, proche du pôle d'inaccessibilité (point du continent Antarctique le plus éloigné de toute côte). Ce site est particulièrement intéressant car les précipitations sont faibles (2 cm/an en équivalent eau), ce qui signifie qu'une carotte peut représenter une longue histoire. Les premiers forages ont été exécutés dans les années 1970, dont un de 500 m en 1970, et un autre de 950 m en 1974. En 1978, les Français ont passé une saison sur un dôme à 550 km de la station soviétique, bénéficiant du support logistique des Américains (dôme C). Ils y ont extrait une carotte de 904 m représentant 40 ka d'histoire. En 1982, un autre forage soviétique à Vostok atteint le seuil des 2000 m de profondeur, repoussant ainsi pour la première fois l'échelle de temps à 150 ka.

En 1988, une équipe de huit pays européens a entrepris un forage au centre du Groenland (Summit), là où la glace est à son maximum d'épaisseur. Quatre années plus tard, en 1992, le socle rocheux a été atteint à 3028 m. Au cours de la même période, les Américains ont conduit un forage à 30 km de distance le long de la ligne d'écoulement du glacier (le forage GISP2), atteignant en 1993 la profondeur de 3053 m. Les datations ont montré que ces deux carottes couvrent avec fiabilité les derniers 105 ka sur les premiers 90 % des forages. Les derniers 10 % sont affectés par l'écoulement du glacier et n'offrent qu'une vision très parcellaire des conditions climatiques et environnementales, jusqu'à peut-être 250 ka.

La poursuite du forage de Vostok par une équipe franco-américano-russe a permis en 1998 d'atteindre la profondeur record de 3 623 m. Les premiers 3 310 m représentent une période de 400 ka, la plus longue jamais atteinte alors par une carotte de glace. Au-delà de 3 310 m, comme au Groenland, des anomalies d'écoulement du glacier ne permettent plus de reconstruire avec fiabilité l'environnement passé. Et à 3 540 m de profondeur, ce n'est plus de la glace de glacier que le forage Vostok remonte à la surface, mais de la glace de regel du lac sous-glaciaire, lac débutant à 3 750 m de profondeur.

En 1996, un consortium de dix pays européens (le projet EPICA) entame un forage profond au site antarctique de dôme C. Le carottier est perdu dans le trou de forage en 1999 ; mais un nouveau forage est alors engagé depuis la surface. Il est interrompu à seulement 5 m du socle rocheux en 2004, à la profondeur de 3 270 m. Moins profond que Vostok, ce forage profite de conditions d'écoulement plus favorables du glacier et fournit l'enregistrement le plus long jamais obtenu dans une carotte de glace : 800 ka !

Également en 1996, les Japonais réussissaient à forer jusqu'à 2 503 m de profondeur au site antarctique de dôme Fuji, accédant ainsi à 360 ka d'enregistrement. Ayant perdu le carottier à cette profondeur, ils ont réalisé un second forage qui a atteint 3 035 m en 2007, tout proche du socle rocheux. L'âge à cette profondeur serait proche de l'âge atteint par EPICA au dôme C. On dispose donc maintenant d'un ensemble de forages de la calotte glaciaire antarctique qui fournissent des enregistrements paléoclimatiques étroitement corrélables et dont la fiabilité peut être contrôlée.

1.2.1.2 Les principes de l'enregistrement dans la glace

Les bulles d'air donnent accès à la composition de l'atmosphère

La glace des calottes polaires est bulleuse (Fig. 1.3). Cette propriété vient du fait qu'en profondeur, la neige se densifie par frittage, la porosité diminue, ce qui provoque la formation progressive de bulles et la transformation du névé en glace. Ainsi une petite fraction (de l'ordre de 10 cc par 100 grammes de glace) de l'air interstitiel du névé est piégée dans la glace. Le névé constitue les premiers 50 à 120 m des calottes glaciaires. L'air circule quasi librement au sein de ses couches superficielles, mais de plus en plus difficilement en profondeur, par diffusion moléculaire, au fur et à mesure que le névé se tasse. La fermeture progressive des bulles et la diffusion des gaz atmosphériques dans le névé conduisent à un lissage des variations de la composition de l'atmosphère. Ainsi les carottes de glace donnent accès à ces variations à des échelles de temps décennales à séculaires ; elles constituent les seules archives permettant de reconstituer précisément et directement la composition de l'air des atmosphères passées.

Les difficultés analytiques, consistant en particulier à extraire le gaz des bulles sans modifier sa composition (par exemple, la concentration massique de CO₂ dans la glace est d'environ 50 ng par g, celle du CH₄ est de seulement

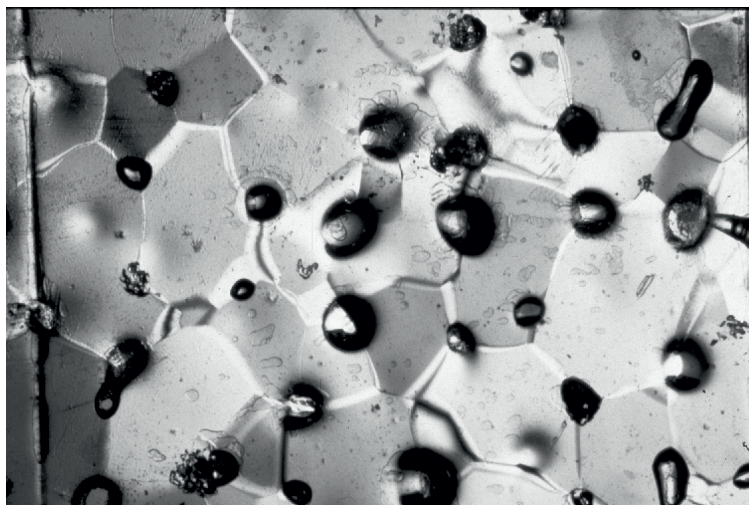


FIG. 1.3 – Bulles d'air dans la glace de Vostok (photo : Michel Creseveur, CNRS-LGGE).

100 pg par g), ont rendu non concluantes les premières analyses des gaz piégés dans les bulles, datant des années 1970. Les premiers résultats fiables ont été obtenus au début des années 1980 (Delmas *et al.*, 1980). Notamment une saine mais intense compétition entre le laboratoire de glaciologie (LGGE, Grenoble) et l'institut de physique de Berne (Suisse) a conduit au développement de méthodes spécifiques d'extraction des gaz de la glace sous vide, par fusion-regel, broyage ou sublimation, suivies d'analyses chromatographiques en phase gazeuse pour quantifier les concentrations des gaz-traces. Elle a abouti à l'obtention des courbes bien connues décrivant l'évolution des concentrations atmosphériques des gaz à effet de serre sur plusieurs centaines de milliers d'années. D'autres laboratoires, en particulier en Australie et aux États-Unis, se sont plutôt focalisés sur l'évolution récente liée aux émissions anthropiques, en choisissant d'analyser des carottes forées dans des sites à très forts taux d'accumulation neigeuse. Ainsi les bulles d'air de la glace ont permis de documenter les caractéristiques des atmosphères passées à l'échelle du dernier million d'années, et l'impact de l'activité humaine sur la composition de l'atmosphère au cours des deux derniers siècles.

Les impuretés chimiques nous renseignent sur les flux d'aérosols

Durant une chute de neige, ainsi que durant le laps de temps où la couche de neige déposée reste en surface sur le glacier, des aérosols et des gaz solubles dans l'eau vont être piégés dans et/ou sur la neige. L'analyse des impuretés présentes dans la glace peut ainsi fournir des informations sur les teneurs

atmosphériques au moment du dépôt. Outre les problèmes inhérents à la mesure d'espèces chimiques présentes à l'état de trace (quelques ppb, soit 10^{-9} gramme de matière par gramme d'eau) qui caractérise la précipitation des régions éloignées des grandes sources d'impuretés, la principale difficulté de l'étude des aérosols et des gaz solubles dans l'eau piégés dans la glace réside dans la traduction des signaux archivés en terme de signaux atmosphériques.

L'incorporation des aérosols dans les couches de neige se fait par différents processus que l'on peut classer suivant les termes usuels de dépôt sec et dépôt humide. Dans les atmosphères froides qui nous intéressent, le dépôt humide inclut la chute de neige mais aussi parfois le dépôt de brouillard givrant ou encore la précipitation par ciel clair de petits cristaux de glace appelés « *diamond dust* » prenant place par temps très froid. Bien que le dépôt de brouillard givrant au Groenland représente jusqu'à 40 % du dépôt total en été, que la précipitation de *diamond dust* dans le centre de l'Antarctique devienne significative, l'essentiel du dépôt humide se produit néanmoins par chutes de neige. Si dans les régions où il neige beaucoup, le dépôt humide est le processus dominant d'incorporation d'impuretés dans la neige, dans les régions très sèches, comme le centre de l'Antarctique, le dépôt direct d'aérosols sur la surface de neige présente au sol devient important, voire prépondérant [Legrand *et al.*, 1997]. La relation liant la teneur en aérosols de l'air et celle de la neige met donc en jeu des phénomènes complexes qui sont fortement influencés par les conditions météorologiques. Cet aspect doit être pris en compte dans l'examen des signaux chimiques de la glace, en particulier ceux couvrant des périodes climatiques différentes. Ainsi il est vraisemblable qu'au passage d'un climat interglaciaire à un climat glaciaire, la contribution relative du dépôt humide et du dépôt sec des aérosols ont été modifiée, une diminution du taux de précipitation étant attendue en conditions glaciaires. Si l'on prend le cas des régions centrales de l'Antarctique, durant le DMG, les plus basses températures se sont traduites par une diminution du taux de précipitation de près d'un facteur 2, ce qui indépendamment de tout changement de la composition chimique de l'atmosphère, entraîne une augmentation de la masse d'impuretés présente par gramme de neige, par simple effet de concentration de la masse déposée par dépôt sec. L'examen des variations passées de teneurs en aérosols se fait donc en examinant non pas les concentrations dans la glace mais le flux déposé.

Concernant les gaz solubles dans l'eau, des études récentes ont montré que pour ces espèces présentes en phase gazeuse dans l'atmosphère, des phénomènes se produisent parfois après le dépôt comme la réémission vers l'atmosphère, la perte par photolyse ou réactions chimiques à la surface des grains... Ces mécanismes dont la mise en évidence est très récente restent très mal quantifiés. Comme nous le verrons plus loin avec l'exemple de l'acide formique, pour ces espèces présentes en phase gazeuse dans l'atmosphère, l'interprétation des changements observés dans la glace aux cours des grands changements climatiques passés bien que délicate reste parfois possible.

Le tableau 1.1 résume les principaux types d'aérosols présents dans notre atmosphère et montre quelles espèces chimiques mesurables dans la glace peuvent permettre de les étudier dans le passé. Les aérosols y sont classés en fonction de leur caractère primaire ou secondaire, l'aérosol primaire étant constitué de particules émises directement dans l'atmosphère, tandis que l'aérosol secondaire est formé à partir d'un précurseur gazeux, comme par exemple le sulfate à partir de l'oxydation du SO_2 . La notion de d'origine primaire ou secondaire pour l'aérosol est importante pour son impact climatique. L'aérosol secondaire est un aérosol de petite taille (effet direct). Souvent produit par une oxydation, il contient des fonctions polaires le rendant assez hygroscopique (effet indirect). Il apparaît possible d'étudier dans la glace la plupart des fractions de l'aérosol inorganique, ce qui n'est pas encore le cas pour les fractions organiques. En effet, le sodium pour l'aérosol marin, le calcium et/ou aluminium pour l'aérosol désertique représentent de bons *proxies* des aérosols inorganiques primaires. La mesure du sulfate renseigne sur l'aérosol inorganique secondaire, mais sans pouvoir départager ses trois composantes, deux naturelles (volcans et biosphère marine) et une anthropique (pollution en SO_2). En effet, le sulfate se forme par oxydation du SO_2 émis par les volcans et les activités humaines, mais est aussi formé lors de l'oxydation du sulfure de diméthyle (DMS) émis par le phytoplancton marin. Par contre, la mesure de l'acide méthane sulfonique (MSA), espèce formée uniquement lors de l'oxydation du DMS, doit permettre de distinguer le sulfate biogénique des sulfate volcanique et anthropique. Le tableau 1.1 montre que le manque de documentation de l'aérosol organique dans la glace concerne particulièrement les fractions secondaires qui dominent les fractions primaires dans l'atmosphère actuelle. Les émissions primaires biogéniques (débris végétaux) peuvent être appréhendées par des mesures de cellulose dans la glace [Legrand *et al.*, 2007].

TAB. 1.1 – Liste des espèces mesurables dans la glace permettant l'étude des différentes fractions de l'aérosol atmosphérique.

Type	Traceurs dans la glace
Primaire	
Aérosol désertique	Al, Ca^{2+}
Sel de mer	Na^+
Débris végétaux	Cellulose
Secondaire	
Sulfate biogénique	SO_4^{2-} , MSA
Sulfate volcanique	SO_4^{2-}
Carbone organique	?

1.2.1.3 Les résultats récents du forage EPICA

La reconstruction de l'évolution temporelle des gaz à effet de serre couvre désormais 800 000 ans grâce au forage EPICA au site de dôme C en Antarctique. Elle résulte de plus de vingt années d'analyses conduites progressivement sur d'autres forages groenlandais et antarctiques, celui de Vostok ayant constitué une phase essentielle. Les étapes majeures ont été marquées par la découverte de teneurs plus faibles durant la dernière glaciation, aussi bien en CO₂ (Delmas *et al.*, 1980) qu'en CH₄ (Stauffer *et al.*, 1988 ; Raynaud *et al.*, 1988), l'obtention du premier profil temporel de CO₂ (Barnola *et al.*, 1987) et de CH₄ (Chappellaz *et al.*, 1990) couvrant un cycle climatique complet, puis l'extension de ces profils sur quatre cycles climatiques (Petit *et al.*, 1999) grâce à Vostok, pour aboutir à six puis huit cycles climatiques avec EPICA (Siegenthaler *et al.*, 2005 ; Spahni *et al.*, 2005 ; Lüthi *et al.*, 2008, Loulergue *et al.*, 2008).

Les gaz à effet de serre : CO₂, CH₄, N₂O

L'ensemble des données disponibles sur l'évolution du CO₂ et du CH₄ au cours des derniers 800 000 ans (Lüthi *et al.*, 2008 ; Loulergue *et al.*, 2008) est présenté en figure 1.4, en regard de la reconstruction des anomalies de température au site de Concordia, Antarctique (Jouzel *et al.*, 2007). Pour le méthane, plus de 2 200 mesures individuelles conduites sur le forage EPICA/dôme C offrent une résolution temporelle moyenne exceptionnelle, de 380 ans. Le CO₂ présente une moindre résolution en raison du temps plus important nécessaire pour ses analyses. L'enregistrement disponible combine donc les données issues d'EPICA/dôme C (au-delà de 400 000 ans et entre 0 et -20 000 ans) et celles du forage Vostok.

Au premier regard, la corrélation entre les trois signaux apparaît remarquable : chaque optimum interglaciaire en température est associé à des teneurs élevées en CO₂ et en CH₄, l'opposé étant valable pour les minima glaciaires. Le coefficient de corrélation r^2 entre CO₂ et anomalie de température à Concordia atteint 0,82. On observe également des minima glaciaires relativement constants, autour de 180–190 ppmv pour le CO₂ (avec l'exception d'un épisode daté à -667 ka, où il atteint seulement 172 ppmv) et 350–400 ppbv pour le CH₄. En revanche, les maxima interglaciaires montrent plus de variabilité. Ainsi durant le stade isotopique marin n° 9 (-320 ka), des niveaux de 300 ppmv et de 780 ppbv sont atteints respectivement, ce qui en font les teneurs les plus élevées observées au cours des derniers 800 000 ans, hors l'impact anthropique récent (atteignant 380 ppmv et 1 800 ppbv respectivement). Plus généralement, les quatre interglaciaires les plus récents sont associés à des teneurs en CO₂ et en CH₄ plus élevées que les quatre précédents (à l'exception du stade isotopique marin n° 19 pour le CH₄), en concomitance avec des températures plus élevées à Concordia.

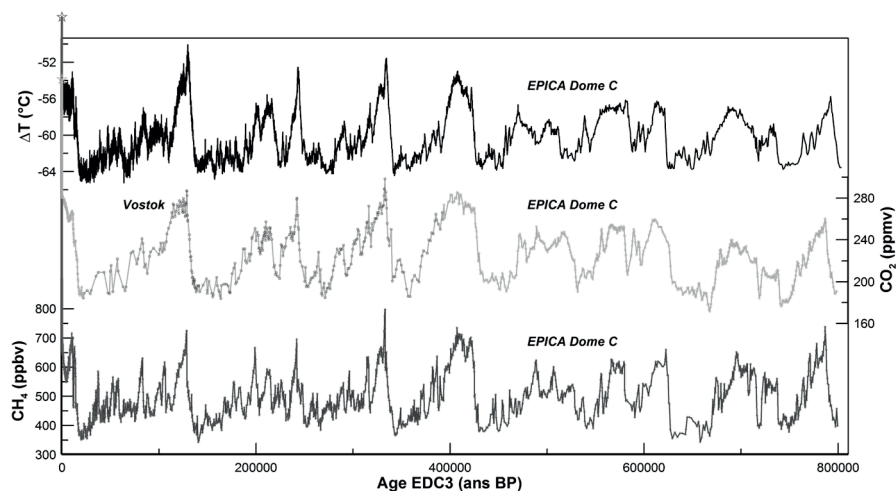


FIG. 1.4 – Évolution comparée des isotopes de l'eau (marqueur des températures, en haut) du CO_2 (au milieu) et du CH_4 (en bas) au cours des derniers 800 ka, à partir du forage EPICA/dôme C (et de Vostok pour une partie du signal CO_2). Adapté de Lüthi *et al.*, 2008 et Louergue *et al.*, 2008. Les étoiles à gauche du graphique indiquent les niveaux actuels de CO_2 et de CH_4 dans l'atmosphère.

L'évolution du CO_2 révèle par ailleurs une tendance à très long terme, de plus faible amplitude que les variations glaciaires-interglaciaires et qui semble indépendante de la température. Cette modulation sur plusieurs centaines de milliers d'années pourrait refléter la signature de mécanismes lents du cycle du carbone, comme l'intensité plus ou moins importante de l'érosion continentale et/ou une réorganisation du réservoir océanique de carbone.

Du côté du méthane, la caractéristique surimposée aux cycles climatiques concerne une variabilité à l'échelle millénaire, apparente durant chacune des huit glaciations couvertes par l'enregistrement EPICA. Pas moins de 73 événements rapides ont ainsi été répertoriés, associés à une dynamique climatique de type Dansgaard/Oeschger telle que décrite par les enregistrements marins et glaciologiques durant la dernière glaciation. Leur occurrence (amplitude, fréquence) ne semble pas liée à l'importance du volume de glace en domaine continental, bien qu'aucun événement rapide (outre la diminution du méthane concomitante au refroidissement à $-8,2$ ka) ne soit observé dans le signal CH_4 durant les interglaciaires.

Pour les deux gaz, l'analyse spectrale de leur enregistrement met en évidence les trois périodicités orbitales de 100, 41 et 19–23 ka, avec en relatif une plus forte contribution de l'obliquité à 41 ka dans le signal CO_2 , tandis que le méthane possède une empreinte plus forte de la précession à 19–23 ka. La relation de phase entre les augmentations de température au site de Concordia

et les teneurs en CO_2 et CH_4 est encore sujette à débat dans le détail, car elle dépend du calcul de la différence d'âge gaz-glace, mal contrainte pour des sites à très faible taux d'accumulation comme Vostok et Concordia. Les analyses les plus récentes font état d'un léger retard du CO_2 par rapport à la température en Antarctique, de l'ordre de 200 à 400 ans (Ahn *et al.*, 2004). Retard tout à fait négligeable quand on s'intéresse au forçage radiatif de ce gaz au cours par exemple de la dernière déglaciation, celle-ci se déroulant sur près de 7 000 ans.

Pour le méthane, on dispose d'autres éléments de contrainte sur son évolution et ses causes : d'une part le gradient interpolaire (différence de concentration entre le Groenland et l'Antarctique), d'autre part les rapports isotopiques $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ et D/H du méthane atmosphérique. Le premier paramètre a pu être reconstitué pour la période Holocène (Chappellaz *et al.*, 1997), montrant des variations de l'ordre de 15 ppbv autour d'une valeur moyenne de 45 ppbv. Ces variations reflètent au premier ordre celles de la distribution latitudinale des sources et puits de CH_4 . Pour les rapports isotopiques, les premières données ont pu être produites sur la dernière déglaciation (Sowers, 2006 ; Fischer *et al.*, 2008) et fournissent des éléments quantitatifs précieux pour expliquer le doublement du méthane durant cette période.

La connaissance de l'évolution du protoxyde d'azote n'est que parcellaire à ce jour, en raison des difficultés analytiques particulières pour ce gaz-trace, mais aussi à cause d'un mécanisme de production *in situ* affectant sa concentration dans les bulles lorsque la glace présente des teneurs relativement élevées en poussières insolubles (seuil semblant se situer autour de 300 ppb). Ce mécanisme impliquerait des bactéries nitrifiantes, transportées avec les poussières, et métabolisant l'ammonium présent à l'état de traces dans la glace polaire. Après des travaux pionniers de plusieurs groupes dont les Américains, ce sont les Suisses de l'Institut de physique de Berne qui ont produit l'enregistrement le plus détaillé (Spahni *et al.*, 2005), grâce au forage EPICA à dôme C (Fig. 1.5).

Le N_2O présente une large amplitude glaciaire-interglaciaire, avec des valeurs de ~ 200 ppbv durant les maxima glaciaires, pour atteindre typiquement 270 ppbv durant les interglaciaires dont l'Holocène. Au contraire du CO_2 et du CH_4 , les teneurs de N_2O durant les interglaciaires avant 400 ka ne diminuent pas par rapport aux interglaciaires plus récents. Elles demeurent toutefois inférieures aux niveaux actuels, voisins de 320 ppbv. Le protoxyde d'azote montre par ailleurs une variabilité millénaire similaire à celle du méthane, avec une amplitude pouvant pratiquement atteindre celle des transitions glaciaire-interglaciaires.

Les aérosols

La figure 1.6 montre que les aérosols primaires inorganiques (marins et désertiques) ont augmenté durant les périodes froides ayant pris place au cours

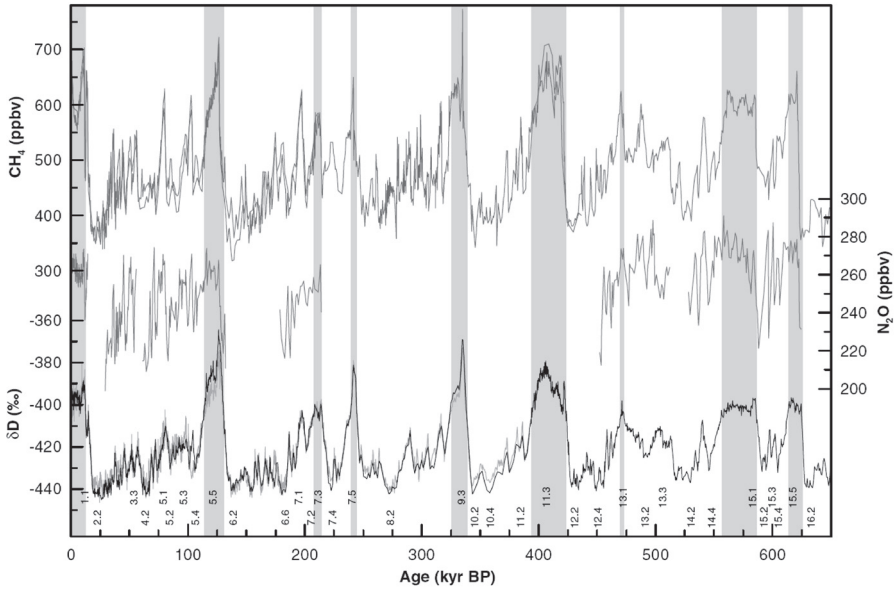


FIG. 1.5 – Évolution comparée du N_2O (au milieu), du CH_4 (en haut) et des isotopes de l'eau (en bas) à partir du forage EPICA/dôme C en Antarctique, couvrant les derniers 650 ka. D'après Spahni *et al.*, 2005.

des 740 000 dernières années, aux hautes latitudes sud. Le flux de sodium déposé à dôme C, qui est essentiellement attribuable aux émissions d'aérosols marins, augmente de près d'un facteur trois entre une période interglaciaire et la phase terminale des périodes froides. L'anti corrélation entre dépôt de sodium et température est très forte ($r^2 = 0,8$). La figure 1.6 montre que le dépôt d'aérosol désertique à dôme C a également été fortement modifié durant les périodes glaciaires avec une augmentation des dépôts entre une période interglaciaire et la phase terminale des périodes froides d'un facteur vingt environ. Par comparaison avec le cas précédent du sodium, l'anti corrélation avec la température est nettement moins bonne, des augmentations marquées d'aérosols désertiques apparaissant surtout durant les stades très froids, et le profil étant ainsi visiblement fortement influencé par les périodes de 100 000 et 41 000 ans. Contrairement à ces deux fractions primaires de l'aérosol, l'aérosol secondaire de sulfate, formé à partir des émissions biogéniques marines de DMS, ne présente pas de réponse significative aux grandes variations climatiques (voir également la discussion au paragraphe 1.2.4).

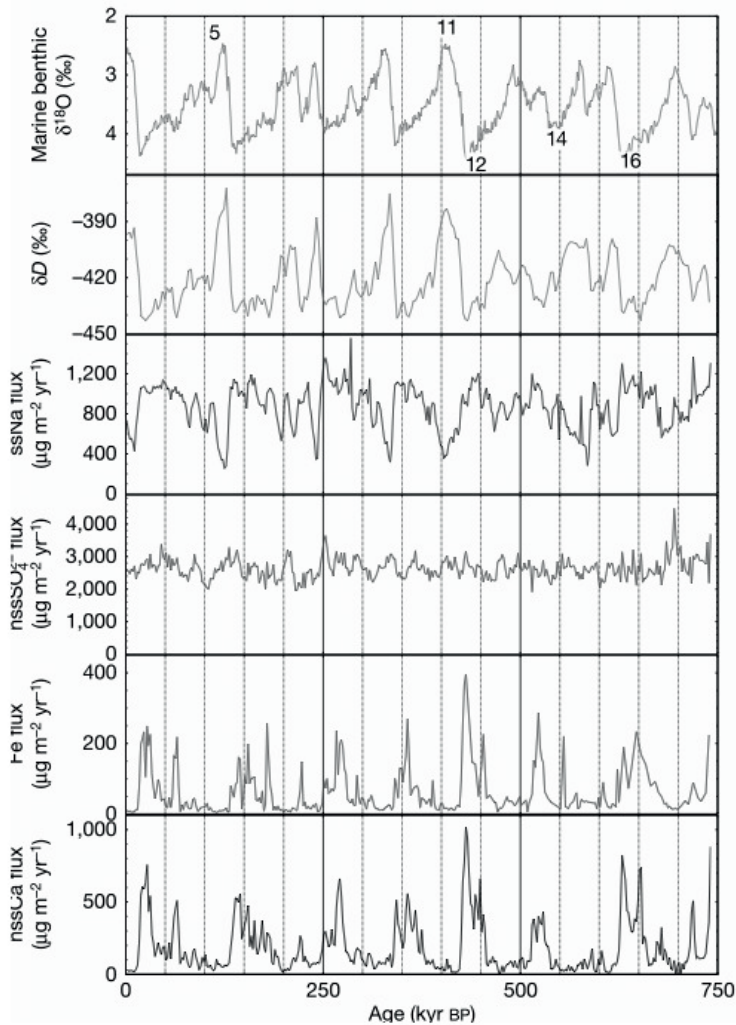


FIG. 1.6 – Flux de dépôts de sodium marin (ssNa^+), sulfate biogénique (nssSO_4^{2-}), fer (Fe) et calcium terrigène (nssCa^{2+}) dans la carotte d’EPICA/dôme C sur les huit derniers cycles glaciaire-interglaciaire. Adapté de Wolff *et al.*, 2006.

1.2.2 Les archives sédimentaires permettent de reconstituer les productivités biologiques (marine et terrestre) et les dépôts de poussières

Les archives sédimentaires marines sont à la base de la paléocéanographie. Ces archives se sont formées grâce aux dépôts quasi-continus ayant lieu

sur l'ensemble des fonds marins, des plateaux continentaux aux plaines abyssales. Ces dépôts sont constitués à la fois de matériel biologique (coquilles calcaires ou siliceuses, particules de matière organique...) ou minéralogique (argiles...). De nombreuses caractéristiques de ces dépôts ont été utilisées pour reconstruire l'état passé de l'océan, sa dynamique et sa biogéochimie, et ceci pour des périodes très récentes (dernier siècle) à très anciennes (jusqu'à plusieurs centaines de millions d'années en arrière). Dans ce chapitre n'est développée que la reconstruction de la productivité marine au cours du dernier million d'années; l'utilisation des archives sédimentaires marines pour la reconstruction de la dynamique océanique est discutée en détails dans le chapitre 20, Tome 1.

Les archives sédimentaires terrestres sont nettement moins abondantes que leurs cousines marines. Mais elles peuvent, elles aussi, nous renseigner sur la productivité, continentale cette fois, passée. Les grains de pollen préservés dans des sédiments continentaux de type tourbière fournissent en particulier des informations sur la présence des différents types de plantes. Ces méthodes ont été utilisées pour retracer la distribution de grands types d'écosystèmes terrestres pour des régions et des périodes clés du passé.

1.2.2.1 Productivité marine

Les cycles glaciaires-interglaciaires du CO_2 , du CH_4 ou du N_2O atmosphériques et leur lien avec les variations du climat ne sont toujours pas compris quantitativement, même si les travaux les plus récents s'approchent de bilans satisfaisants. Plusieurs hypothèses expliquent ces variations à la fois pour le CO_2 et pour le N_2O en invoquant des modifications significatives de la productivité biologique océanique.

La pompe biologique de carbone est une composante essentielle du cycle du carbone océanique. Elle résulte de l'activité photosynthétique du phytoplancton dans les couches éclairées de l'océan, et correspond à l'exportation vers les fonds océaniques de carbone particulaire organique (cellules phytoplanctoniques et zooplanctoniques mortes, pelotes fécales...). Chaque année, cette pompe de carbone transporte des couches de surface vers le fond des océans à peu près 10×10^6 tonnes de carbone. Des variations de l'activité biologique dans l'océan pourraient conduire à des variations substantielles du CO_2 atmosphérique. C'est pourquoi il est important de savoir comment la productivité océanique (production exportée vers les abysses, production de calcite...) réagit aux variations des paramètres externes.

La production de N_2O est également liée, dans l'océan, à la productivité marine. Ce sont en particulier les zones de minimum d'oxygène, à l'aplomb des zones d'intense production et situées en région d'*upwelling* (Chili-Pérou, mer d'Arabie...) qui sont responsables de la majorité des émissions océaniques de N_2O vers l'atmosphère.

Les paléocéanographes ont depuis plus de vingt ans cherché à reconstruire la paléoprodutivité océanique en utilisant des informations enregistrées par

les sédiments marins. Ces informations, que l'on appelle « *proxies* », sont particulièrement abondantes pour le Dernier Maximum glaciaire (DMG) ; elles permettent de se faire une idée des caractéristiques de l'activité biologique à cette époque (Fig. 1.7). Cependant, la multitude de méthodes employées, ainsi que les problèmes inhérents à chacune d'entre elles rendent toujours difficile l'obtention de compilations et de cartes de la productivité océanique au DMG.

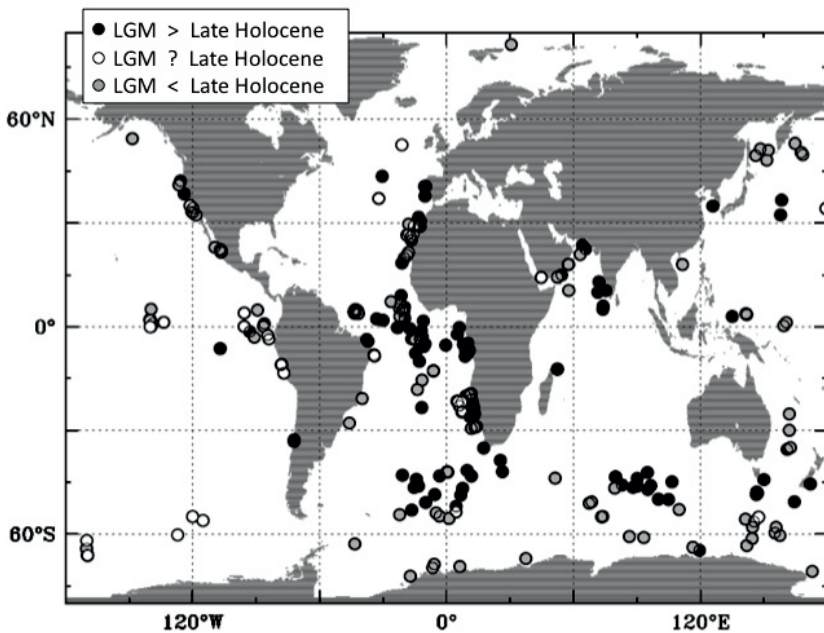


FIG. 1.7 – Modification de la productivité océanique entre l'Holocène et le Dernier maximum glaciaire. En noir, une plus forte productivité au DMG, en gris une productivité moindre au DMG et en blanc, indétermination ou pas de changement. D'après Kohfeld *et al.*, 2005.

De nombreuses méthodes sont donc utilisées pour reconstruire la productivité océanique du passé. Les plus intuitives d'entre elles impliquent la mesure dans le sédiment des fractions de matière organique, de calcite ou de silice biogène. Il y a, par exemple, une relation entre le contenu en matière organique des sédiments et la production primaire dans les eaux de surface. À l'aplomb des gyres subtropicaux, la proportion de matière organique dans le sédiment est particulièrement faible, alors qu'elle est beaucoup plus élevée dans les zones d'*upwelling*. À partir de cette observation, on peut supposer que des variations dans le temps de la productivité en surface se répercutent sur la matière organique sédimentaire. Cette méthode est largement employée depuis la fin des années 1970, mais difficile à appliquer dans les zones faiblement productives.

Dans les gyres oligotrophes, le contenu en carbonates du sédiment, qui est mieux préservé que la matière organique, peut être utilisé comme *proxy* de la production primaire. D'autres *proxies* permettent de remonter à la productivité océanique. Les variations de baritine dans le sédiment, par exemple, semblent être corrélées aux variations de la productivité. D'autres éléments ou des rapports isotopiques (^{10}Be , U authigénique, $^{231}\text{Pa}/^{230}\text{Th}$) permettent également de reconstruire la productivité. Le principe de base de ces méthodes est lié au fait que certains éléments viennent préférentiellement se fixer sur les particules (Th), d'autres restant en solution (U, Pa), modifiant ainsi le rapport entre ces éléments. La mesure de différents rapports élémentaires ou isotopiques dans le sédiment permet ainsi de remonter, de façon assez indirecte, au flux de particules dans la colonne d'eau au moment du dépôt de ce sédiment.

Enfin, certains micro-fossiles sont aussi de bons indicateurs des conditions de production. L'abondance relative de plusieurs espèces de foraminifères, à la fois planctoniques et benthiques, peut être ainsi utilisée pour reconstruire les variations de production.

Dans l'océan Austral, plusieurs carottes sédimentaires prélevées dans les secteurs Indien et Atlantique, ainsi qu'au sud de la Tasmanie montrent sans ambiguïté que la partie sud de cet océan (au sud de 50–55°S), c'est-à-dire au sud du front polaire actuel, était moins productive au DMG qu'elle ne l'est aujourd'hui. Au nord du front polaire actuel, par contre, la productivité semble avoir été plus importante au DMG.

Dans le Pacifique équatorial, malgré le nombre important de carottes sédimentaires disponibles, la situation est plus ambiguë. Plusieurs auteurs interprètent les données basées sur le contenu des sédiments en matière organique comme indicatrices d'une plus forte productivité au DMG. Au contraire, d'autres auteurs utilisent les assemblages de foraminifères benthiques et les indices de préservation des carbonates et font l'hypothèse d'une productivité moindre au DMG. Dans l'océan Atlantique équatorial, les observations indiquent une augmentation de la productivité océanique au DMG, à la fois dans l'*upwelling* de Mauritanie, dans celui du Benguela et dans l'*upwelling* équatorial.

Les indices retrouvés dans les carottes sédimentaires nous renseignent non seulement sur la productivité marine totale, mais aussi parfois sur le type d'organismes phytoplanctoniques responsables de cette production.

La figure 1.8 montre les variations de CaCO_3 et de silice biogène dans une carotte prélevée dans l'Atlantique au nord du front polaire actuel. Ces données ont été interprétées comme une possible modification de la structure de l'écosystème. Elles montreraient que la forte productivité au DMG dans la zone 40°S–55°S aurait été liée à la prédominance d'espèces siliceuses, les diatomées. Ce type de phytoplancton a un rôle clé dans le cycle du carbone océanique car il participe largement à l'export de carbone vers l'océan profond.

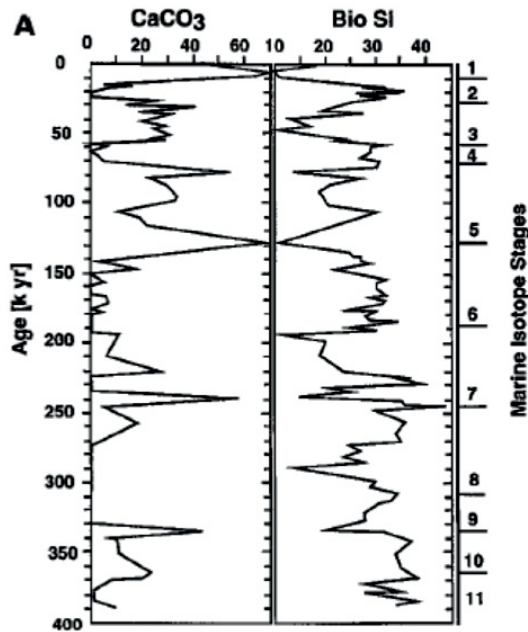


FIG. 1.8 – Pourcentages de calcite et de silice biogène dans une carotte prélevée dans l'Atlantique Sud, au nord du front polaire actuel. D'après Falkowski *et al.*, 1998.

Mais trop peu de données et les difficultés liées à l'interprétation de ces données (variations des taux de dissolution, de sédimentation) ont empêché les scientifiques d'aller beaucoup plus loin.

1.2.2.2 Productivité terrestre

Il n'existe malheureusement pas de données continentales permettant d'estimer directement la productivité des écosystèmes à l'échelle globale pour les périodes passées. En fait, la quantification de la productivité est même difficile pour la période actuelle. Néanmoins, les conditions environnementales suggèrent clairement une productivité continentale nettement plus faible en période glaciaire. En effet, la plus faible température et le plus faible niveau de précipitations conduisent nécessairement à une réduction de la photosynthèse, et donc de la productivité continentale. De plus, le niveau de CO_2 glaciaire (inférieur à 200 ppmv) inhibe également la photosynthèse des plantes. Le seul élément qui pourrait contribuer à une augmentation de la productivité continentale au LGM est la baisse globale d'environ 120 mètres du niveau des mers, faisant apparaître de nouvelles terres émergées, potentiellement colonisables par les écosystèmes terrestres. Différentes approches existent néanmoins pour

tenter de reconstruire la productivité continentale, ou au moins l'étendue des différents types d'écosystèmes.

À l'échelle globale, tout d'abord, la meilleure contrainte sur la productivité des écosystèmes terrestres vient des données issues des sédiments océaniques. En effet, ces enregistrements montrent une baisse de 0,03 % du $\delta^{13}\text{C}$ du carbone océanique pendant la dernière période glaciaire. Cette variation s'explique par un transfert du continent vers l'océan (via l'atmosphère) de carbone continental, appauvri en isotope lourd ^{13}C , en raison de la discrimination de l'isotope lourd lors de la photosynthèse. Connaissant cette discrimination isotopique, cette anomalie peut se traduire en un flux de carbone transféré du continent vers l'océan. Au premier ordre, on déduit de cette méthode que la biosphère continentale contenait environ 500 GtC de moins en période glaciaire qu'en interglaciaire (Shackleton, 1977 ; Bird, 1994).

Aux échelles plus locales, les pollens préservés dans des sédiments continentaux fournissent des informations sur la présence des différents types de plantes. Leur combinaison permet de reconstruire la distribution des grands types d'écosystèmes. Ces données montrent clairement que par exemple, au dernier maximum glaciaire, les écosystèmes forestiers de l'hémisphère nord (Eurasie et Amérique du Nord) occupaient moins de surface qu'à l'Holocène (Prentice *et al.*, 2000), les forêts boréales et tempérées voyant leur étendue réduite, et déplacée vers le sud (Fig. 1.9). Concernant la forêt boréale, une information à caractère plus intégré a pu être extraite des carottes de glace du Groenland. Les forêts sont en effet une source importante de composés organiques volatiles dont certains ont pu être retrouvés dans la glace du Groenland [Legrand et De Angelis, 1995]. Ainsi, l'acide formique émis directement par les feuilles d'arbres et produit par oxydation de l'isoprène et des mono terpènes émis par la végétation est un composé gazeux soluble dans l'eau. Comme le montre la figure 1.10, le comportement de cette espèce dans la glace du Groenland en fonction du climat contraste avec celui de toutes les autres espèces vues précédemment, avec des teneurs plus élevées en période chaude qu'en période froide et une réponse au changement climatique en retard de phase de plusieurs milliers d'années. Les teneurs voisines de 1 ppb au DMG commencèrent à augmenter il y a 14 000 ans, atteignant 5 ppb au début de l'Holocène pour passer par un maximum marqué de 12 ppb, il y a 5 000 ans environ. Cette évolution suit exactement la réinstallation de la forêt boréale faisant suite au retrait très progressif de la glace des Laurentides sur le Canada (retrait sur l'ouest canadien dès 10 000 ans, beaucoup plus tardif sur l'Est canadien). Notons que la réponse en retard de phase des teneurs en acide formique de la glace par rapport au changement climatique permet de s'affranchir du problème éventuel d'une modification des phénomènes post-dépôt de cette espèce volatile d'une période climatique à une autre. L'examen des teneurs en acide formique de la glace du Groenland sur le dernier cycle climatique a ainsi fourni des informations sur l'étendue des Laurentides, et, par exemple, que leur extension maximum, il y a 20 000 ans, a en fait perduré

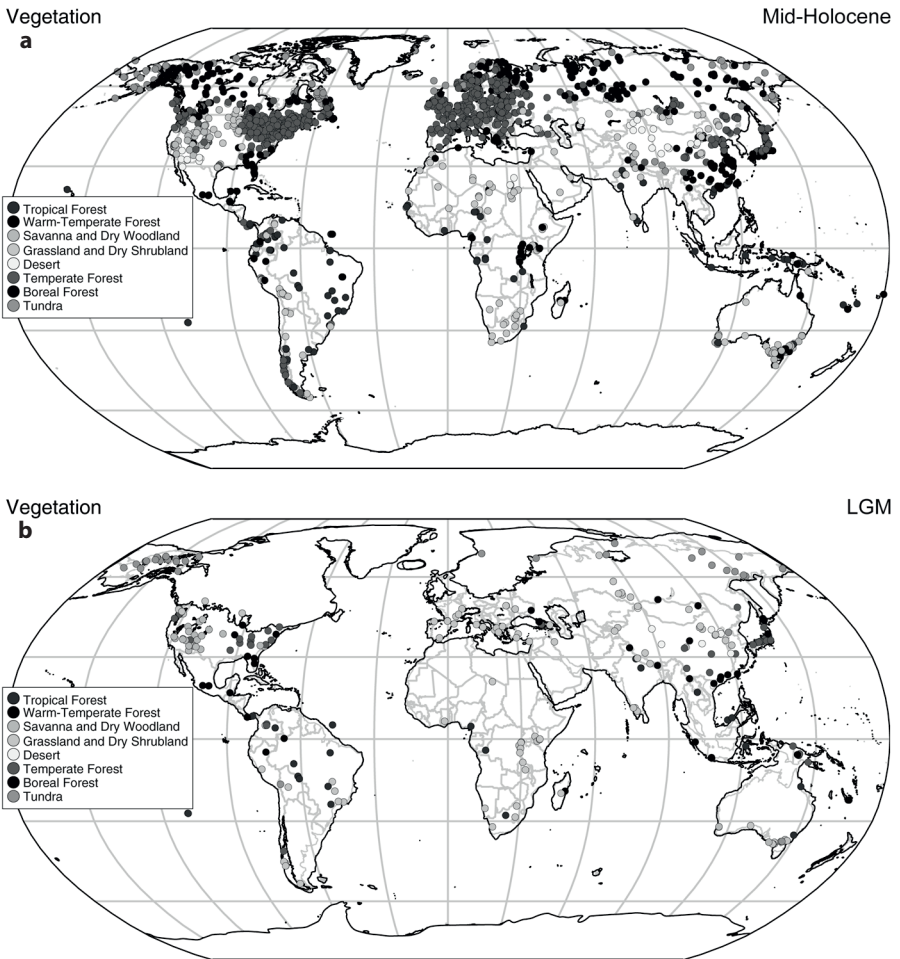


FIG. 1.9 – Compilation de données polliniques pour l’actuel, le moyen Holocène (il y a 6 ka) et le Dernier Maximum glaciaire (il y a 18 ka) indiquant la localisation des principaux types d’écosystèmes terrestres. Adapté de Braconnot *et al.*, 2012 (données issues de Harrison and Prentice, comm. pers.).

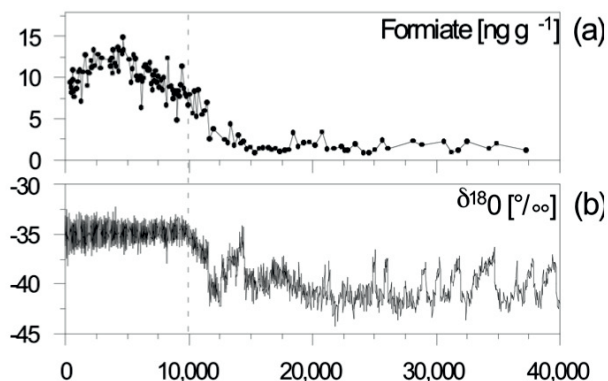


FIG. 1.10 – Teneurs en formiate de la neige au Groenland au cours des 40 000 dernières années comparées aux variations de δ^{18} . Adapté de Legrand et De Angelis, 1995.

entre 70 000 et 20 000 ans, malgré l'apparition d'un climat parfois un peu plus doux entre 30 000 et 60 000 ans (Legrand et De Angelis, 1995). Ces informations viennent avantagement compléter celles établies à partir des débris morainiques ou des pollens des sédiments continentaux.

Dans les tropiques, des steppes de type savane remplaçaient en partie les forêts tropicales actuelles. Bien que ces données donnent une image relativement correcte du couvert végétal en période glaciaire, elles ne renseignent pas sur la productivité proprement dite. Pour passer de la distribution des écosystèmes à la productivité, on fait appel à des modèles. Ils peuvent être excessivement simples (productivité fixe par type d'écosystème) ou mécanistes, comme les modèles de dynamique globale de végétation (DGVM). Ces modèles calculent en fonction du climat et de la concentration en CO_2 de l'atmosphère, le bilan de carbone et la répartition des principaux écosystèmes terrestres. Une des limitations de cette approche est qu'elle nécessite une bonne connaissance du climat de l'époque. Il est donc nécessaire de faire appel à des modèles de circulation générale qui simulent le climat moyen en période glaciaire, et ensuite de simuler à l'aide des DGVM la productivité terrestre. L'incertitude liée à la simulation du climat ajoutée à l'incertitude de la dynamique de la végétation donne une fourchette assez large d'évolution du stock de carbone continental (environ 200 à 800 GtC de moins au DMG par rapport à la période préindustrielle).

1.2.2.3 L'aérosol désertique

L'aérosol désertique contribue à la charge en aérosol de l'atmosphère et par là même, au forçage radiatif. Cet aérosol peut aussi, suite à son dépôt à la surface des océans, fertiliser certains écosystèmes marins.

Plusieurs indices laissent penser que l'atmosphère en période glaciaire était beaucoup plus chargée en aérosol désertique que notre atmosphère actuelle. Les archives glaciaires suggèrent que les taux de dépôts d'aérosol désertique aux hautes latitudes de l'hémisphère nord et de l'hémisphère sud étaient de deux à vingt fois plus importants en période glaciaire qu'en période interglaciaire (Petit *et al.*, 1999 ; Wolff *et al.*, 2006). Les données sédimentaires marines (Rea, 1994) et continentales suggèrent également des taux de dépôts beaucoup plus importants en période froide qu'actuellement. Ce sont en particulier l'étude des dépôts de loess (continentaux) et la proportion lithologique dans les sédiments marins qui ont permis de reconstituer les dépôts passés de poussières désertiques à la surface de notre planète. La figure 1.11 montre une compilation réalisée à partir de plusieurs de ces observations. La quasi totalité des sites montre des indices de dépôts plus élevées ($\times 2$ à $\times 200$) au Dernier Maximum glaciaire qu'à l'actuel.

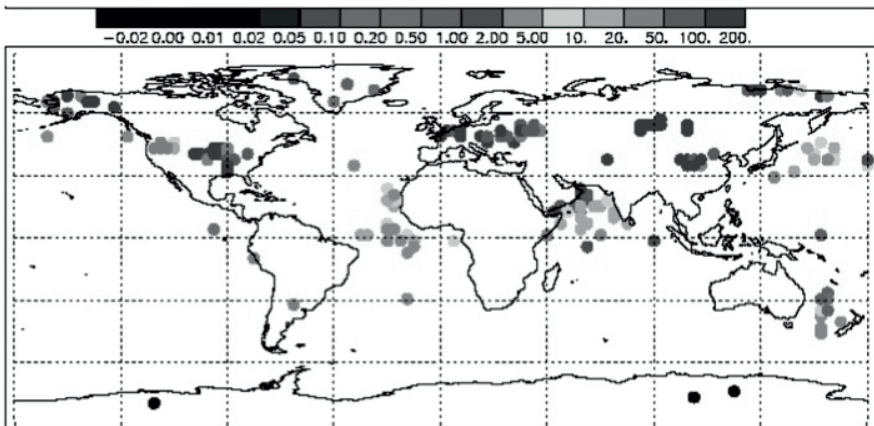


FIG. 1.11 – Compilation de données sédimentaires marines et terrestres permettant de reconstituer les variations de dépôts d'aérosols désertiques au Dernier Maximum glaciaire par rapport au pré-industriel. D'après Mahowald *et al.*, 2006.

1.3 Explications : les interactions climat-biogéochimie

1.3.1 Cycle du CO_2

Les enregistrements de la pression partielle de CO_2 et de la température dans les carottes de glace montrent une corrélation entre ces deux grandeurs pour les huit derniers cycles glaciaires-interglaciaires. Le forçage radiatif causé

par les variations du CO_2 dans l'atmosphère sur ces échelles de temps représente près du tiers des variations du forçage radiatif total nécessaire pour expliquer le changement du climat entre une période glaciaire et une interglaciaire. Cette constatation confère au CO_2 un rôle amplificateur, peut-être même un des rôles majeurs, dans les facteurs responsables de l'amplitude de ces variations. Pourtant, malgré cette importance, les mécanismes responsables des variations du CO_2 ne sont toujours pas clairement hiérarchisés.

1.3.1.1 La quête du graal des paléoclimatologues : les 80 ppmv !

Depuis plus de vingt ans et la mise en évidence de la corrélation entre climat et CO_2 pour les cycles glaciaires-interglaciaires, de nombreux scientifiques ont cherché à expliquer la variation du CO_2 sur ces échelles de temps et en particulier à identifier les mécanismes susceptibles d'expliquer son amplitude, soit plus de 80 ppmv. Le nombre d'hypothèses évoquées, dont certaines sont carrément ésotériques, n'a cessé de croître. Mais aucun scénario réaliste n'a pour l'instant rencontré l'adhésion de la communauté internationale. Plusieurs articles de revue ont été publiés ces dernières années (Broecker et Henderson, 1998 ; Archer *et al.*, 2000 ; Sigmann et Boyle, 2000), et le lecteur y trouvera une information extensive sur les différents scénarios envisagés.

La majeure partie du carbone sur Terre est contenue dans les roches carbonatées, mais ce réservoir a un temps de résidence tellement long qu'il ne peut intervenir pour expliquer les variations du CO_2 atmosphérique sur les échelles de temps glaciaires-interglaciaires, alors qu'il joue probablement un rôle fondamental (en lien avec le volcanisme et l'érosion, voir Godderis) sur les évolutions aux échelles de temps géologiques.

Le carbone de la biosphère terrestre est disponible sur des échelles de temps beaucoup plus courtes. Ce carbone étant appauvri en isotope lourd ^{13}C , l'évolution du $\delta^{13}\text{C}$ du CO_2 total dissous dans l'océan global permet de calculer au premier ordre le sens et l'importance de ce transfert. Les mesures de $\delta^{13}\text{C}$ dans les carbonates des sédiments marins (qui indiquent un enrichissement en ^{12}C en période glaciaire) montrent que la biosphère terrestre, bénéficiant de conditions moins favorables à son développement (notamment la sécheresse) aurait relâché du carbone en période glaciaire (Shackleton *et al.*, 1977). La quantité de carbone relâchée par la biosphère terrestre (Fig. 1.12), estimée à 500 PgC (Bird *et al.*, 1994), serait responsable au contraire d'une augmentation de 15 ppmv de la $p\text{CO}_2$ atmosphérique, en période glaciaire. Ce n'est donc plus une diminution de 80 ppmv au DMG qu'il faut expliquer, mais de près de 100 ppmv !

La plupart des modèles de biosphère terrestre utilisés pour simuler les stocks de carbone sur les continents au DMG montrent une diminution de ce stock de l'ordre de quelques centaines de PgC, une quantité compatible avec les estimations issues des données isotopiques. Certains scientifiques ont cependant émis l'hypothèse que des quantités importantes de carbone piégées dans les sols aient été emprisonnées sous l'avancée des calottes laurentides

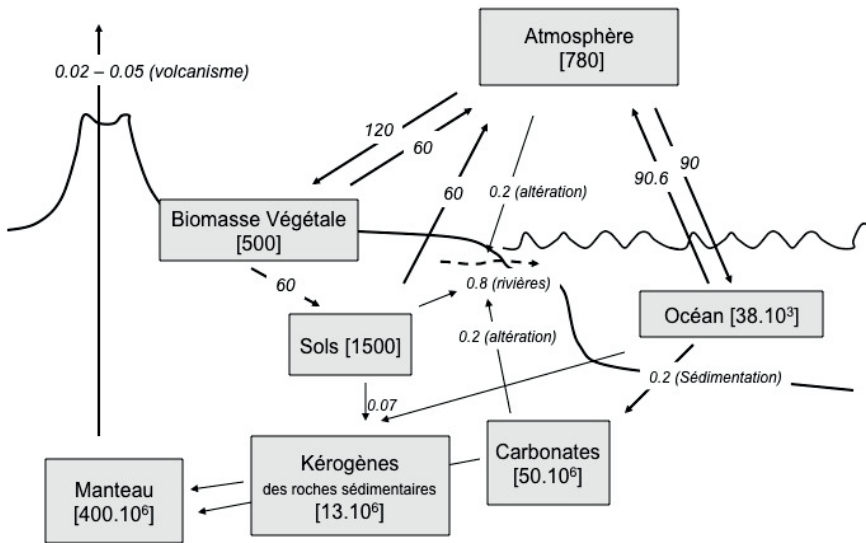


FIG. 1.12 – Cycle naturel du carbone. Les flux sont exprimés en PgC/an et la taille des différents réservoirs en PgC.

et fennoscandienne dans l'hémisphère nord. Cette hypothèse pourrait expliquer une part importante de la diminution du CO_2 en période glaciaire, mais elle n'est construite malheureusement sur aucune observation véritable et se heurte à la vérité des données isotopiques.

L'océan est en fait le seul candidat qui peut expliquer le sens et l'amplitude des variations glaciaires-interglaciaires de CO_2 : il contient assez de carbone pour moduler les variations atmosphériques et il répond sur des échelles de temps de 1 000–10 000 ans. Mais le cycle du carbone dans l'océan est relativement complexe : il fait à la fois intervenir des processus physiques, chimiques et biologiques.

Plusieurs études proposent une synthèse des différentes hypothèses envisagées (Broecker et Henderson, 1998 ; Archer *et al.*, 2000 ; Sigmann et Boyle, 2000). La figure 1.13 classe ces hypothèses en fonction du mécanisme invoqué.

Le premier groupe d'hypothèses fait appel à une diminution de la pompe physique par solubilité. Parce que le CO_2 est plus soluble dans l'eau froide, le refroidissement des eaux de surface en période glaciaire conduit à une absorption de CO_2 par l'océan et donc à une diminution de la $p\text{CO}_2$ atmosphérique. Mais l'amplitude du refroidissement ne peut expliquer qu'une petite fraction des 100 ppmv (entre 20 et 30 ppmv selon le refroidissement envisagé pour les eaux de surface). En contrepartie, la diminution du niveau marin (de 120 m) et l'augmentation de la salinité qui en découle (de 3 %), conséquences d'un stockage plus important d'eau douce dans les calottes polaires au DMG, jouent

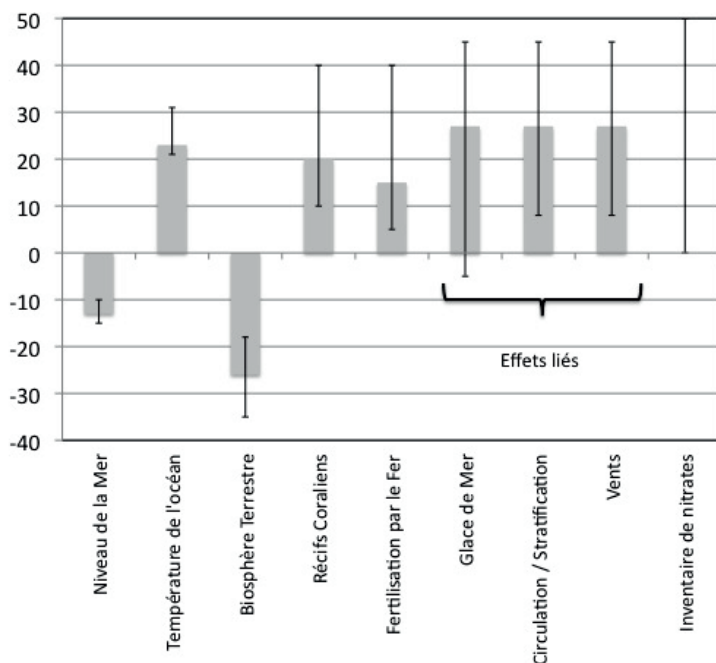


FIG. 1.13 – Principaux mécanismes évoqués pour expliquer la différence de CO_2 atmosphérique entre périodes glaciaires et interglaciaires. D'après Ridgwell, 2009. SOLAS Book.

dans le sens contraire et conduiraient à un effet combiné température-salinité de seulement ~ 10 ppmv sur l'augmentation du CO_2 en période interglaciaire.

Parmi les mécanismes physiques, des modifications de la couverture de glace de mer ou de la stratification de l'océan de surface ont également été évoquées. En utilisant des modèles océaniques simplifiés, certains auteurs expliquent la diminution des 80 ppmv par l'impact de la couverture de glace de mer ou de la stratification des eaux de surface sur les flux de carbone dans l'océan Austral. Stratification et glace de mer agiraient en bloquant le dégazage de carbone, particulièrement important dans cette région à l'actuel. Mais ces auteurs utilisent des modèles en boîtes dont la sensibilité à la modification des flux océan-atmosphère aux hautes latitudes est encore largement sujette à débat. Les mêmes expériences reproduites avec des modèles océaniques plus complexes ne fournissent pas une réponse de la $p\text{CO}_2$ atmosphérique aussi prononcée que celle calculée à partir de modèles simplifiés.

Le second groupe d'hypothèses concerne la pompe biologique et l'export de carbone sous forme de matière organique. Dès le début des années 1980, Broecker fait l'hypothèse d'une augmentation de la concentration moyenne de macronutriments (PO_4) en période glaciaire, conséquence de la dissolution des

sédiments découverts par la baisse du niveau marin (*shelf hypothesis*). Cela stimulerait la pompe biologique et l'export de carbone vers l'océan profond. Des variantes de cette hypothèse (augmentation de la pompe biologique) ont été proposées. Boyle, en 1988, a suggéré que les modifications de la circulation en période glaciaire pourraient être responsables d'une augmentation de l'export via une redistribution verticale des macronutriments.

Plus récemment, la mise en évidence d'une limitation par le fer de la croissance du phytoplancton et l'augmentation en période glaciaire des dépôts de poussières riches en fer à la surface de l'océan fournissent un mécanisme d'intensification de la pompe biologique (« *Give me half a tanker of iron and I'll give you the next ice age.* », Martin, 1988). Plusieurs modèles biogéochimiques océaniques ont été utilisés pour tester cette hypothèse. Ils montrent que cette hypothèse ne pourrait expliquer qu'une dizaine de ppmv de variation entre glaciaire et interglaciaire. On observe d'ailleurs que les faibles dépôts d'aérosol désertique dans les carottes de glace antarctiques sont atteints bien avant la fin de l'augmentation du CO₂ durant les déglaciations (voir la figure 1.6), suggérant que ce mécanisme ne peut suffire à expliquer l'évolution du CO₂.

Les modifications du cycle de l'azote et du contenu en nitrates de l'océan ont aussi été évoquées comme pouvant expliquer, au moins en partie, une stimulation de la pompe biologique et la diminution du CO₂ atmosphérique en période froide. Falkowski a proposé à la fin des années 1990 que la fixation de l'azote atmosphérique par certaines bactéries avait été stimulée en période froide par les dépôts de poussières riches en fer, entraînant une augmentation du contenu en nitrates de l'océan mondial et une stimulation de la pompe biologique.

Enfin, le troisième groupe d'hypothèses visant à expliquer la diminution de la $p\text{CO}_2$ atmosphérique fait appel à des changements de l'alcalinité et du pH de l'océan. Une augmentation de l'érosion continentale, une diminution de la calcification récifale conduisent à une augmentation de l'alcalinité dans l'océan et donc à une absorption de carbone. Une diminution du « *rain-ratio* », c'est-à-dire du rapport entre la production exportée de calcite et la production exportée de matière organique, conduit également à une augmentation de l'alcalinité en surface et à un flux de CO₂ de l'atmosphère vers l'océan. Un mécanisme permettant de diminuer le *rain-ratio* invoque l'augmentation des dépôts de poussières en période glaciaire qui contiennent de la silice. Cette silice une fois dissoute dans l'eau de mer favorise le développement des diatomées au détriment du phytoplancton à tests calcaires, conduisant ainsi à une diminution du *rain-ratio*.

Les mécanismes basés sur des modifications du cycle de la calcite et de l'alcalinité de l'océan font intervenir le réservoir sédimentaire profond. Tout déséquilibre de ce cycle conduit à une variation de l'alcalinité qui modifie l'enfouissement ou la dissolution des sédiments calcaires sur le plancher océanique jusqu'à un nouvel état d'équilibre. C'est le mécanisme de compensation de la calcite. Ainsi, on peut distinguer deux temps caractéristiques pour ces

mécanismes : le premier est de l'ordre du siècle au millénaire et correspond à l'équilibre des traceurs sur la colonne d'eau. Le second fait intervenir le réservoir sédimentaire supérieur, et correspond à l'équilibre du pH océanique ; son temps caractéristique est plutôt de l'ordre de 10 000 ans. Ces mécanismes liés à une réorganisation majeure du système des carbonates marins (augmentation de l'alcalinité, modification du *rain-ratio*) semblent en contradiction avec quelques observations qui ne montrent qu'un déplacement minime de la lysocline.

1.3.1.2 Le phasage dans le temps des différents mécanismes permet en partie de contraindre le système

Les indications contenues dans les archives glaciaires et sédimentaires nous apportent nettement plus d'information que l'information sur la seule amplitude de la transition glaciaire-interglaciaire. La comparaison des différents enregistrements, sur une échelle d'âge commune, permet d'étudier la succession des événements (modifications des concentrations dans l'atmosphère, modifications des températures, du niveau des mers...) dans le temps.

Dans leur article de synthèse, Broecker et Henderson (1998) discutent des différents mécanismes et de leur déroulement au cours de la déglaciation. La comparaison des enregistrements à Vostok des isotopes de l'eau (paléotempérature), du CO₂, des poussières et du δ¹⁸O de l'air piégé dans la glace (*proxy* du volume de glace au premier ordre) pour l'avant-dernière transition glaciaire-interglaciaire leur permet d'éliminer un certain nombre des hypothèses discutées précédemment. Ils se basent sur le phasage entre ces différents enregistrements : tous les mécanismes liés à la remontée du niveau marin (*shelf hypothesis*, diminution des récifs coralliens), au refroidissement des eaux de surface dans l'Atlantique Nord et à la réorganisation de la circulation thermo haline semblent trop tardifs pour rendre compte de façon significative de l'augmentation du CO₂ atmosphérique.

Les variations du CO₂ atmosphérique semblent particulièrement bien corrélées et proches dans le temps des variations de la température en Antarctique. Il a été montré que le CO₂ « suivait » la température antarctique de quelques centaines d'années, même s'il y a encore débat sur la valeur exacte de ce retard. Ces constatations donnent plus de poids aux hypothèses invoquant un rôle important de l'océan Austral dans le contrôle du CO₂ atmosphérique. Cet océan est la région du monde où se forment aujourd'hui, et en grande quantité, les eaux les plus denses de l'océan. C'est aussi une des régions où ont lieu d'importantes remontées d'eaux riches en éléments nutritifs (nitrates et phosphates) vers la surface. Par manque de fer, une partie importante de ces éléments macro-nutritifs n'est pas utilisée aujourd'hui par le phytoplancton.

Les hypothèses les plus discutées actuellement combinent des modifications de la circulation de l'océan Austral (formation d'eaux très salées, très denses et riches en carbone, stratification de l'océan en réponse à la diminution des vents

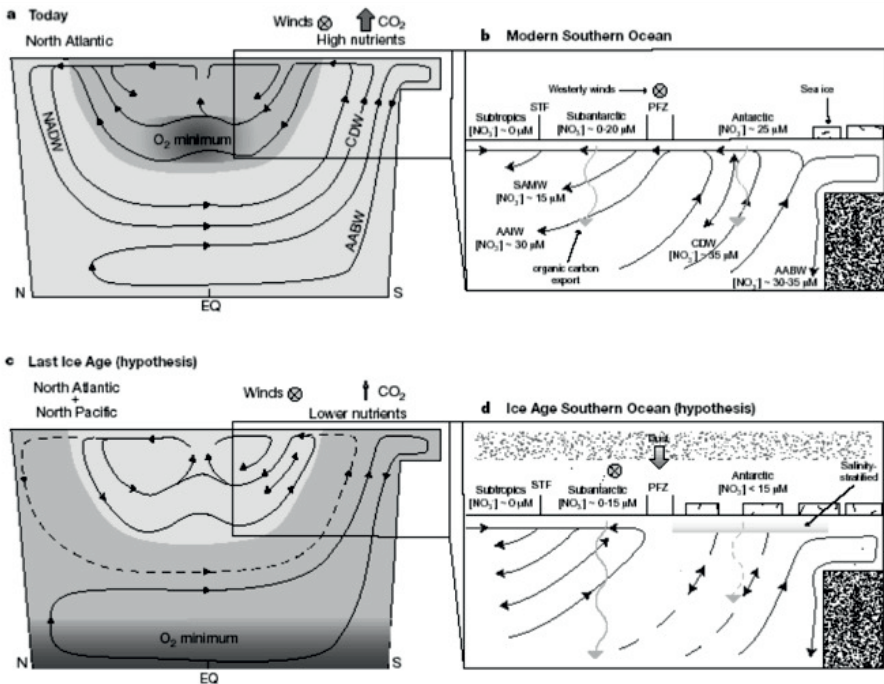


FIG. 1.14 – Représentation simplifiée d'un mécanisme permettant d'expliquer la diminution du CO₂ en période glaciaire et combinant augmentation de la productivité océanique et modification de la circulation dans l'océan Austral (d'après Sigman et Boyle, 2002).

d'ouest en période froide) et de la pompe biologique (apports désertiques, modification du *rain-ratio*...) (Fig. 1.14).

La comparaison des enregistrements de l'entrée en glaciation et du déroulement de la période glaciaire jusqu'à son paroxysme a également permis de tirer certaines conclusions. La comparaison des enregistrements de dépôts de poussières et de CO₂ entre le précédent interglaciaire (stade 5e, il y a ~125 000 ans) et le début de la période glaciaire (stades 5a-5d) montre en particulier que le CO₂ a déjà diminué de près de 50 ppmv sans augmentation significative du transport de poussières. Cela semble confirmer le rôle seulement secondaire de ce mécanisme de fertilisation dans la variation du CO₂ atmosphérique. En comparant la paléoprodutivité reconstruite pour les stades 5a-5d, pour le DMG et pour l'Holocène, Kohfeld *et al.* (2003) ont montré peu de différences de productivité marine entre les stades 5e et 5d, alors que le CO₂ est largement différent, confirmant un rôle sans doute seulement partiel de la biologie marine dans les variations glaciaires-interglaciaires du CO₂ atmosphérique.

1.3.1.3 À plus courte échelle de temps, des variations rapides du CO₂ atmosphérique

Des variations de la concentration de CO₂ dans l'atmosphère sont aussi enregistrées à plus courte échelle de temps, en particulier en phase avec les épisodes climatiques abrupts enregistrés en période glaciaire (événements d'Heinrich, événements de Dansgaard-Oeschger, D-O) et pendant la déglaciation (événement du Dryas récent et événement de 8,2 ka). L'amplitude de ces variations est toujours inférieure à 25 ppmv et est considérée comme plus faible, relativement aux niveaux moyens dans l'atmosphère, que les variations du méthane et de l'hémioxyde d'azote sur les mêmes échelles de temps.

Pour les événements de D-O, les variations du CO₂ sont plutôt en phase avec la température antarctique, montrant encore une fois l'importance de l'océan Austral dans le contrôle du CO₂ atmosphérique.

Ces événements couplant CO₂ et climat sur des échelles de temps millénaires constituent des observations cruciales pour évaluer les modèles couplant système climatique et cycle du carbone. Plusieurs modèles, de complexité limitée, ont été utilisés pour simuler ces événements de façon théorique. Les résultats obtenus sont contradictoires : certains modèles attribuent une part importante des variations du CO₂ atmosphérique aux modifications de la biosphère terrestre ; d'autres, au contraire, montrent une réponse importante du couple physique-biologie dans l'océan Austral, ce qui permettrait d'expliquer des variations de l'ordre de 20 ppmv en phase avec les températures antarctiques.

1.3.2 Cycle du méthane

Le méthane est connu comme « le gaz des marais ». Et pour cause : en conditions interglaciaires, près des trois quarts des émissions naturelles de ce gaz proviennent de la décomposition de la matière organique en condition anaérobie (absence d'oxygène), dans les zones marécageuses. Au contraire du CO₂, le méthane provient donc essentiellement du domaine continental. On estime à environ 150 Mt par an les flux intégrés de méthane depuis ces écosystèmes, distribués pour trois quarts en domaine tropical, et pour un quart en domaine boréal. S'ajoutent d'autres sources naturelles plus minoritaires, impliquant soit une décomposition organique en anaérobiose (digestion des ruminants et des termites), soit une décomposition thermique (feux de biomasse), soit des émanations directes de réservoirs naturels de gaz, comme les volcans de boue, les réservoirs d'hydrates de méthane ou encore les réservoirs d'hydrocarbures au sens large. L'océan mondial constituerait une source minoritaire de méthane ; il s'agit surtout d'émissions en domaine côtier, l'océan ouvert n'étant que très légèrement sursaturé en méthane par rapport à l'atmosphère. Une source plus controversée a été récemment mise à jour : l'émission directe de méthane par les plantes en conditions aérobies, sous l'influence

du rayonnement ultraviolet. L'amplitude de cette source demeure toutefois encore plus mal cernée que les sources précédemment citées.

Une fois émis dans l'atmosphère, le méthane est essentiellement détruit chimiquement. Il réagit préférentiellement avec le radical hydroxyle OH, produit par la photolyse de l'ozone en région tropicale, et la réaction des sous-produits avec la vapeur d'eau. On estime à 85 % la part de ce mécanisme dans la destruction atmosphérique du méthane. Les 15 % résiduels sont détruits par des mécanismes comme l'oxydation par les radicaux chlorés dans la couche limite océanique, l'oxydation par l'oxygène excité dans la stratosphère, ou encore l'oxydation par des bactéries méthanotrophes dans les sols non saturés en eau et poreux. Ces mécanismes de destruction sont relativement lents ; on calcule un temps de résidence atmosphérique des molécules de méthane (temps nécessaire pour que la concentration diminue d'un facteur 2,7) de l'ordre de dix ans.

Le doublement du méthane durant les transitions glaciaire-interglaciaires, tout comme les augmentations brutales pouvant atteindre 200 ppbv en 150 ans durant les événements millénaires D-O, implique donc soit une augmentation des sources, soit une diminution du puits par oxydation (et donc une augmentation du temps de résidence de CH₄), soit encore, une combinaison des deux phénomènes. On ne dispose hélas d'aucun *proxy* intégrateur permettant d'évaluer indépendamment du méthane lui-même l'importance relative des variations des sources et des puits. En marge de quelques tentatives infructueuses pour estimer l'évolution de la capacité oxydante de l'atmosphère (teneur en radicaux OH) à partir des archives glaciaires, l'évolution du puits est estimée par la simulation de modèles photochimiques prenant en compte les réactions chimiques les plus importantes dans l'atmosphère, et forcés par les conditions climatiques simulées par les modèles climatiques en conditions glaciaires et interglaciaires. Ces simulations suggèrent en général une augmentation des OH en période glaciaire, essentiellement par deux effets additionnels : d'une part, la diminution des teneurs en méthane engendre une rétroaction positive favorisant des teneurs plus élevées en OH et donc un puits de méthane plus important (diminution du temps de résidence de CH₄), d'autre part, la végétation tropicale moins dense pendant la période glaciaire réduit considérablement les émissions de composés organiques volatiles comme l'isoprène ou les terpènes, également consommateurs d'OH. Il en résulte une augmentation des teneurs glaciaires en OH, entraînant également une diminution du temps de vie du méthane (Valdes *et al.*, 2005).

Du côté des sources de méthane, on ne dispose que d'informations très clairsemées sur, par exemple, l'étendue des zones marécageuses ou l'accumulation de tourbes en régions boréales. Aucune de ces informations ne revêt un caractère global. On utilise donc des modèles plus ou moins complexes permettant d'estimer l'étendue de ces écosystèmes comme produit sous-maille d'une végétation, d'un climat et d'une topographie donnée, en s'appuyant notamment sur les DVGM. Les résultats sont contradictoires, certains concluant

à une forte diminution de l'étendue des zones marécageuses en conditions glaciaires (Chappellaz *et al.*, 1993 ; Valdes *et al.*, 2005), d'autres suggérant à l'inverse (Kaplan, 2002). Le rôle relatif des marécages boréaux et tropicaux demeure aussi très débattu. La présence des calottes de glace des Laurentides et de la Fennoscandie durant le maximum glaciaire a nécessairement fait disparaître les zones marécageuses actuellement développées sur ces régions, mais celles-ci ont pu aussi migrer vers des latitudes plus basses. Dans les tropiques, la réduction de l'intensité des moussons asiatiques ou africaines en condition glaciaire a nécessairement réduit l'étendue des marécages permanents ou saisonniers de ces régions. Mais l'émergence du plateau continental de Sunda entre l'Indonésie et les Philippines, en lien avec la baisse du niveau des mers, a pu favoriser le développement de marécages compensant en partie ou en totalité la disparition partielle de ceux associés aux moussons. Néanmoins, l'ensemble des modèles simulent une réduction des émissions de CH₄ provenant des *wetlands* au DMG (de l'ordre de 25 %), et ce en raison de la plus faible productivité continentale. Au niveau des émissions de méthane liées à la combustion de biomasse, là encore, les rares estimations ne reposent que sur les modèles de végétation. De manière peu surprenante, la forte réduction de biomasse en période glaciaire, liée aux conditions froides et à la faible teneur en CO₂, conduit à une réduction des feux de biomasse et donc à une réduction (−30 à −50 %) des émissions de méthane associées (Valdes *et al.*, 2005).

Des éléments de réponse apparaissent désormais également grâce aux contraintes additionnelles fournies par le gradient interpolaire de méthane, ainsi que ses isotopes (Fischer *et al.*, 2008). En combinant l'ensemble de ces données dans un modèle en boîte, les conclusions suivantes s'établissent : lors de la dernière déglaciation, les émissions de méthane provenant des marécages boréaux, inexistantes en glaciaire, se sont activées, rendant compte d'environ un tiers du signal observé. Un autre tiers est attribuable aux marécages tropicaux. Enfin un dernier tiers relèverait de l'augmentation concomitante du temps de résidence du méthane, due à une diminution des OH (augmentation des émissions de composés organiques volatiles au cours de la déglaciation). En revanche, ni les feux de biomasse ni les dégazages d'hydrates ne seraient susceptibles d'expliquer l'évolution combinée de ces signaux issus des carottes de glace.

Durant plus de deux décennies, le débat a fait rage quant à la contribution possible des dégazages d'hydrates à l'évolution temporelle du méthane, mais aussi à l'évolution climatique passée. Le chercheur américain James Kennett symbolise ce scénario. En effet, avec de nombreux collègues, il a démontré l'existence d'anomalies isotopiques dans les coquilles des foraminifères benthiques, mais aussi parfois planctoniques, en différents lieux océaniques, anomalies prenant place au moment des réchauffements climatiques rapides de type D-O. De telles anomalies ne semblent pouvoir s'expliquer que par l'injection massive dans l'océan de carbone appauvrie en ¹³C. Or seul le méthane est susceptible de créer de forts appauvrissements isotopiques, en raison de

sa signature propre lorsqu'il est produit par décomposition de la matière organique. D'un mécanisme explicatif pour l'évolution du méthane, ce scénario devenait même un moyen d'expliquer les changements climatiques correspondants. En effet, le dégazage catastrophique de réservoirs d'hydrates dans les fonds océaniques pouvait conduire à une brutale augmentation de l'effet de serre, déclenchant ensuite la succession de rétroactions physiques et biogéochimiques conduisant à un réchauffement climatique. Le lissage de la composition atmosphérique lors du piégeage des gaz dans la glace aurait par ailleurs masqué de tels événements catastrophiques dans les carottes de glace.

Désormais, on dispose de plusieurs arguments en défaveur de ce scénario catastrophique. D'abord, la signature isotopique du méthane dans la glace qui, comme indiqué auparavant, ne peut pas être réconciliée avec un dégazage de clathrates. Ensuite, la chronologie des événements : pour chaque augmentation rapide du méthane étudiée dans les carottes de glace du Groenland (qu'elle soit associée aux événements D-O ou à la déglaciation), on observe une concomitance ou une légère avance du réchauffement correspondant à la surface du Groenland. Ceci s'oppose clairement à un scénario dans lequel les hydrates agissent comme déclencheurs d'un réchauffement. Enfin, bien souvent, on observe une augmentation parallèle du protoxyde d'azote. Or ce gaz est inexistant dans les hydrates de gaz. Cette observation confirme le fait que des modifications de la biosphère terrestre peuvent prendre place suffisamment vite et amplement pour rendre compte des variations du méthane.

1.3.3 Cycle de l'azote

Le protoxyde d'azote (N_2O) est un gaz à effet de serre important. Sa concentration a augmenté de près 20 % depuis les débuts de la période industrielle, passant de 270 ppbv en 1800 à près de 320 ppbv aujourd'hui. Il serait responsable d'une augmentation du forçage radiatif de la Terre sur cette période de près de $0,16 \text{ W/m}^2$, ce qui représenterait, par ordre d'importance, le troisième facteur responsable de l'augmentation du forçage radiatif et du changement climatique actuel après le CO_2 et le CH_4 (IPCC, 2007). Les mesures des isotopes du protoxyde d'azote (^{15}N et ^{18}O) réalisées dans l'air de la glace confirment l'origine anthropique de cette augmentation (Bernard *et al.*, 2006) ; ces mesures sont compatibles en particulier avec une augmentation liée à l'intensification de l'agriculture et l'utilisation d'engrais. Mais N_2O a également varié dans le passé pour des causes purement naturelles.

1.3.3.1 Au cours du Quaternaire, N_2O varie en phase avec CH_4 et CO_2

Peu de données permettent d'expliquer les variations glaciaire-interglaciaires et millénaires du N_2O . Le cycle naturel du N_2O sur ces échelles de temps est régi par deux sources d'à peu près égale importance aujourd'hui,

une source océanique (estimée à 4 ± 2 TgN/an) et une source terrestre (estimée à 7 TgN/an pour sa partie naturelle), et par un puits atmosphérique principalement lié à la photolyse de la molécule N_2O dans la stratosphère (12 Tg/yr). Des études de modélisation simulant la chimie de l'atmosphère au cours des derniers milliers d'années suggèrent que le puits de N_2O au DMG était semblable à l'actuel (Crutzen, 1993), ce qui correspond à une durée de vie de ~ 120 ans pour le N_2O dans l'atmosphère. Ce serait donc les variations des sources qui seraient responsables des modifications de sa concentration atmosphérique au cours du Quaternaire.

Les données isotopiques, en particulier les mesures de ^{15}N du N_2O , permettent de séparer la source océanique et la source terrestre, car la première montre en général des signatures isotopiques enrichies par rapport à la deuxième (probablement par une plus forte importance relative du processus de dénitrification dans la production de N_2O en milieu océanique). Ces données suggèrent que le rapport source marine/source terrestre n'a pas varié au cours des derniers 33 ka (Sowers *et al.*, 2003). Ces deux sources montreraient des variations en phase, avec une augmentation de près de 40 % en période chaude par rapport aux périodes froides.

Les mécanismes permettant d'expliquer ces variations sont encore largement hypothétiques. La production de N_2O dans l'océan est en règle générale liée à l'existence de zones sub-oxiques, pauvres en oxygène, que l'on trouve à l'aplomb de quelques-unes des grandes régions productrices (l'Est du Pacifique tropical, la mer d'Arabie). Dans ces zones pauvres en oxygène dissous, les nitrates sont utilisés par les micro-organismes comme source d'oxygène au cours des réactions de dénitrification conduisant à la reminéralisation de la matière organique ; le protoxyde d'azote (N_2O) est un sous-produit de ces réactions. Une diminution de la source de N_2O en période glaciaire pourrait être la conséquence d'une diminution de l'extension de ces zones, diminution qui serait elle-même la conséquence de modifications de la dynamique océanique ou de la productivité marine locale qui conduiraient à une augmentation de l'oxygène dissous en sub-surface. Cette hypothèse n'est cependant qu'en partie supportée par les reconstructions de paléoprodutivité (voir 1.2.1).

Une autre hypothèse relative à la source marine est liée à l'extension des surfaces inondées des plateformes continentales. Les estimations récentes suggèrent qu'une partie importante de la production marine de N_2O provient des plateaux continentaux (entre 0,6 et 2,7 TgN/an). La baisse significative du niveau marin (-120 m) en période froide aurait largement limité les surfaces inondées en bordure de continent et la source de N_2O associée.

Plusieurs auteurs (Sowers *et al.*, 2003 ; Fluckiger *et al.*, 2004) ont également mis en évidence des variations, de l'ordre de 40 ppbv, de la concentration de N_2O dans l'atmosphère, en phase avec les événements de Dansgaard-Oeschger. Ces variations de N_2O diffèrent substantiellement, par leur amplitude, des variations du CH_4 . Alors que l'enregistrement du méthane montre une corrélation assez forte avec l'insolation des basses et moyennes latitudes

de l'hémisphère nord, ce n'est pas le cas pour le N_2O . La concentration de N_2O commence à augmenter avant celle du méthane (pendant la phase de réchauffement de l'hémisphère sud), puis les concentrations des deux gaz atteignent leur maximum au moment du pic de la phase chaude de l'événement de D-O. Ces informations sont compatibles avec un rôle substantiel dans l'évolution du N_2O à la fois de la source marine et de la source terrestre : pour la source marine (plutôt hémisphère sud), en phase avec la période de réchauffement au sud, et pour la source terrestre (plutôt hémisphère nord), en phase avec la période de réchauffement au nord.

Très peu de travaux en modélisation se sont pour l'instant intéressés aux variations de la concentration de N_2O dans l'atmosphère sur les dernières centaines de milliers d'années. Une simulation pour l'épisode du Dryas récent suggère une variation conjointe des sources marines et terrestres de N_2O pour expliquer les variations mesurées pendant cet événement.

1.3.3.2 L'azote comme élément nutritif limitant la productivité marine

Le cycle de l'azote intéresse les paléoclimatologues à plusieurs titres. Comme évoqué dans la section sur les variations passées du CO_2 atmosphérique, l'azote joue un rôle particulièrement important dans le cycle du carbone océanique, via son rôle d'élément limitant de la productivité marine. Le contenu total de l'océan en azote assimilable par le phytoplancton (sous forme de nitrates ou d'ammonium) est de l'ordre de 600 PgN ; il est dépendant de l'intensité d'un puits (la dénitrification) et d'une source (la fixation d'azote), deux termes dont la quantification est largement incertaine dans l'océan actuel, mais qui sont estimés chacun à quelques centaines de TgN par an. Le temps de résidence de l'azote sous sa forme assimilable dans l'océan est donc de l'ordre de 3 000 ans.

Plusieurs auteurs ont proposé qu'un déséquilibre du cycle de l'azote dans l'océan, lié à une modification de la fixation d'azote, puisse conduire à une stimulation de la pompe biologique et une diminution du CO_2 dans l'atmosphère en période froide, et inversement en période chaude (Falkowski, 1997). Des études plus récentes, à partir de mesures du rapport $^{15}N/^{14}N$ dans les sédiments marins, ont apporté de nouveaux éléments. Il a été montré que le taux de dénitrification, en particulier dans la mer d'Arabie, avait pu varier considérablement, en phase avec les variations climatiques, et en particulier en phase avec les événements de Dansgaard-Oeschger. La diminution ou l'absence de dénitrification en période froide aurait ainsi largement contribué aux modifications du contenu en nitrates de l'océan, à la stimulation de la pompe biologique et à la diminution du CO_2 dans l'atmosphère (Altabet *et al.*, 2002).

Ces hypothèses qui reposent sur la stimulation de la pompe biologique par une augmentation du contenu en nitrates de l'océan sont toutefois largement dépendantes de l'évolution du rapport de Redfield : dans l'océan d'aujourd'hui, l'azote et le phosphore sont utilisés sous forme de nitrate (ou

d'ammonium) et de phosphate par le phytoplancton pour sa photosynthèse dans un rapport molaire de 16:1 (rapport de Redfield). Les concentrations dans l'océan de ces composés (nitrate et phosphate) sont également très proches de ce rapport. Ainsi, toute augmentation du contenu en nitrates de l'océan serait accompagnée par une limitation de la productivité marine par les phosphates, réduisant significativement la stimulation de la pompe biologique. D'éventuelles variations de ce rapport de Redfield, en fonction des conditions environnementales ou des différents groupes phytoplanctoniques sont des questions encore largement ouvertes aujourd'hui.

1.3.4 Cycle du soufre

Le cycle du soufre intéresse les climatologues, parce qu'il conduit à la formation d'acide sulfurique (H_2SO_4), un aérosol submicronique qui réfléchit efficacement le rayonnement solaire (effet direct) et qui, de par son caractère fortement hygroscopique, influence la physique du nuage (effet indirect). Il est formé dans l'atmosphère par oxydation du SO_2 dont l'émission liée à la combustion des réserves fossiles atteint 35–45 Tg/an. Le GIEC estime que via l'augmentation de l'aérosol sulfaté dans l'atmosphère, les émissions anthropiques de SO_2 seraient responsables d'un forçage radiatif de $-0,4 \text{ W/m}^2$, soit un forçage de signe opposé mais représentant près du tiers du forçage radiatif lié à l'augmentation du CO_2 dans l'atmosphère ($+1,2 \text{ W/m}^2$). Comme souligné précédemment, la comparaison de ces deux valeurs n'a qu'une signification très limitée, le forçage de l'aérosol pouvant par exemple être beaucoup plus important au-dessus des régions fortement anthropisées de l'hémisphère nord. De plus, l'évolution temporelle des émissions anthropiques de SO_2 varie beaucoup d'un continent à l'autre, les émissions ont atteint un maximum dans les années 1980 en Europe de l'Ouest et aux USA, tandis qu'une accélération de leur croissance est en cours en Inde par exemple. Le cycle du soufre dans l'atmosphère fait par ailleurs intervenir deux sources naturelles majeures, l'activité volcanique et les émissions biogéniques marines de DMS. Un aspect important de ces dernières tient à leur possible réponse aux conditions climatiques, une hypothèse émise par Charlson, Lovelock, Andreae et Warren, les quatre auteurs d'une publication fameuse dans *Nature* datant de 1987, selon laquelle les émissions du DMS produit par le plancton marin pourraient agir comme régulateur climatique (Fig. 1.15). Une réponse de la biosphère marine (modification de la productivité primaire, de la spéciation du phytoplancton, de la stratification des couches océaniques de surface, du régime des vents...) au changement climatique actuel est ainsi possible. Son signe et son ampleur restent incertains mais certains modèles océan-atmosphère incluant un module biologique océanique couplant soufre et carbone suggèrent qu'une augmentation de 40 % des émissions de DMS pourrait concerner la zone des 40°S en réponse à un doublement des teneurs en CO_2 et au changement climatique associé (Bopp *et al.*, 2001).

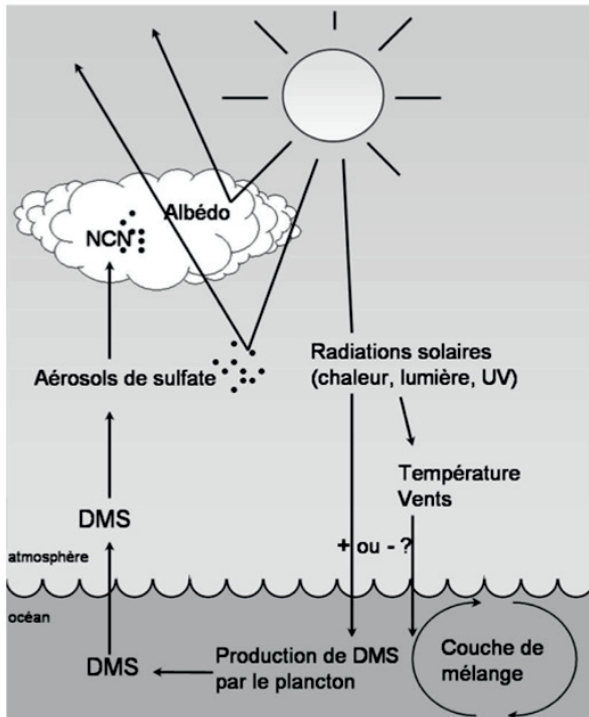


FIG. 1.15 – Mécanismes de rétroaction liant le climat de notre planète et les émissions de DMS par l'océan (Charlson *et al.*, 1987).

L'idée d'examiner la relation « émission de soufre biogénique marin et climat » dans le passé a motivé de nombreux travaux sur la glace. Le sulfate ayant plusieurs origines dans l'atmosphère, la première tentative de reconstitution des émissions biogéniques marines fut menée en examinant les teneurs de la glace en MSA (Saigne et Legrand, 1987). Son étude réalisée sur le dernier cycle climatique dans la carotte de Vostok indiquait une augmentation des flux de dépôt de MSA de près d'un facteur trois entre une période interglaciaire et la phase terminale des périodes froides, tandis que comme nous l'avons mentionné précédemment, le flux de sulfate varie peu au cours du passé (Legrand *et al.*, 1991). Les études isotopiques du soufre réalisées sur le sulfate ayant ultérieurement clairement établi que les émissions de DMS représentent la source majeure de sulfate en Antarctique, une contradiction apparaissait donc entre les deux *proxies* des émissions de DMS, le MSA suggérant une augmentation des émissions de DMS, mais pas le sulfate. L'hypothèse d'une augmentation des émissions de DMS en période glaciaire semblait raisonnable en ce sens que l'espèce phytoplanctonique émettant beaucoup de DMS (Phaeocystis) affecte particulièrement la glace de mer. La différence entre l'enregistrement

de sulfate et celui de MSA reste non élucidée à ce jour. Les études atmosphériques menées depuis quelques années en Antarctique montrent la complexité du problème. Ainsi si les teneurs atmosphériques des trois espèces soufrées covarient bien dans le temps avec les teneurs en DMS de l'océan Austral, la variabilité interannuelle observée dans l'océan Austral ne montre pas de lien simple avec la couverture annuelle de glace de mer (Preunkert *et al.*, 2007). Ces mesures mettent également en évidence des processus complexes impliquant photochimie et dynamique atmosphère qui rendent le lien entre les deux espèces soufrées et le DMS très complexe. La poursuite de ces études trouve sa motivation dans le fait qu'à ce jour, seule la glace permet potentiellement de reconstruire la variabilité passée des émissions biogéniques marines, car les organismes comme *Phaeocystis* ne laissent pas d'archives dans les sédiments marins. L'enjeu est important car il s'agit de comprendre une rétroaction prenant place aux hautes latitudes (régions très sensibles au changement climatique global), impliquant des processus complexes entre productivité biologique marine, glace de mer, et climat.

1.3.5 L'aérosol désertique

La concentration en aérosol désertique dans l'atmosphère dépend de plusieurs facteurs. Leur source est liée au premier ordre à la nature du sol (les grands déserts sont les plus grandes sources de poussières minérales) et à la vitesse du vent qui permet, au-delà d'un certain seuil, de soulever certaines particules en fonction de leur taille. En plus de leur impact sur le transfert radiatif, leur présence dans l'atmosphère a des conséquences sur certains cycles biogéochimiques. Depuis les travaux de John Martin dans les années 1980-90, qui montrèrent que la productivité biologique dans l'océan était limitée par de faibles concentrations en fer dans de vastes régions océaniques, l'apport de fer à l'océan, en particulier via le dépôt d'aérosol désertique à la surface de l'océan, a reçu beaucoup d'attention. Le même John Martin a proposé en 1990 que l'augmentation des dépôts d'aérosol désertique à la surface de l'océan pendant la dernière glaciation (Fig. 1.6) avait contribué à augmenter la productivité marine et à diminuer la pression partielle de CO₂ dans l'atmosphère. Pour une synthèse des liens entre dépôts d'aérosol désertique, cycle du fer et biogéochimie marine, un article a été récemment publié par Jickells *et al.* dans la revue *Science* en 2005.

Les archives glaciaires suggèrent que le dépôt d'aérosol désertique aux hautes latitudes de l'hémisphère nord et de l'hémisphère sud était de deux à vingt fois plus important en période glaciaire qu'en période interglaciaire. Le climat glaciaire se caractérise par des températures plus froides et un cycle hydrologique largement ralenti. La réduction des dépôts humides d'aérosol entraînant une augmentation de son temps de vie atmosphérique est un des facteurs pouvant expliquer un transport accru d'aérosol vers des zones éloignées des régions sources. Les modèles simulant le cycle des aérosols désertiques

dans l'atmosphère montrent cependant qu'une modification de ce seul facteur ne peut expliquer l'importance des dépôts d'aérosol désertique en périodes glaciaires. Des modifications importantes des zones sources (surfaces, caractéristiques) doivent être prises en compte. De nouvelles régions sources ont sans doute été actives en période glaciaire. Plusieurs mécanismes peuvent l'expliquer. La baisse du niveau des mers a vraisemblablement découvert de larges étendues non colonisées par la végétation, soumises ainsi à l'érosion par le vent. Les zones désertiques, sources importantes de poussières, se sont sans doute étendues à cause du climat glaciaire, plus froid et plus sec. Enfin, pour pouvoir rendre compte de l'augmentation des dépôts sur les continents de l'hémisphère nord en période froide, des sources glaciogéniques (liées à l'avancée et au recul des masses de glace sur les continents) ont sans doute joué un rôle substantiel. Les modèles prenant en compte ces différentes modifications simulent des dépôts d'aérosol désertique plus de quatre fois plus important au DMG qu'à l'actuel. Dans certaines régions, comme dans l'océan Austral, cette augmentation dépasse même un facteur dix (Fig. 1.16).

À l'échelle globale, une telle augmentation de la charge en aérosol désertique de l'atmosphère a pu entraîner un déficit radiatif estimé entre -1 et -2 W/m^2 , ce qui représente plus de la moitié de l'effet lié à la modification de l'albédo de notre planète par l'extension des calottes polaires. Régionalement, le rôle des poussières dans les modifications du forçage radiatif pourrait être largement plus substantiel, en particulier dans les tropiques, où l'impact sur le forçage radiatif en période glaciaire pourrait atteindre -3 W/m^2 . Plus récemment, il a, par contre, été suggéré que des dépôts accrus d'aérosol désertique au DMG avaient pu contribuer à diminuer l'albédo de la glace ou de la neige dans certaines régions, comme dans le nord du continent asiatique. Ceci aurait peut-être contribué au fait que cette région n'était pas recouverte d'une épaisse calotte glaciaire, comme l'étaient les régions continentales de même latitudes, en Amérique du Nord par les Laurentides et en Europe par la Fennoscandie.

Enfin, comme évoqué précédemment, une conséquence non des moindres d'une augmentation des dépôts d'aérosol désertique en période glaciaire concerne la biogéochimie marine. Les aérosols terrigènes contiennent du fer (autour de 3,5 %) et du silicium (plus de 30 %), deux éléments limitant la productivité marine. Une fois déposés à la surface de l'océan, seule une fraction de ces éléments est soluble dans l'eau de mer (autour de 1 à 2 % pour le fer). Malgré cela, les quantités de fer déposées et solubilisées semblent avoir un rôle crucial dans la productivité marine. Le fer est en particulier limitant dans les zones dites HNLC (*high nutrient low chlorophyll*) comme l'océan Austral, le Pacifique équatorial et le Pacifique Nord. Les données sédimentaires marines montrent effectivement une augmentation de la production marine dans certaines zones clés, en particulier dans les zones limitées en fer aujourd'hui et soumises à des dépôts d'aérosol désertique plus importants au DMG. Il est cependant difficile d'attribuer avec certitude ces modifications à l'influence

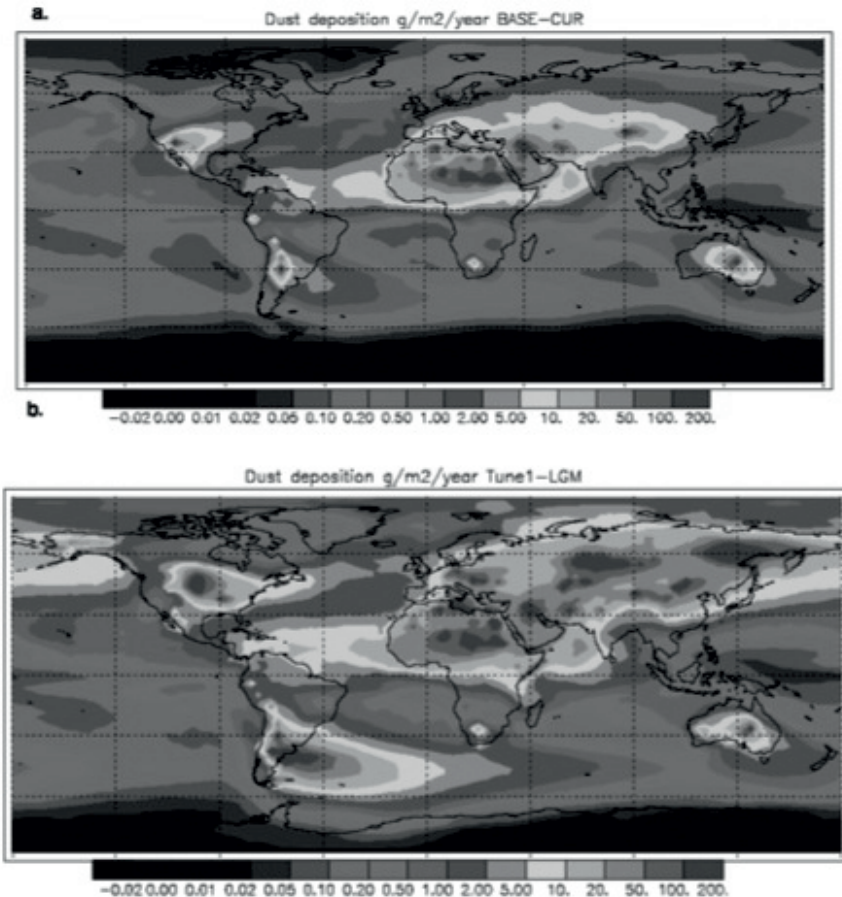


FIG. 1.16 – Dépôts de poussières pour l'actuel (haut) et pour le Dernier Maximum glaciaire (bas), en $\text{g}/\text{m}^2/\text{an}$, simulés par le modèle de Mahowald *et al.* (2006).

unique des dépôts d'aérosol désertique tant d'autres facteurs ont également été largement modifiés (glace de mer, circulation, température...). La fertilisation naturelle des zones HNLC au DMG fournit un mécanisme d'intensification de la pompe biologique permettant d'expliquer en partie les variations du CO_2 atmosphérique. Comme nous l'avons vu plus haut, cette hypothèse ne pourrait expliquer toutefois qu'une dizaine de ppmv de différence entre maximum glaciaire et interglaciaire.

1.3.6 Le sel de mer

La présence dans l'atmosphère des régions océaniques d'aérosol marin résulte de l'action du vent et des vagues qui conduisent à formation de petites

bulles d'air à la surface de l'océan. Le pétillage de celles-ci projette dans l'atmosphère de fines gouttelettes d'eau de mer qui sèchent, donnant naissance à l'aérosol marin. L'augmentation du flux de sodium déposé dans la glace Antarctique entre une période interglaciaire et la phase terminale des périodes froides fût donc initialement attribuée à une cyclogenèse plus active au-dessus de l'océan Austral en dépit d'une distance accrue entre l'océan libre et le centre du continent Antarctique (Petit *et al.*, 1981 ; Legrand *et al.*, 1987). Cependant, les modèles numériques prenant en compte l'augmentation de surface de glace de mer autour de l'Antarctique au DMG ne parvenaient pas à reproduire l'accroissement du dépôt d'aérosol marin en période froide suggéré par les carottes de glace Antarctique (Reader et McFarlane, 2003). Les premières mesures atmosphériques mises en place en régions côtières antarctiques, dans la station anglaise de Halley, allemande de Neumayer et française de Dumont d'Urville, montrèrent que dans ces régions en hiver, la source d'aérosol marin n'est pas l'océan ouvert mais la surface de glace de mer. Le mécanisme est le suivant : au stade initial de formation de la glace de mer, les forts gradients thermiques présents à l'interface glace-atmosphère engendrent la croissance de cristaux de glace dendritiques appelés frost flowers (FF) en anglais. Le long de ces cristaux, la saumure qui se forme à la surface de la glace de mer, suite au rejet de sel lors de la congélation, migre par tension de surface. Les frost flowers, fragiles, sont emportés par le vent et génèrent des aérosols salins. Ce mécanisme de formation de l'aérosol marin agissant en régions polaires, non pris en compte par les modèles, est maintenant souvent mis en avant pour expliquer l'augmentation des dépôts d'aérosol marin entre stades interglaciaires et périodes froides suite à l'augmentation de la couverture de glace de mer (Wolff *et al.*, 2006). Cette hypothèse d'une prédominance de l'aérosol marin généré par les frost flowers plutôt que par l'océan libre a pu être testée par des mesures atmosphériques réalisées récemment en hiver, à la station de Concordia. En effet, durant la formation des frost flowers, des processus de fractionnement dus à une précipitation de mirabillite ($\text{Na}_2\text{SO}_4 \bullet 10 \text{H}_2\text{O}$) modifient la composition initiale de la saumure, l'aérosol généré présentant alors un rapport sulfate sur sodium plus faible que celui de l'eau de mer (0,07 au lieu de 0,25). Les mesures à Concordia indiquent que l'aérosol marin atteignant le haut plateau Antarctique en hiver présente bien un déficit de sulfate par rapport au sodium, démontrant ainsi le rôle clé joué par les frost flowers et donc la glace de mer comme source d'aérosol marin dans ces régions. Les dépôts d'aérosol marin dans la glace renseignent donc sur l'étendue de la glace de mer en hiver au cours du passé. Ce paramètre est d'importance pour le système climatique de par son rôle sur l'albédo ou encore sur la circulation océanique.

Références bibliographiques

- Ahn, J., Wahlen, M., Deck, B. L., Brook, E. J., Mayewski, P. A., Taylor, K. C. et White, J. W. C. (2004), « A Record of Atmospheric CO₂ during the Last 40 000 Years from the Siple Dome, Antarctica Ice Core », *J. Geophys. Res.*, 109, D13305, doi:10.1029/2003JD004415.
- Archer, D., Winguth, A., Lea, D. et Mahowald, N. (2000), « What Caused the Glacial/Interglacial Atmospheric pCO₂ Cycles ? », *Reviews of Geophysics*, 38, pp. 159-189.
- Bernard, S., Rockmann, T., Kaiser, J., Barnola, J. M., Fischer, H., Blunier, T. et Chappellaz, J. (2006), « Constraints on N₂O Budget Changes since Pre-Industrial Time from New Firn Air and Ice Core Isotope Measurements », *Atmospheric Chemistry and Physics*, 6, pp. 493-503.
- Barnola, J. M., Raynaud, D., Korotkevich, Y. S. et Lorius, C. (1987), « Vostok Ice Core Provides 160,000-Year Record of Atmospheric CO₂ », *Nature*, 329, pp. 408-414.
- Broecker, W. S. et Henderson, G. M. (1998), « The Sequence of Events Surrounding Termination II and their Implications for the Cause of Glacial-Interglacial CO₂ Changes », *Paleoceanography*, 13, pp. 352-364.
- Chappellaz, J., Barnola, J. M., Raynaud, D., Korotkevich, Y. S. et Lorius, C. (1990), « Ice-Core Record of Atmospheric Methane over the Past 160,000 Years », *Nature*, 345, pp. 127-131.
- Chappellaz, J. A., Fung, I. Y. et Thompson, A. M. (1993), « The Atmospheric CH₄ Increase since the Last Glacial Maximum. 1. Source Estimates », *Tellus*, 45B, pp. 228-241.
- Chappellaz, J., Blunier, T., Kints, S., Dallenbach, A., Barnola, J. M., Schwander, J., Raynaud, D. et Stauffer, B. (1997), « Changes in the Atmospheric CH₄ Gradient between Greenland and Antarctica during the Holocene », *Journal of Geophysical Research*, 102, pp. 15 987-15 997.
- Charlson, R. J., Lovelock, J. E., Andreae, M. O. et Warren, S. G. (1987), « Oceanic Phytoplankton, Atmospheric Sulfur, Cloud Albedo and Climate », *Nature*, 326, pp. 655-661.
- Delmas R., Ascencio, J. M. et Legrand, M. (1980), « Polar Ice Evidence that Atmospheric CO₂ 20,000 Year BP Was 50% of Present », *Nature*, 284, pp. 155-157.
- Falkowski, P. G. (1997), « Evolution of the Nitrogen Cycle and its Influence on the Biological Sequestration of CO₂ in the Ocean », *Nature*, 387, pp. 272-275.

- Falkowski, P. G., Barber, R. T. et Smetacek, V. (1998), « Biogeochemical Controls and Feedbacks on Ocean Primary Production », *Science*, 281, pp. 200-206.
- Fischer, H., Behrens, M., Bock, M., Richter, U., Schmitt, J., Loulergue, L., Chappellaz, J., Spahni, R., Blunier, T., Leuenberger, M. et Stocker, T. F. (2008) « Changing Boreal Methane Sources and Constant Biomass Burning during the Last Termination », *Nature*, 452, pp. 864-867.
- Fluckiger, J., Blunier, T., Stauffer, B., Chappellaz, M., Spahni, R., Kawamura, K., Schwander, J., Stocker, T. F. et Dahljensen, D. (2004), « N₂O and CH₄ Variations during the Last Glacial Epoch: Insight into Global Processes », *Global Biogeochemical Cycles*, 18.
- Jickells, T. D., An, Z. S., Andersen, K. K., Baker, A. R., Bergametti, G., Brooks, N., Cao, J. J., Boyd, P. W., Duce, R. A., Hunter, K. A., Kawahata, H., Kubilay, N., Laroche, J., Liss, P. S., Mahowald, N., Prospero, J. M., Ridgwell, A. J., Tegen, I. et Torres, R. (2005), « Global Iron Connections between Desert Dust, Ocean Biogeochemistry, and Climate », *Science*, 308, 67-71.
- Kaplan, J.O. (2002) « Wetlands at the Last Glacial Maximum: Distribution and Methane Emissions », *Geophysical Research Letters*, 29, 10.1029/2001GL013366.
- Kohfeld, K. E., Le Quere, C., Harrison, S. P. et Anderson, R. F. (2005), « Role of Marine Biology in Glacial-Interglacial CO₂ Cycles », *Science*, 308, pp. 74-78.
- Legrand, M., Lorius, C., Barkov, N. I. et Petrov, V. N. (1988), « Vostok (Antarctica) Ice Core: Atmospheric Chemistry Changes over the Last Climatic Cycle (160,000 Years) », *Atmos. Environ.*, 22, pp. 317-331.
- Legrand, M., Feniet-saigne, C., Saltzman, E. S., Germain, C., Barkov, N. I. et Petrov, V. N. (1991), « Ice-Core Record of Oceanic Emissions of Dimethylsulfide during the Last Climate Cycle », *Nature*, 350, pp. 144-146.
- Legrand, M. et de Angelis, M. (1995), « Origins and Variations of Light Carboxylic Acids in Polar Precipitation », *J. Geophys. Res.*, 100, pp. 1445-1462.
- Legrand, M., Hammer, C., de Angelis, M., Savarino, J., Delmas, R., Clausen, H. et Johnson, S. J. (1997), « Sulphur Containing Species (MSA and SO₄) over the Last Climatic Cycle in the GRIP (Central Greenland) Ice Core », *J. Geophys. Res.*, 102, 26,663-26,679.
- Mahowald, N. M., Muhs, D. R., Levis, S., Rasch, P. J., Yoshioka, M., Zender, C. S. et Luo, C. (2006), « Change in Atmospheric Mineral Aerosols

- in Response to Climate: Last Glacial Period, Preindustrial, Modern, and Doubled Carbon Dioxide Climates », *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, 111.
- Martin, J. H. et Fitzwater, S. E. (1988), « Iron-Deficiency Limits Phytoplankton Growth IN THE Northeast Pacific Subarctic », *Nature*, 331, pp. 341-343.
- Petit, J. R., Briat, M. et Royer, A. (1981), « Ice Age Aerosols from East Antarctica Ice Samples and Past Wind Strength », *Nature*, 1981 (293), pp. 391-394.
- Petit, J. R., Jouzel, J., Raynaud, D., Barkov, N. I., Barnola, J. M., Basile, I., Bender, M., Chappellaz, J., Davis, M., Delaygue, G., Delmotte, M., Kotlyakov, V. M., Legrand, M., Lipenkov, V. Y., Lorius, C., Pepin, L., Ritz, C., Saltzman, E. et Stievenard, M. (1999), « Climate and Atmospheric History of the Past 420 000 Years from the Vostok Ice Core, Antarctica », *Nature*, 399, pp. 429-436.
- Preunkert, S., Legrand, M., Jourdain, B., Moulin, C., Belviso, S., Kasamatsu, N., Fukuchi, M. et Hirawake, T., « Interannual Variability of Dimethylsulfide in Air and Seawater and its Atmospheric Oxidation by-Products (Methanesulfonate and Sulfate) at Dumont d'Urville (Coastal Antarctica) (1999-2003) », *J. Geophys. Res.*, 112, doi:10.1029/2006JD007585, 2007.
- Rea, D. K. (1994), « The Paleoclimatic Record Provided by Eolian Deposition in the Deep-Sea – the Geologic History of Wind », *Reviews of Geophysics*, 32, pp. 159-195.
- Reader, M. C. et McFarlane, N. (2003), « Sea-Salt Aerosol Distribution during the Last Glacial Maximum and its Implications for Mineral Dust », *J. Geophys. Res.*, 108, doi:10.1029/2002JD002063.
- Saigne, C. et Legrand, M. (1987), « Measurements of Methanesulphonic Acid in Antarctic Ice », *Nature*, 330, pp. 240-242.
- Siegenthaler, U., Stocker, T. F., Monnin, E., Luthi, D., Schwander, J., Stauffer, B., Raynaud, D., Barnola, J. M., Fischer, H., Masson-Delmotte, V. et Jouzel, J. (2005), « Stable Carbon Cycle-Climate Relationship during the Late Pleistocene », *Science*, 310, pp. 1 313-1 317.
- Sigman, D. M. et Boyle, E. A. (2000), « Glacial/Interglacial Variations in Atmospheric Carbon Dioxide », *Nature*, 407, pp. 859-869.
- Sowers, T., Alley, R. B. et Jubenville, J. (2003), « Ice Core Records of Atmospheric N₂O Covering the Last 106 000 Years », *Science*, 301, pp. 945-948.
- SOWERS, T. (2006), « Late Quaternary Atmospheric CH₄ Isotope Record Suggests Marine Clathrates Are Stable », *Science*, 311, pp. 838-840.

- Spahni, R., Chappellaz, J., Stocker, T. F., Loulergue, L., Hausammann, G., Kawamura, K., Flückiger, J., Schwander, J., Raynaud, D., Masson-Delmotte, V. et Jouzel, J. (2005), « Atmospheric Methane and Nitrous Oxide of the Late Pleistocene from Antarctic Ice Cores », *Science*, 310, pp. 1 317-1 321.
- Valdes, P. J., Beerling, D. J. et Johnson C. E. (2005), « The Ice Age Methane Budget », *Geophys. Res. Lett.*, 32, L02704, doi:10.1029/2004GL021004.
- Wolff, E. W., Fischer, H., Fundel, F., Ruth, U., Twarloh, B., Littot, G. C., Mulvaney, R., Rothlisberger, R., De Angelis, M., Boutron, C. F., Hansson, M., Jonsell, U., Hutterli, M. A., Lambert, F., Kaufmann, P., Stauffer, B., Stocker, T. F., Steffensen, J. P., Bigler, M., Siggaard-Andersen, M. L., Udisti, R., Becagli, S., Castellano, E., Severi, M., Wagenbach, D., Barbante, C., Gabrielli, P. & Gaspari, V. (2006), « Southern Ocean Sea-Ice Extent, Productivity and Iron Flux over the Past Eight Glacial Cycles », *Nature*, 440, 491-496.

Vj ku' r ci g' k' p v g p v k q p c m { ' i g h v' d i e p m

Chapitre 2

Cryosphère et niveau marin

Catherine RITZ, Vincent PEYAUD, *LGGE, CNRS/Université Grenoble 1, 54 rue Molière, BP 96, 38402 Saint Martin d'Hères Cedex, France.*

Claire WAELBROECK, *LSCE/IPSL, Laboratoire CNRS-CEA-UVSQ, Domaine du CNRS, 91198 Gif-sur-Yvette Cedex, France.*

Florence COLLEONI, *CMCC, Viale Aldo Moro 44, 40127 Bologna, Italy.*

2.1 Introduction

À de nombreuses reprises pendant l'histoire de la Terre, de grandes calottes de glace recouvraient une partie des continents. De ce fait, une fraction non négligeable de l'eau terrestre était retenue sous forme solide, ce qui se traduisait par une baisse du niveau des mers.

En raison de leur impact sur les autres composants du système Terre (atmosphère, océan, Terre solide), il est indispensable de tenir compte de la dynamique de ces masses de glace pour comprendre l'évolution du climat aux échelles de temps du dernier cycle glaciaire-interglaciaire. Cette thématique doit être abordée par différents côtés, correspondant à des disciplines scientifiques et outils variés. Une approche consiste à caractériser ces calottes au mieux d'après les traces qu'elles ont laissées, que ce soit sur les continents ou par l'intermédiaire des enregistrements marins. Les sédiments marins contiennent un enregistrement des variations du volume global des glaces au cours du temps au travers des variations de la composition isotopique en oxygène des fossiles calcaires. En effet, en raison du fractionnement isotopique qui a lieu lors de l'évaporation de l'eau, la baisse du niveau marin pendant les périodes froides s'est accompagnée d'un enrichissement de l'eau de mer, non seulement en sel, mais aussi en isotopes lourds de l'eau (molécules d'eau

contenant l'isotope ^{18}O de l'oxygène plutôt que l'isotope ^{16}O , le plus répandu, voir chapitre 20, tome 1). Cet enrichissement engendre des variations de la composition isotopique des coquilles calcaires des foraminifères conservés dans les sédiments. La composition isotopique des foraminifères dépend toutefois également de la température à laquelle la calcite a été formée, de sorte qu'il faut corriger le signal benthique pour en déduire les variations du niveau de la mer.

On peut d'autre part essayer de comprendre les mécanismes physiques qui gouvernent la formation puis l'évolution de ces masses de glace. Dans les deux cas, on peut s'appuyer sur l'observation des deux grandes calottes qui restent, l'Antarctique et le Groenland. Enfin, la simulation numérique utilise toutes ces informations (mécanismes, données) pour développer des modèles qui calculent l'évolution des calottes polaires en interaction avec le climat. Ces outils (que nous appellerons « modèles de calotte » dans la suite) permettent par exemple d'étudier le rôle des calottes dans le système climatique, en particulier les effets non linéaires qui peuvent amplifier les forçages liés aux variations des paramètres orbitaux de la Terre. Ces modèles sont aussi des outils indispensables pour évaluer l'augmentation du niveau des mers dans le contexte du réchauffement climatique.

2.1.1 Qu'est-ce qu'une calotte glaciaire ? Quelques définitions de termes glaciologiques

Une calotte glaciaire est une masse de glace d'eau douce reposant sur la terre. Par rapport à un glacier de montagne, une différence notable est que le point culminant d'une calotte est constitué de glace, souvent appelé dôme, alors qu'un glacier descend d'une montagne (ou d'une calotte). Le mont Blanc est ainsi une petite calotte dont sont issus des glaciers. Il existe des calottes de différentes tailles : certains sommets de montagne complètement englacés sur quasiment tous les grands massifs du Monde ; des calottes sensiblement plus importantes (*ice caps* en anglais) sur les archipels arctiques (Fig. 2.1), en Islande, dans la péninsule Antarctique et certaines îles de l'océan Austral. Enfin, les deux grandes calottes (*ice sheets* en anglais) que sont le Groenland et l'Antarctique couvrent quasiment le continent sur lequel elles reposent elles sont parfois appelées *inlandsis* (littéralement « glace à l'intérieur des terres »).

Lorsque la glace d'une calotte s'écoule jusqu'à la côte, elle se met à flotter sur la mer, formant soit des langues de glace, soit des plates-formes de glace flottantes (*ice-shelves*, terme anglais que nous utiliserons par la suite, le terme français étant trop lourd). Actuellement, les plus grandes d'entre elles sont celles de Ross et de Ronne-Filchner, en Antarctique (voir carte sur figure 2.2). La ligne où la glace commence à flotter s'appelle ligne d'échouage (*grounding line*), et nous y reviendrons car elle est importante pour l'évolution d'une calotte. L'épaisseur des *ice-shelves* peut atteindre 2 000 m à la

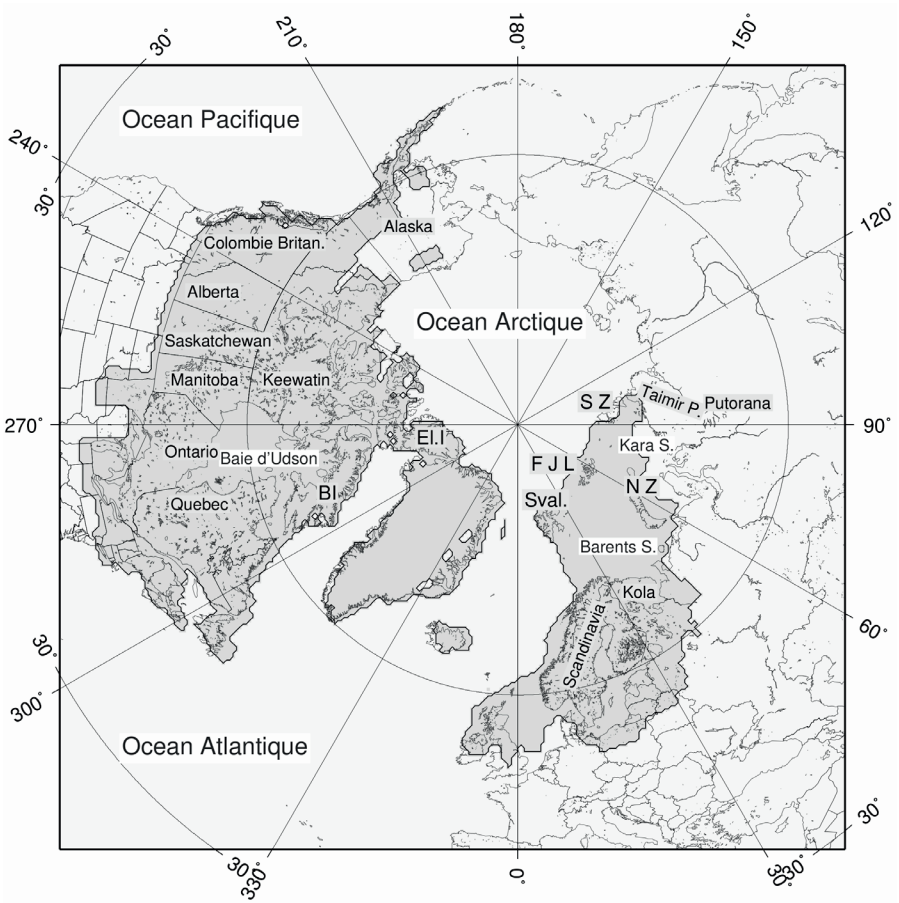


FIG. 2.1 – Carte de l'hémisphère nord au dernier maximum glaciaire, les calottes sont en gris soutenu (Peltier Ice4G). La calotte située sur l'Amérique du Nord est appelée Laurentide (ou calotte laurentienne). On distingue quelquefois la calotte située sur les montagnes Rocheuses qui est alors appelée calotte de la cordillère. Le Groenland était à peine plus étendu qu'actuellement mais avait vraisemblablement fait la jonction avec l'île d'Ellesmere. La calotte située sur l'Eurasie s'appelle la Fennoscandie (ou calotte fennoscandienne). L'existence d'une jonction avec la calotte des îles britanniques est encore discutée. On voit qu'une bonne partie de la Fennoscandie s'étend jusqu'au Svalbard, occupant l'actuelle mer de Barents. Abréviations : NZ : Nouvelle Zemble ; Sval : Svalbard ; FJL François Joseph Land ; SZ Severnaia Zembla ; El. : I Ellesmere Island ; BI Baffin Island. D'après thèse V. Peyaud (2007).

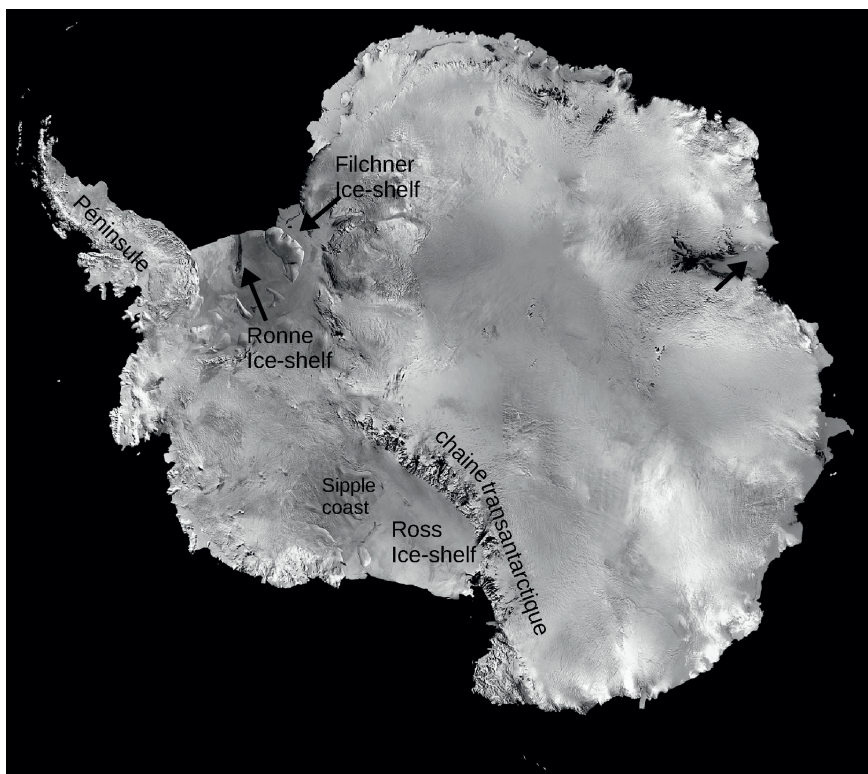


FIG. 2.2 – Image satellite de l'Antarctique (Blue Marble, NASA) avec localisation des principaux *ice-shelves*, plates-formes de glace flottante. Siple coast est une région caractérisée par de très grands *ice streams*. La glace recouvre toute la partie émergée du continent, à l'exception de montagnes émergeant de la glace, par exemple en péninsule et dans la chaîne transantarctique.

ligne d'échouage, mais il s'amincissent en général rapidement en direction de l'océan et au front, ils ont une épaisseur d'environ 200 m. Sur ce front, les *ice-shelves* se fracturent et se cassent en produisant des icebergs (phénomène de vêlage). Il ne faut pas confondre *ice-shelves* et glace de mer (ou banquise). Cette dernière est constituée d'eau de mer dont une partie du sel a été expulsé lors du processus de gel, mais qui n'est tout de même pas de l'eau douce. De plus, l'épaisseur de la glace de mer est de l'ordre de quelques mètres seulement.

Enfin, le bord d'une calotte (terrestre ou marin), n'est généralement pas uniforme mais plutôt une alternance de glaciers rapides et de zones relativement immobiles. Ces glaciers rapides sont appelés glaciers émissaires (*outlet*, glaciers en anglais). Leur localisation dépend de la topographie du socle rocheux (ils s'écoulent canalisés dans des vallées sous glaciaires) et/ou de ses

propriété géologiques, on observe alors des zones d'écoulement très rapides (plusieurs centaines de mètres par an) au milieu d'une glace quasi stagnante (quelques mètres par an). En Antarctique, certains de ces glaciers remontent sur plusieurs centaines de kilomètres à l'intérieur de la calotte. Lorsqu'ils sont particulièrement larges (~ 40 km), ils sont aussi appelés fleuves de glace (*ice streams*).

2.1.2 De quoi dépend le niveau des mers ?

Il peut paraître facile de déterminer ce qu'est une variation du niveau des mers au cours du temps, mais il s'agit en réalité d'une caractéristique difficile à estimer. Des mécanismes distincts interviennent en effet dans ces variations, impliquant des spécificités régionales importantes. Comme beaucoup d'observations sont locales, la représentativité de chaque mesure doit être estimée en fonction du lieu, du temps et de la nature de l'observation. Nous allons ici faire le tour des différents processus conduisant à des variations de niveau des mers en évaluant quelle est leur influence sur l'interprétation des observations. Comme nous nous intéressons à de grandes échelles de temps, nous ne nous préoccupons ici que du niveau moyenné sur plusieurs années, c'est-à-dire que nous ne prenons pas en compte l'effet des marées et des courants.

Le niveau des mers dépend tout d'abord de la masse d'eau liquide disponible, quantité qui change au cours du temps en raison du stockage de glace sur les continents pendant les périodes froides. Il s'agit d'une donnée globale et les reconstructions de la composition isotopique moyenne de l'océan permettent de l'évaluer. Les enregistrements de la composition isotopique de l'eau de mer sont indirects et essentiellement de deux natures :

- (1) La composition isotopique de l'eau profonde lors du Dernier Maximum glaciaire (DMG) peut être estimée par inversion du profil de diffusion dans la colonne sédimentaire depuis l'interface eau-sédiment de la composition isotopique de l'eau interstitielle (Schrag *et al.*, 1996). C'est ainsi qu'il a été possible d'établir à partir de carottes prélevées dans l'océan Pacifique (le plus grand bassin océanique de la planète) que l'enrichissement moyen de l'océan au DMG par rapport à l'actuel était de $1,0 \pm 0,1$ ‰.
- (2) L'évolution de la composition isotopique de l'eau profonde peut être reconstruite à partir d'analyses isotopiques effectuées sur les coquilles des foraminifères benthiques, après avoir soustrait l'influence sur ces valeurs des variations de la température des eaux de fond et des variations de la composition isotopique locale de l'eau profonde (Waelbroeck *et al.*, EPILOG, 2002).

Les variations de la composition isotopique moyenne de l'océan peuvent être traduites en variations du niveau eustatique des mers. Dans l'état actuel des connaissances, il est habituellement supposé que la relation qui lie

ces deux grandeurs peut être représentée en première approximation par un facteur multiplicatif constant, sachant que l'enrichissement de 1 ‰ au DMG correspond à une diminution du niveau des mers eustatique d'environ 130 m (Fig. 2.3). L'évolution du niveau de la mer a également été reconstruite à partir d'analyses isotopiques sur les coquilles des foraminifères planctoniques de la mer Rouge, lesquelles enregistrent les grandes variations de salinité résultant de la fermeture (ouverture) du détroit Bab el Mandab lors des baisses (hausses) du niveau de la mer (Siddall *et al.*, 2003).

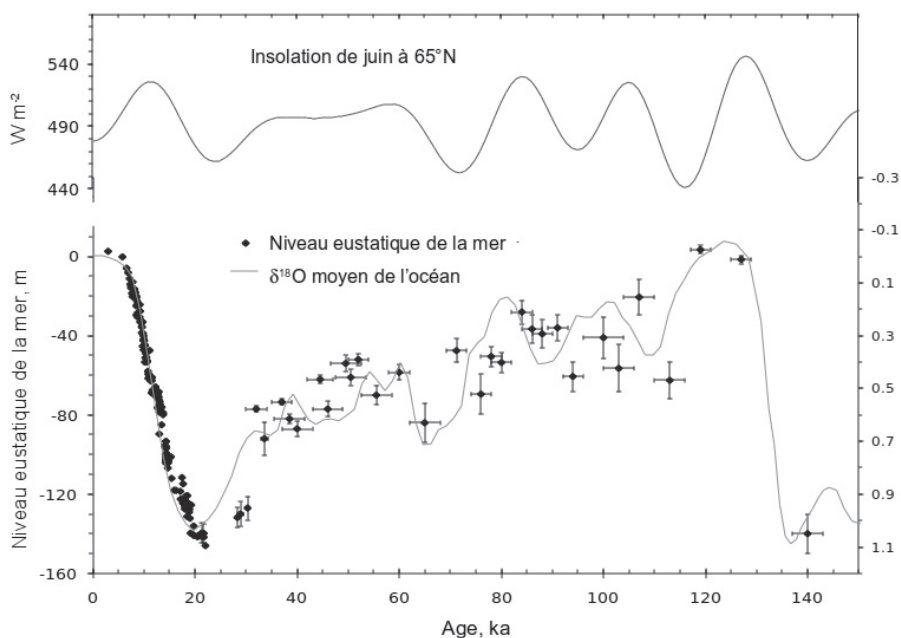


FIG. 2.3 – Variations de l'insolation d'été à 65°N et du niveau eustatique de la mer au cours du dernier cycle climatique. Niveaux eustatiques calculés par Lambeck et Chappell (2001), à partir de mesures du niveau relatif de la mer. Reconstruction des variations du $\delta^{18}O$ de l'océan moyen à partir du $\delta^{18}O$ des foraminifères benthiques (Waelbroeck *et al.*, EPILOG, 2002).

À l'échelle des cycles glaciaires-interglaciaires, les variations de la quantité de glace constituent le mécanisme le plus important, et engendrent des variations du niveau des mers de l'ordre d'une centaine de mètres (~130 m entre le Dernier Maximum glaciaire et le présent). Ces variations sont appelées changement de niveau « eustatique » des mers, et cela correspond à peu près (voir plus loin le concept de glace implicite) aux variations de niveau moyen sur le globe. D'autre part, pour une même masse d'eau, le volume change avec la température de l'eau à cause de la dilatation thermique (la densité dépend de la température). L'impact sur le niveau de la dilatation thermique des mers

est purement local mais sa moyenne sur l'ensemble du globe est quelquefois ajoutée au niveau des mers eustatique.

À côté du niveau des mers eustatique, il faut également prendre en compte les variations isostatiques qui modifient la forme des bassins océaniques. Le phénomène d'isostasie est dû à l'enfoncement de la croûte terrestre sous le poids de la glace (sous les calottes) et de l'eau (sous les océans) (voir Fig. 2.4). Cela veut dire que non seulement la quantité d'eau liquide change mais que le récipient se déforme alors qu'on essaye de mesurer le niveau de l'eau sur les bords, qui eux-mêmes peuvent être affectés d'un mouvement vertical. S'il est maintenant possible d'observer par satellite le niveau moyen sur l'ensemble du globe, la grande majorité des observations viennent des côtes quand on s'intéresse aux périodes du passé. On appelle « niveau des mers relatif » (RSL, *relative sea level*) la variation retracée en un point côtier précis. Il est important de souligner que l'isostasie a un temps de réaction de plusieurs milliers d'années et que, par exemple, la Scandinavie est toujours en train de se soulever (au rythme d'environ un mètre par siècle) suite à la disparition de la calotte qui recouvrait le nord de l'Europe au dernier maximum glaciaire. En chaque point, le niveau des mers relatif est donc une combinaison des variations eustatiques (globales), isostatiques et éventuellement tectoniques (locales). Il y a plusieurs méthodes pour estimer ce niveau des mers relatif, basées sur les traces de plages anciennes, l'analyse des coraux, les spéléothèmes...

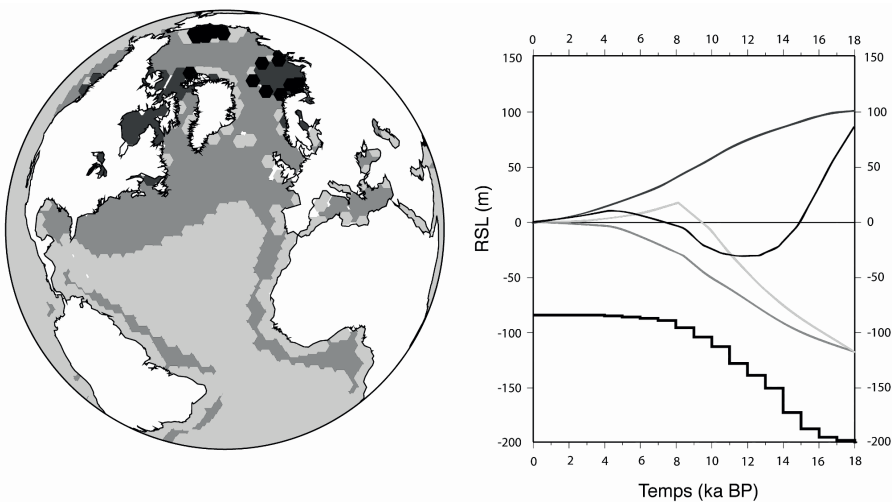


FIG. 2.4 – Glacio-isostasie.

Encadré 1. Glacio-isostasie.

Le rebond post-glaciaire : les variations relatives du niveau de la mer résultent de processus tectoniques et de changements climatiques. Ces derniers impliquent l'accrétion ou la fonte des calottes de glace sur les continents (plus de 5 kilomètres d'épaisseur). Durant les périodes glaciaires, la pression exercée par le poids des calottes de glaces accrétées sur les continents a modifié la forme de la surface créant de larges déflexions dans la lithosphère. Ces changements de forme ont induit des perturbations du géoïde (surface équipotentielle du champ de gravité terrestre qui correspond à la surface théorique des océans) ainsi que des déplacements verticaux et horizontaux de la lithosphère et du manteau. Quand la forme de la Terre ou le volume des océans changent, le géoïde est modifié ainsi donc que le niveau de la mer. Lors de la fonte des calottes continentales, la lithosphère se trouve libérée du poids de la glace et la déflexion se résorbe à une vitesse qui dépend de la viscosité du manteau. Cette relaxation est appelée « rebond post-glaciaire », post-glaciaire décrivant la période de -6000 (ka BP) à aujourd'hui (6 ka BP marque la fin de la fonte des calottes de l'hémisphère Nord : La Laurentide et la calotte Eurasienne ayant complètement fondu). Pour le Dernier Maximum Glaciaire (DMG), le temps de relaxation de la lithosphère est estimé à 3000 ans environ.

Niveau des mers :

les variations du niveau des mers sont dues aux changements de surface du géoïde, de topographie de la Terre solide et de masse des océans. Le niveau de la mer peut se décomposer en trois contributions : le niveau dû à la charge de glace (S^{ICE}), celui dû à la charge océanique (S^{OCE}) et celui dû au glacio-eustatisme (S^{EUS}).

$$S = S^{ICE} + S^{EUS} + S^{OCE} \quad (2.1)$$

Les variations glacio-eustatiques du niveau de la mer sont contrôlées par la quantité de glace stockée sur les continents. Dans les modèles de glacio-isostasie, le niveau des mers glacio-eustatique est défini pour une Terre totalement rigide, sans perturbation du champ de gravité. Les modèles de glacio-isostasie permettent d'estimer que le niveau eustatique lors du Dernier Maximum Glaciaire était en moyenne de 130 ± 10 m en dessous du niveau marin actuel (Lambeck, et al. EPILOG 2002). Cette estimation du niveau eustatique est principalement basée sur la mesure des terrasses coralliennes provenant de sites n'ayant pas été affectés par le rebond post-glaciaire, comme les Seychelles, mais aussi des calculs des modèles glacio-isostatiques visant à reproduire les variations relatives du niveau de la mer. Le niveau de la mer à une époque donnée et à un endroit donné par rapport à l'actuel, est défini comme étant le niveau relatif de la mer et peut être

décrit par l'équation suivante :

$$\text{RSL}(\omega, \mathbf{t}^{\text{BP}}) = \mathbf{S}(\omega, \mathbf{t}^{\text{BP}}) - \mathbf{S}(\omega, \mathbf{t}^{\text{P}}) \quad (2.2)$$

avec ω , les coordonnées géographiques, \mathbf{t}^{BP} , un temps Before Present, et \mathbf{t}^{P} , le temps présent. L'équation (2.2) décrit le niveau relatif comme étant la différence de niveau de la mer entre le niveau à \mathbf{t}^{BP} et le niveau actuel. Lors de la formation de calottes de glace sur les continents, les régions alentour ou plus éloignées ont été affectées différemment en fonction de la distance par rapport aux calottes, par les mouvements de la lithosphère et du manteau et vont donc présenter une courbe de niveau marin qui reflètera la tendance des variations marines régionales. Ces tendances ont été regroupées en zones dites « zones de Clark ». La figure centrale est le résultat de modélisations des variations du niveau de la mer dues au rebond post-glaciaire lors du DMG selon le modèle de glace ICE-5G (Peltier, 2004). Le graphique représente les variations du niveau marin depuis 18 000 ans. Les courbes sont associées à leurs couleurs respectives sur le globe terrestre et correspondent chacune à une tendance régionale différente de variations du niveau marin. Les zones roses et violettes correspondent aux régions qui étaient recouvertes de glace au DMG, ou très proches de celles-ci, très affectées par le rebond de la lithosphère depuis le DMG. La zone bleu foncé est associée à des régions montrant une subsidence de la lithosphère depuis le DMG. La zone bleu clair correspond à des régions ayant subi l'influence de la fonte tardive de glace provenant de l'Antarctique après 9 ka BP (pic observé au-dessus du niveau marin actuel).

Le niveau des mers est une surface équipotentielle du champ de pesanteur terrestre (le géoïde) et ce champ de gravité est lié à la répartition des masses. Il se modifie en présence d'une calotte ou en raison de déplacements de l'asthénosphère (partie ductile du manteau terrestre). Ce phénomène est donc également à prendre en compte dans l'interprétation des niveaux des mers relatifs. Nous voyons que l'isostasie complique considérablement l'interprétation des observations, par contre ce mécanisme donne accès aux masses passées des différentes calottes. L'extension des calottes est en général estimée par des données géomorphologiques. L'inversion des données de niveau des mers relatifs avec des modèles de rebond isostatique (incluant le calcul du géoïde) nous donne leur épaisseur passée (Clark, 2002).

Enfin, les calottes reposent souvent sur un socle rocheux qui est en dessous du niveau des mers. C'est le cas par exemple de l'Antarctique de l'Ouest actuellement. Lorsque la calotte fond, la mer remplace le volume de glace située en dessous de la flottaison et l'impact sur le niveau marin en est diminué. On appelle cette quantité d'eau « glace implicite ».

2.2 Mécanismes en jeu dans l'évolution d'une calotte

L'évolution d'une calotte obéit à la conservation de la masse. Si l'alimentation neigeuse est supérieure à la perte (par fusion ou sous forme d'iceberg), la calotte grossit ou s'étend. Outre ce principe de base, de nombreux processus interviennent avec des interactions à la fois externes (atmosphère, océan, Terre solide) et internes (tout ce qui concerne l'écoulement par exemple). Dans la plupart des cas, la géométrie de la calotte est à la fois un résultat et un acteur dans ces rétroactions. Les mécanismes les plus importants sont rappelés dans la figure 2.5.

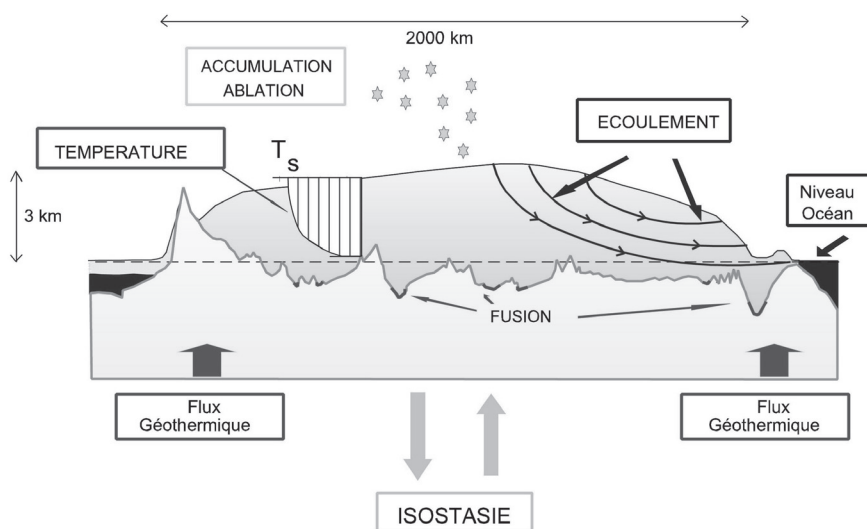


FIG. 2.5 – Mécanismes impliqués dans l'évolution des calottes polaires.

Encadré 2. Mécanismes impliqués dans l'évolution des calottes polaires.

La géométrie d'une calotte glaciaire dépend de son alimentation par précipitation neigeuse, de la fusion en surface et de l'écoulement de la glace vers les bords où éventuellement elle s'évacue vers l'océan sous forme d'icebergs.

*Le **bilan de masse en surface** est la différence entre la précipitation neigeuse et l'ablation (fusion ou sublimation). On peut aussi noter la redistribution par le vent qui selon les lieux intervient comme terme positif*

ou négatif. La zone d'accumulation est celle où le bilan de masse est positif (les régions centrales) et la zone d'ablation celle où le bilan de masse en surface est négatif. On appelle souvent accumulation, la quantité de neige effectivement accumulée avant la fusion. Pour tenir compte de la densité de la neige, tous ces termes sont en général exprimés en équivalent eau et l'unité de temps naturelle est l'année (bilan de masse en m/an).

Écoulement : après son dépôt, la neige se densifie et se transforme en névé puis en glace qui s'écoule sous l'action de la gravité en fonction de la pente de la surface. Le déplacement peut donc se diriger par dessus des montagnes sous-glaciaires ou avec un socle qui remonte. L'écoulement peut se décomposer en deux termes. D'une part la déformation de la glace qui dépend des propriétés mécaniques de la glace. Celle-ci se comporte comme un fluide très visqueux dont la viscosité dépend de la température, plus la glace est « chaude » plus elle se déforme rapidement. Cette déformation va induire une variation de la vitesse en fonction de la profondeur et est généralement concentrée dans les couches basales. D'autre part, la glace peut également glisser sur le socle rocheux ou, lorsque ce socle est sédimentaire, il peut lui-même se déformer. Les deux processus, glissement et déformation du sédiment, conduisent à une vitesse horizontale de la glace à la base. Ils ne peuvent intervenir que lorsque la glace a atteint le point de fusion et leur efficacité dépend de la pression d'eau sous-glaciaire. Nous voyons que l'écoulement de la glace dépend du champ de température, à la fois par son effet sur la viscosité et par le seuil sur le point de fusion à la base.

La température dans la glace varie depuis la surface, où elle prend la valeur de la température moyenne annuelle (jusqu'à $-60^{\circ}C$ en Antarctique) jusqu'au point de fusion dans de nombreux points de l'interface avec le socle. La température s'élève donc globalement avec la profondeur et ceci est principalement dû au flux géothermique qui apporte en permanence de la chaleur à la base de la glace (de l'ordre de $50 mW/m^2$). L'écoulement affecte la température en transportant du froid depuis le haut vers le bas et depuis le centre vers les bords (advection). La chaleur produite par la déformation et par le glissement intervient également et porte la base au point de fusion dans les régions actives où les vitesses sont vitesses élevées.

Cette interaction entre champ de vitesse et d'écoulement est appelé **couplage thermo-mécanique**

Enfin, il faut mentionner l'isostasie, enfoncement du socle sous le poids de la glace (voir Fig. 2.4).

Les diverses calottes ont (et ont eu) des formes et des durées de vie différentes, mais leurs histoires suivent un fil conducteur commun. Une calotte

commence à se développer quand, suite à un rafraîchissement du climat, la neige devient permanente dans une région, c'est-à-dire quand la fusion estivale n'arrive pas à éliminer toute la neige hivernale. C'est en général dans les zones d'altitude que ce processus se produit en premier. S'il s'agit d'une région de montagne, on va voir l'apparition de glaciers là où la pente n'est pas trop raide, c'est-à-dire principalement dans les hautes vallées. Si le refroidissement se poursuit, ces glaciers vont grossir et descendre de plus en plus bas jusqu'à remplir les basses vallées. Lorsque la région concernée est un haut plateau, l'englacement est plus brusque avec un effet de seuil lorsque la neige devient pérenne sur le plateau. On remarque que dès ce moment-là, l'écoulement de la glace joue un rôle puisqu'il transporte la glace jusque vers des zones où la neige n'est pas permanente, que ce soit par les glaciers de vallées ou par ceux qui se forment sur le pourtour du plateau et évacuent la glace vers la plaine environnante.

Dès ce moment-là, deux rétroactions positives vont se mettre en place et favoriser l'extension de la glace et la formation d'une calotte. Il s'agit tout d'abord de la rétroaction altitude-température, liée au fait que la température atmosphérique s'abaisse avec l'altitude. Des zones où la neige ne serait pas permanente s'englacent grâce à l'écoulement, et l'altitude de leur surface devient alors plus élevée. De ce fait, la température à la surface de la glace s'abaisse et la fusion estivale devient moindre permettant éventuellement à la neige de devenir pérenne. De proche en proche, ce mécanisme permet l'avancée du front de glace, la zone d'accumulation (voir Fig. 2.5) s'étendant de plus en plus. La deuxième rétroaction est celle de l'albédo. La neige ayant un albédo très élevé (de l'ordre de 0,9), plus la zone d'accumulation est grande, plus l'énergie solaire est renvoyée vers l'espace au lieu de servir à chauffer la surface terrestre. Le climat autour d'une région englacée va donc changer, facilitant l'extension de la zone de neige permanente.

Pour un climat donné, l'extension d'une calotte va se poursuivre jusqu'à ce que, soit elle atteigne des régions suffisamment chaudes pour que la fusion (ablation) l'emporte sur l'arrivée de la glace par écoulement, soit elle rejoigne l'océan et se mette à flotter sur la mer sous forme d'*ice-shelves* en produisant des icebergs (voir aussi plus loin, l'impact de la géographie).

On remarquera que nous avons insisté sur l'effet de la température atmosphérique qui gouverne la fusion de la neige et de la glace, car cette variable climatique a un impact prédominant. La précipitation, qui gouverne la quantité de neige accumulée, joue un rôle moindre mais non négligeable et explique pourquoi à température égale, certaines régions s'englacent plus facilement que d'autres. Parmi ces régions, on peut citer les glaciers de Norvège actuellement, mais aussi les faces au vent des reliefs (montagne ou calotte) où la précipitation est plus forte par effet orographique.

Le recul et la disparition des calottes (la déglaciation) font appel aux mêmes mécanismes, mais ils jouent dans la direction inverse puisque ils agissent alors dans le cadre d'un réchauffement climatique. Les rétroactions

mentionnées sont toujours actives et c'est le recul du front de glace qu'elles ont tendance à amplifier. Deux différences importantes sont cependant à noter. D'une part, la vitesse de croissance d'une calotte est limitée par la quantité de neige apportée par la précipitation, alors que la vitesse de décroissance est limitée par la quantité de chaleur disponible pour fondre la glace. Il est aisé de comprendre que cette dernière limitation sera peu efficace si la calotte atteint des latitudes très basses et que la déglaciation pourra dans ce cas être beaucoup plus rapide que l'englacement. C'était le cas des deux grandes calottes qui existaient pendant la période glaciaire sur l'Amérique et l'Eurasie, et dont la contribution au niveau des mers était prédominante. Cela explique la forme typique en dent de scie du niveau des mers pendant une période glaciaire, avec une lente descente suivie d'une brusque remontée (Fig. 2.3). D'autre part, le rôle de l'écoulement n'est pas symétrique entre englacement et déglaciation. S'il favorise l'avancée du front de glace ainsi que nous l'avons décrit, l'écoulement a tendance à amincir la couche de glace, son impact sur le volume de glace n'est donc pas monotone. En particulier, il peut arriver que cet écoulement « s'emballe » et que la calotte décroisse alors brusquement (avec l'aide de la rétroaction altitude-température), ce qui peut là aussi conduire à une phase de déglaciation rapide.

L'écoulement est un mécanisme fondamental dans l'évolution d'une calotte, et nous allons voir qu'il résulte de l'interaction entre plusieurs processus qui sont eux-mêmes régis soit par des grandes lois de la physique, soit par des lois (souvent empiriques) qui décrivent les propriétés des matériaux (glace bien sûr mais également socle rocheux). Nous n'entrerons pas dans le détail de ces équations qui font appel à la mécanique des milieux continus, mais nous allons néanmoins indiquer quelles sont ces lois et quelles implications elles ont sur l'écoulement des calottes polaires. Dans tout ce qui suit, nous ne traiterons que le cas de la glace qui sera supposée incompressible. Cette hypothèse est fautive pour la neige, dont la densité augmente depuis la surface jusqu'à une profondeur au maximum de 100 m, mais dans la plupart des cas, l'effet mécanique de cette couche de neige et de névé est le même que celui d'une couche de glace de même poids, ce qui revient à enlever une vingtaine de mètres à l'épaisseur totale de glace à l'endroit considéré (épaisseur qui est de l'ordre de quelques kilomètres).

Si l'on considère l'équilibre des forces appliquées à une particule de glace, la seule force de volume est la gravité. Les autres forces sont des forces de surface qui proviennent du contact avec les autres particules de glace, ou éventuellement avec le socle ou l'eau (quand il y a flottaison). La glace s'écoule suffisamment lentement pour qu'on puisse négliger les accélérations et les forces d'inertie (Coriolis), et l'équilibre des forces appliqué au cas des calottes est souvent appelé un équilibre quasi-statique. En termes de comportement mécanique et à l'échelle des vitesses de déformation en jeu dans les calottes, la glace est considérée comme un fluide visqueux, c'est-à-dire que la vitesse de déformation (déformation par unité de temps, directement exprimée en fonction de

la dérivée spatiale des vitesses) est reliée à la contrainte. L'eau, par exemple, est également un fluide visqueux, mais sa viscosité (plus faible que celle de la glace) ne dépend pas de la contrainte (ni du taux de déformation). On parle alors de viscosité linéaire (appelée aussi newtonienne). La glace, par contre, est caractérisée par une viscosité non-linéaire qui diminue avec la contrainte selon une loi puissance (avec un exposant environ égal à 2) : plus la glace se déforme, plus elle est facile à déformer. Ce type de loi de comportement n'est pas exceptionnel, on le trouve également pour les laves, les boues et même le chocolat. Comme pour la plupart des matériaux visqueux (toujours l'analogie avec le chocolat), la viscosité de la glace décroît lorsque sa température augmente (avec une relation exponentielle). Selon la localisation dans la calotte, la température peut varier de $-50\text{ }^{\circ}\text{C}$ en surface jusqu'au point de fusion à la base, et cela peut induire jusqu'à un facteur 500 dans la viscosité.

En associant l'équilibre quasi-statique, la loi de comportement visqueux, l'incompressibilité et les diverses conditions aux limites, on aboutit à un système d'équations qui prend en compte rigoureusement les équations mécaniques. Ce système (appelé « *full stokes* ») peut être résolu numériquement, mais le coût en termes de temps de calcul est tel qu'il n'est pas envisageable pour l'instant d'appliquer cette méthode à l'ensemble d'une calotte glaciaire, surtout quand on veut en plus étudier son évolution temporelle. Cette approche est donc réservée à des études locales. Heureusement, il existe une approximation de type « couche mince » qui permet de traiter l'ensemble d'une calotte. En effet, une caractéristique des calottes glaciaires est leur très petit rapport d'aspect, c'est-à-dire le rapport entre l'épaisseur et l'étendue. Pour l'Antarctique par exemple, l'épaisseur est de l'ordre de 3 km et l'étendue de 3 000 km (rapport 1/1 000). Si on en faisait un modèle réduit de 3 m d'étendue, il aurait 3 mm d'épaisseur et ressemblerait à une plaque de verres. En tirant parti de ce rapport d'aspect, deux approximations distinctes ont été proposées. L'une pour la partie posée de la calotte (approximation SIA, *shallow ice approximation*), l'autre pour la partie flottante (*shallow shelf approximation*, abordée plus loin). Ces approximations sont utilisées dans les modèles de calotte glaciaires (Ritz, 2001). De plus, elles permettent de comprendre qualitativement l'interaction entre la géométrie d'une calotte et son écoulement. Pour la partie posée par exemple, la SIA montre que la vitesse de la glace (moyennée sur l'épaisseur) est proportionnelle à l'épaisseur à la puissance 4 et à la pente de la surface à la puissance 3. Si l'épaisseur varie relativement peu sur l'ensemble de la calotte, la pente varie de 10^{-3} dans les régions centrales à près de 10^{-2} sur le bord, impliquant de ce fait une vitesse 1 000 fois plus grande (effectivement, l'ordre de variation observé). Cela explique également pourquoi l'épaisseur des calottes est fortement reliée à leur étendue, la valeur de l'accumulation neigeuse n'ayant qu'une importance faible. Lorsqu'une calotte grossit, sa pente en surface augmente et son drainage s'intensifie fortement, ce qui constitue une rétroaction négative limitant l'épaississement. Un autre résultat de la SIA, utilisé dans l'interprétation des

forages glaciaires, concerne le fait que l'essentiel de la déformation est concentré dans les couches près du fond, et que plus haut, la vitesse horizontale change peu avec la profondeur et qu'en première approximation, l'amincissement des couches de glace décroît linéairement avec la profondeur.

La glace s'écoule par déformation mais sa vitesse à l'interface avec le socle (vitesse basale) contribue également à l'écoulement. Deux processus interviennent, le glissement proprement dit sur le socle et la déformation du sédiment sous-jacent. D'après les observations effectuées en Antarctique, c'est ce dernier mécanisme qui semble le plus efficace, pouvant mener à des vitesses d'écoulement de plusieurs centaines de mètres par an. Dans les deux cas, la vitesse basale est négligeable tant que la température à l'interface est en dessous du point de fusion. Par contre au point de fusion, non seulement un glissement est possible mais de l'eau est produite. S'ajoute alors un autre mécanisme, plus la pression d'eau est forte, plus la vitesse basale est élevée, que ce soit par un effet de lubrification (moindre frottement) ou parce que le sédiment saturé d'eau est plus facile à déformer.

Le champ de température dans la glace affecte donc l'écoulement d'au moins trois façons : par l'intermédiaire de la viscosité, par le seuil (point de fusion) à partir duquel la vitesse basale est possible et par la pression d'eau sous-glaciaire. On peut assez bien estimer la température dans la glace en résolvant l'équation de la chaleur et en tenant compte des éventuels changements dans le temps de la température en surface. La température augmente généralement avec la profondeur. Elle est très froide en surface. Vers 10 m de profondeur, les variations saisonnières étant atténuées, elle prend la valeur de la température moyenne annuelle. En Antarctique par exemple, cette température à 10 m, varie d'environ $-20\text{ }^{\circ}\text{C}$ vers la côte à $-60\text{ }^{\circ}\text{C}$ dans le centre. À la base de la glace, la température est souvent proche du point de fusion, car le flux géothermique (venant de la Terre) apporte en permanence de la chaleur à la base de la glace et la glace est un matériau isolant qui empêche cette chaleur de s'échapper dans l'atmosphère. Plus l'épaisseur de glace est importante, plus la température basale est élevée. Cette température dépend également de la valeur du flux géothermique, qui est malheureusement assez mal connue sous les calottes actuelles, où il est difficile d'aller le mesurer directement. La variation de la température avec la profondeur n'est pas linéaire (ce que donnerait de la pure diffusion), car l'écoulement transporte du froid du haut vers le bas et de l'amont vers l'aval (advection). Par ailleurs, la déformation de la glace produit de la chaleur (comme pour tous les matériaux). Il en est de même du glissement sur le socle et de la déformation du sédiment. Les zones avec un écoulement rapide ont donc une base relativement chaude. Si l'on négligeait les phénomènes liés à l'écoulement (cas diffusif), la température augmenterait linéairement avec la profondeur. À cause de l'écoulement, la glace est en réalité globalement plus froide dans le haut et éventuellement plus chaude à la base. Éventuellement, car si la base est au point de fusion, la chaleur additionnelle est convertie en fusion. Notons que le point de fusion

s'abaisse avec la pression de glace et donc la profondeur. Sous 3000 m de glace, le point de fusion se situe vers $-2,2\text{ }^{\circ}\text{C}$.

On voit que les champs de température et de vitesse sont couplés par l'intermédiaire de plusieurs termes. On appelle cette interdépendance « couplage thermo-mécanique », et ce couplage conduit à une rétroaction positive qui peut avoir des effets importants sur l'évolution de la calotte. Supposons, par exemple, qu'une calotte soit en train de grossir. Sa température basale augmente à cause de l'effet isolant de l'épaisseur de glace, ce qui fait diminuer sa viscosité et favorise la déformation. Celle-ci produit de la chaleur qui augmente encore à son tour la température. Cette boucle de rétroaction positive va rapidement conduire la base au point de fusion où la production d'eau va prendre le relais pour une deuxième rétroaction (plus il y a d'eau, plus la vitesse basale est grande et plus cela produit de la chaleur qui est utilisée à fondre la glace). Ces rétroactions ont été suggérées comme explication des débâcles d'icebergs enregistrées sous la forme de couches d'IRD (*ice rafted debris*) dans les sédiments marins lors des périodes glaciaire (voir chapitre 20). Il est clair que ce mécanisme est en jeu pour le déclenchement d'un écoulement rapide. Par contre, les modèles numériques les plus réalistes ont du mal à simuler le retour à une phase lente suggéré par les observations de la variabilité climatique rapide durant les périodes glaciaires.

Lorsque la calotte se termine par un bord marin, les fleuves de glace arrivent dans la mer et forment des *ice-shelves*. Si la baie est suffisamment fermée, ces *ice-shelves* limitent l'écoulement des fleuves dont ils sont issus ou qui donnent sur la même baie. On appelle cela un effet d'arc-boutant. Cet effet intervient à toutes les échelles, depuis les petites baies de quelques kilomètres jusqu'aux grands *ice-shelves*, comme le Ross et le Ronne (voir Fig. 2.2). La géométrie et la dynamique des fleuves de glace s'équilibrent en tenant compte de cet arc-boutant mais si un *ice-shelf* vient à se désintégrer (par exemple, sous l'effet de la chaleur océanique qui le fait fondre par en dessous), c'est le drainage de tous les fleuves de glace tributaires qui peut s'en trouver fortement augmenté. Ce phénomène s'est produit il y a quelques années en péninsule antarctique, après la désintégration du Larsen Ice shelf. On peut se demander à quel point il a contribué aux variations glaciaires dans le passé et s'il ne constitue pas une explication alternative aux couches d'IRD retrouvées dans les carottes marines et qui témoignent d'arrivées d'icebergs.

Pour la modélisation mécanique de la partie flottante, on peut tirer de l'approximation « *shallow shelf* » une relation entre vitesse d'extension (variation de vitesse le long de l'écoulement) et épaisseur de l'*ice-shelf* (à une certaine puissance qui dépend des auteurs). Si l'*ice-shelf* n'est pas confiné (s'il ne frotte pas sur les bords ni sur une île), sa vitesse augmente alors, depuis la ligne d'échouage jusqu'au front, où elle peut dépasser le kilomètre par an. Surtout, cette approximation permet de démontrer que la ligne d'échouage ne peut pas être stable si le socle est sous le niveau de la mer et à contre-pente (s'il remonte lorsqu'on va depuis le centre vers le bord de la calotte, Schoof

2007). Cette instabilité s'explique qualitativement de la façon suivante : si le flux de glace à la ligne d'échouage croît fortement avec l'épaisseur de glace, le moindre recul de la ligne d'échouage, initié par exemple par la désintégration de l'*ice-shelf* correspondant, va intensifier le drainage, ce qui va entraîner un nouveau recul de la ligne d'échouage. Ce résultat est particulièrement important parce qu'il indique que certaines calottes sont par nature instables, car la position de la ligne d'échouage conditionne l'étendue de la calotte et son volume. C'est le cas en particulier de l'Antarctique de l'Ouest, mais aussi de quelques régions de l'Antarctique de l'Est. En ce qui concerne les calottes des dernières glaciations, cette instabilité pourrait avoir contribué à la rapidité de la déglaciation qui n'est pas encore complètement comprise.

Enfin, l'isostasie sous-glaciaire (voir Fig. 2.4) est un dernier mécanisme qui joue un rôle important car il module bon nombre des autres. Par exemple, l'enfoncement de la croûte terrestre sous le poids de la glace ne change pas directement l'épaisseur mais modifie l'altitude de la surface permettant une fusion plus intense, puisque la surface se trouve plus basse. Par ailleurs, la pente de la surface s'en trouve également diminuée, ce qui ralentit l'écoulement et tend à faire grossir la calotte. Comme l'isostasie intervient avec un déphasage, cela conduit de plus à des effets fortement non-linéaires. La position de la ligne d'échouage est un autre exemple d'élément très sensible à l'isostasie, car celle-ci est définie par une condition de flottaison (du côté marin), et c'est le niveau des mers relatif, lui-même affecté par l'isostasie, qui conditionne cette position.

2.3 Reconstructions du niveau des mers et des calottes du passé

Au cours des derniers millions d'années, la Terre a connu une succession de périodes glaciaires durant lesquelles d'immenses calottes ont recouvert l'Amérique du Nord, l'Eurasie et de nombreux massifs montagneux de par le monde (dont les Alpes). Ces longues périodes glaciaires étaient entrecoupées d'interglaciaires, à l'instar de l'époque actuelle, où régnait un climat chaud qui cantonnait l'englacement aux régions polaires et aux plus hautes montagnes.

Ces évolutions de la cryosphère sont étudiées depuis le XIX^e siècle mais une compréhension globale de ces phénomènes n'a été possible que depuis quelques décennies, grâce à l'observation directe des calottes actuelles et à la mise en évidence des informations paléoclimatiques contenues dans les nombreux dépôts sédimentaires.

2.3.1 Les données qui permettent de reconstruire la géographie des calottes passées

La reconstruction du niveau des mers via le rapport $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ de l'océan fournit une courbe de l'évolution dans le temps de la quantité de glace

(Fig. 2.3), c'est-à-dire une bonne indication du volume de l'ensemble des calottes glaciaires. Par contre, pour savoir où se trouvaient ces calottes (Amérique, Eurasie...) quelles étaient leurs étendues respectives, il faut s'appuyer sur des informations géomorphologiques que nous allons rapidement passer en revue. Les figures 2.1 (Dernier Maximum glaciaire dans l'hémisphère nord) et 2.2 (Antarctique) permettent de situer les différentes régions mentionnées.

L'extension et la dynamique des calottes passées peuvent être estimées directement par la présence des dépôts et marques qu'elles ont laissés sur le sol. Généralement les socles préglaciaires sont préservés dans les régions où la base de la glace est restée froide ; tandis que dans les régions où la base de la glace a atteint le point de fusion (base tempérée), l'écoulement de la glace et de l'eau basale remodèle le socle : on distingue alors les formations dues à l'érosion glaciaire et celles dues au dépôt de sédiments.

L'érosion glaciaire abrase (polit) les affleurements rocheux et crée des incisions (stries causées par la raclure des débris transportés). La baisse de pression en aval des obstacles mène au regel de l'eau basale, à la fracturation et à l'arrachage de rochers. Ce débitage crée les roches moutonnées. À plus grande échelle, l'érosion glaciaire creuse les vallées en auge (en U), en particulier sur les côtes avec la formation de fjords. En mer, il est possible, à l'aide de sonars multi-fréquences, d'observer des chenaux sous-marins qui ont manifestement été creusés par l'écoulement de la glace ; ils permettent de localiser les « *paleo ice streams* » (Anderson *et al.*, EPILOG, 2002). Il existe par exemple de nombreuses observations de ce type autour de l'Antarctique et dans l'océan Arctique. Toutes ces marques donnent la direction et le sens local de l'écoulement de la glace. On peut dans certains cas observer que cette direction a changé au cours du temps et cette information permet de déduire les variations de géométrie de la calotte, en particulier le déplacement des dômes.

Le dépôt de matériel transporté mène à la formation d'une grande diversité de moraines. Nous retiendrons les moraines frontales qui donnent l'extension maximale de chaque avancée d'un glacier. Les moraines de fonds sont peu épaisses (quelques mètres en moyenne) et peuvent être plates ou irrégulières. Les drumlins, par exemple, souvent groupés en champs, sont des collines ovoïdales allongées. Tous ces dépôts sont organisés par l'écoulement de la glace dont on peut donc retrouver la direction. Pendant les périodes de retrait, un réseau hydrologique sous glaciaire se forme si la base est tempérée. Les dépôts associés à ces phases sont formés par l'abandon de matériaux, par exemple les eskers à l'emplacement des anciens canaux sous glaciaires. Un esker se présente sous la forme d'une butte allongée parfois sur des centaines de mètres de longueur. Ces buttes se forment par dépôt de matériaux dans les tunnels des rivières sous-glaciaires situés à la base des glaciers. Leur forme souvent sinueuse suit celle des tunnels qui les ont créées.

Toutes ces traces laissées au sol ont été observées et compilées depuis le XIX^e siècle, les satellites aident depuis environ vingt ans à avoir une vision à

grande échelle de ces linéations. Les traces indiquent parfois une multitude de directions contradictoires qui reflètent les modifications de l'écoulement des calottes à travers le temps. Les traces doivent donc être classées chronologiquement puis interprétées en grands ensembles cohérents. À partir de ce travail de synthèse, il est possible de recréer la géométrie des calottes à différentes époques. Une grosse difficulté provient du fait qu'une calotte qui avance déplace les dépôts des calottes antérieures et en érodant peut effacer les traces (d'érosion) précédentes. On ne peut donc bien reconstruire les calottes des précédentes glaciations que si leurs traces n'ont pas été gommées, essentiellement si aucune glaciation plus étendue n'est intervenue depuis. C'est le cas pour la Fennoscandie dont les moraines de l'avant-dernière glaciation (Saalien ou MIS 6, ~180 à 140 ka BP) sont encore visibles et sensiblement plus au sud que celles du Dernier Maximum glaciaire (voir Fig. 2.6). Une autre difficulté de la synthèse vient de la datation des traces géomorphologiques. Pour les périodes récentes, la datation au radiocarbone permet des estimations très précises sur environ 30 000 ans, encore faut-il avoir de la matière organique. Audelà de cette époque qui ne couvre que la fin de la dernière glaciation jusqu'au présent ou en l'absence de matériau organique, d'autres techniques sont nécessaires. La radio luminescence (*optically stimulated luminescence* ou OSL) qui indique depuis combien de temps une roche est exposée aux radiations solaires, a été utilisée par exemple pour dater les cristaux de quartz des moraines durant toute la dernière glaciation et l'obtention de meilleures datations a radicalement changé l'idée qu'on avait de l'histoire de la Fennoscandie (Svendsen *et al.* 2004).

Le premier grand travail de synthèse sur la reconstruction des calottes à la fin de la dernière glaciation a été publié par Denton and Hugues (1981). Leur méthode de reconstruction consistait à supposer que le profil des calottes était parabolique (hypothèse qui se vérifie à peu près sur les calottes actuelles mais qui suppose un état stationnaire) et d'utiliser les données géomorphologiques pour contraindre l'étendue. Les datations de moraines n'étant à l'époque pas aussi performantes qu'actuellement, ils ont, en de nombreuses régions, supposé que les moraines étaient celles du dernier maximum glaciaire alors que certaines avaient été formées lors de précédentes glaciations. Leurs reconstructions (même celle donnée comme « minimale ») sont donc sensiblement plus étendues et volumineuses que ce qui est admis aujourd'hui. Ces reconstructions étaient également en contradiction avec le volume de glace global tel qu'il est estimé par ailleurs (sédiments marins, Mix et Ruddiman, 1984).

Les connaissances ont ensuite rapidement évolué vers une vision plus dynamique des calottes. Boulton et Clark (1990) proposent par exemple une histoire du Laurentide et en particulier de la migration et jonction des divers dômes (nous y reviendrons au paragraphe sur le Laurentide). Du côté de la Fennoscandie, Lambeck *et al.* (2006) présentent une évolution durant la dernière glaciation. Souvent, ce type de synthèse demande la contribution de nombreux groupes de chercheurs et de grands projets ont été menés afin

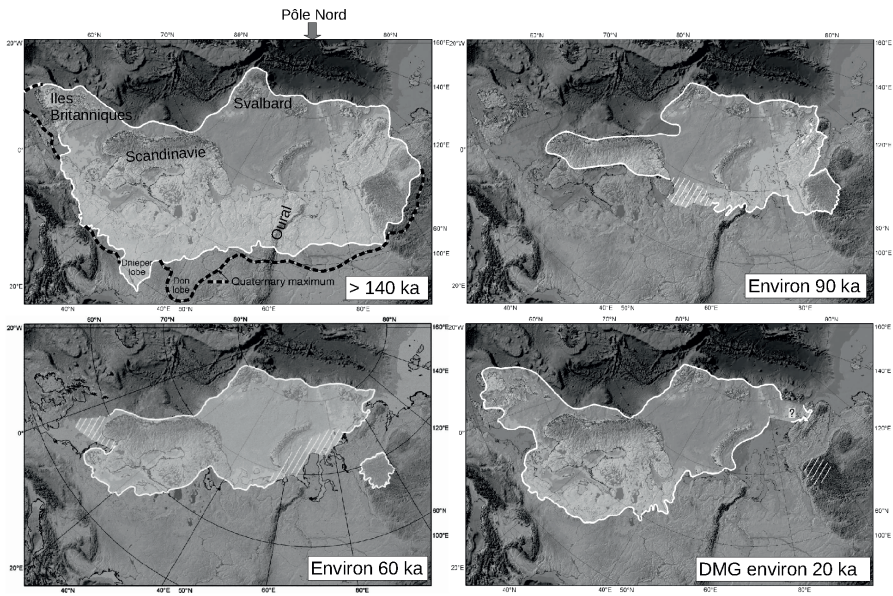


FIG. 2.6 – La calotte eurasiennne à diverses époques du passé. Chaque carte, centrée sur l'Oural, représente la même région du nord de l'Eurasie mais à différentes époques. L'extension de la calotte a été déterminée à partir de données géomorphologiques. Au Saalien (précédent maximum glaciaire, âge > 140 ka), la calotte était particulièrement étendue vers le sud atteignant presque l'extension maximum du Quaternaire. On note l'existence de lobes (du Dnieper au Saalien et du Don pour l'extension maximum). Ces lobes résultent peut-être d'événements ponctuels, appelés « *surges* », pendant lesquels des glaciers ou fleuves de glace s'écoulent très rapidement. Une langue de glace se forme alors, qui disparaît ensuite, car son altitude basse la rend sensible à l'ablation. On remarque qu'au début de la période glaciaire (90 ka), la calotte est imposante à l'Est et restreinte à l'Ouest sur la Scandinavie. Au dernier maximum glaciaire, la situation est inversée. Noter qu'entre chaque période représentée ici, il y a eu des épisodes relativement déglacés, avec disparition de la calotte située sur la mer de Barents et séparation en deux calottes. Adapté de Svendsen *et al.* 2004.

d'estimer l'extension et la dynamique des anciennes calottes (EPILOG, 2002 ; QUEEN, Svendsen *et al.*, 2004).

À partir d'inversion de données du niveau des mers relatif (RSL) et d'observations du rebond isostatique encore observé, il est également possible d'estimer la charge de glace qui a produit ces variations isostatiques, et donc l'épaisseur des calottes. Cette approche a surtout été utilisée pour le Dernier Maximum glaciaire et la dernière déglaciation (Peltier, 2004 ; Clark, 2002 ; Lambeck *et al.* 2006).

À partir de toutes ces informations, on peut produire un scénario de la vie des calottes. C'est cette histoire que nous allons essayer de conter dans la partie suivante en insistant sur le dernier cycle glaciaire-interglaciaire pour lequel les informations sont plus abondantes. Il faut cependant garder en mémoire que si les grandes lignes sont à présent assez bien définies, il y a encore beaucoup de régions et d'époques pour lesquelles les informations manquent.

2.3.2 Les derniers 50 millions d'années

Le continent Antarctique est situé dans les hautes latitudes depuis le Crétacé ancien (~ 240 Ma). Il est cependant resté libre de glace jusqu'à la transition Eocène-Oligocène, il y a 34 Ma (chapitre 6, Tome 2). Les enregistrements des sédiments marins indiquent à cette date une augmentation brusque du $\delta^{18}\text{O}$ benthique qui suggère un piégeage d'eau appauvrie en ^{18}O sous forme de glace. L'apparition de la calotte antarctique a été attribuée à l'ouverture d'un couloir océanique entre l'Amérique du Sud et la péninsule antarctique, le passage de Drake. L'organisation du courant circumpolaire antarctique aurait entraîné l'isolement thermique de l'Antarctique. Mais d'autres auteurs plus récents, s'appuyant sur des travaux de modélisation estiment que la baisse de concentration en CO_2 est à l'origine du refroidissement en Antarctique (De Conto et Pollard, 2003).

Cette figure du chapitre 6 montre un nouveau seuil vers 15 Ma, qu'on attribue à l'existence permanente de la calotte antarctique est. Des indices montrent cependant un possible recul des glaces depuis 3 Ma, la calotte à 3 Ma aurait alors été plus épaisse qu'au dernier maximum glaciaire.

En ce qui concerne l'hémisphère nord, les scientifiques estiment que les premiers englacements sont apparus il y a 7 Ma sur le sud du Groenland. Puis une amplification des glaciations a lieu il y a ~ 3 Ma. Plusieurs hypothèses ont été proposées pour expliquer cette amplification : i) la fermeture du détroit de Panama, qui se produit à cette époque et modifie la circulation océanique, provoquant une remontée des eaux chaudes aux hautes latitudes de l'Atlantique Nord et fournissant une source considérable de vapeur d'eau et donc de précipitations ; ii) la baisse de la concentration en CO_2 qui conduit à un refroidissement ; iii) une surrection des montagnes rocheuses qui modifie les ondes planétaires. La glace serait apparue entre 275 et 255 Ma en Eurasie puis en Alaska et au Canada, comme le montrent les débris transportés par des icebergs qui apparaissent alors dans les sédiments de l'Atlantique Nord (Shackleton, 1984).

2.3.3 Les trois derniers millions d'années

Depuis trois millions d'années, le climat de la Terre oscille entre périodes glaciaires et interglaciaires et l'essentiel des variations provient de la formation puis de la fonte des calottes de l'hémisphère nord. L'Antarctique se contente

d'osciller, avec des variations sensibles en Antarctique de l'Ouest et dans la péninsule (Anderson *et al.*, EPILOG, 2002 ; Ritz *et al.*, 2001).

Jusqu'à il y a ~ 1 Ma, l'étendue et le volume des calottes restaient modérés, avec des variations de 60 m de niveau des mers. Les oscillations se sont par la suite ralenties et ont gagné en amplitude. Il y a environ 900 ka, la période dominante des glaciations passe de 40 000 à 100 000 ans et l'amplitude des oscillations devient deux fois plus importante, avec des variations de plus de 100 m de niveau des mers. Cet événement est connu comme la révolution du Pléistocène moyen (*Mid-Pleistocene Revolution*, MPR) (Raymo *et al.*, 2006).

L'englacement de l'hémisphère nord a beaucoup varié au cours du temps, toutes les glaciations ne se ressemblent pas, ni tous les interglaciaires. L'extension maximale et récente des calottes continentales est assez bien documentée. Par contre de nombreuses interrogations demeurent en particulier sur les parties marines des calottes. Nous présentons ci-dessous quelques problèmes étranges qui suscitent l'intérêt.

Les ices shelves de l'Océan Arctique

Le Lomonosov Ridge est une chaîne de montagnes sous-marine située à 1 000 mètres de profondeur. Il traverse tout l'océan Arctique du Groenland à la Sibérie en passant par le pôle Nord. Plusieurs stries alignées au sommet de ce Ridge évoquent le possible développement d'un gigantesque *ice-shelf* qui aurait couvert le centre de l'océan Arctique. Ces stries non datées peuvent difficilement être imputées à des icebergs qui laissent des traces plus chaotiques. Elles sont aussi corroborées par des empreintes dans d'autres régions de l'océan Arctique (Jakobsson *et al.* 2008).

L'interglaciaire du Stade 11

Il y 400 000 ans, durant le stage isotopique marin 11, la Terre connaît un interglaciaire long. Les estimations (actuellement débattues) sur le niveau des mers varient entre 20 mètres audessus et 8 mètres audessous du niveau actuel. Si la valeur haute était correcte, elle nécessiterait non seulement une déglaciation massive du Groenland et de l'Antarctique de l'Ouest mais aussi une perte de glace (modérée) en Antarctique de l'Est. Les paramètres orbitaux étant proches de ceux d'aujourd'hui, cet interglaciaire est souvent considéré comme un des meilleurs analogues de l'époque actuelle.

Le Stade 6 : la glaciation du Saalien

L'avant-dernière période glaciaire, appelée Saalien en Eurasie, atteint son maximum il y a environ 140 000 ans. La calotte eurasiennne couvre alors une large partie de l'Europe de l'Est, de la Russie et de la Sibérie correspondant pratiquement à l'extension quaternaire maximale dans ces régions (Svendsen *et al.*, 2004). Le refroidissement associé au développement de cette calotte devait être bien plus important qu'au LGM. Son extension vers le sud est

particulièrement impressionnante car un de ses lobes (le Diepner lobe, sans doute un phénomène transitoire) s'approchait à 500 km de la mer Noire. On peut noter qu'au sud-est, les traces d'extension maximum sont situées encore plus au sud que le Saalien mais il est difficile de savoir si elles correspondent à une même calotte et quelle serait son âge (voir Fig. 2.6).

2.3.4 Scénario du dernier cycle glaciaire-interglaciaire

La trame temporelle du dernier cycle glaciaire-interglaciaire est présentée sur la figure 2.3. Le forçage extérieur lié aux variations de l'orbite terrestre y est représenté à travers l'évolution de l'insolation d'été à 65° de latitude nord. Le niveau des mers indique le volume global de glace.

On note que le volume de glace réagit systématiquement aux variations d'insolation d'été. Comme c'est surtout le climat d'été qui est responsable de l'ablation, une configuration orbitale avec une forte insolation d'été est défavorable aux calottes. On observe de plus une asymétrie entre englacements lents et déglaciations rapides. Le volume sur l'ensemble du cycle est en dents de scie car les reculs ne sont pas complets et chaque avancée (vers 120, 90, 80, 60 et 40 ka BP) repart d'une situation déjà englacée, et ceci d'autant plus qu'on avance dans la période glaciaire.

Par contre, la répartition géographique fait apparaître une grande diversité (les aspects géographiques sont synthétisés sur les figures 2.6 pour la Fennoscandie et 2.7 pour la Laurentide).

Pendant l'Éémien (125 ka BP), le niveau des mers eustatique s'élève jusqu'à 6 mètres au-dessus de l'actuel témoignant d'un fort recul des glaces. Par rapport à l'état actuel, la partie sud du Groenland et l'Antarctique de l'Ouest étaient probablement bien moins étendus qu'actuellement. Les forages glaciaires indiquent néanmoins qu'une calotte existait dans la partie centrale du Groenland, avec une altitude comparable à l'altitude actuelle (NGRIP *members*, 2004).

2.3.4.1 Le Laurentide

La calotte laurentide ¹ sur l'Amérique du Nord est la première à se former, la glace apparaissant sur les hauteurs sous la forme de deux calottes séparées, l'une sur Keewatin (ellemême issue de la jonction des calottes Keewatin et Baffin), l'autre sur le Labrador (Fig. 2.7). Pendant toute la période glaciaire, elle va subir des fluctuations avec, pendant les périodes les plus froides, jonction des deux calottes puis croissance (tant en volume qu'en étendue) de la calotte résultante, avec en général deux dômes séparés. À l'inverse, pendant

1. Le genre des noms en français n'obéit à presque aucune logique, et cela se reflète dans les noms de calottes glaciaires. On dit la Fennoscandie (calotte fennoscandienne), le Laurentide (calotte laurentienne), le Groenland (calotte groenlandaise) et l'Antarctique (qui est masculin, calotte antarctique). Les deux dernières calottes portent le nom de l'île (continent) sur lesquels elles reposent.

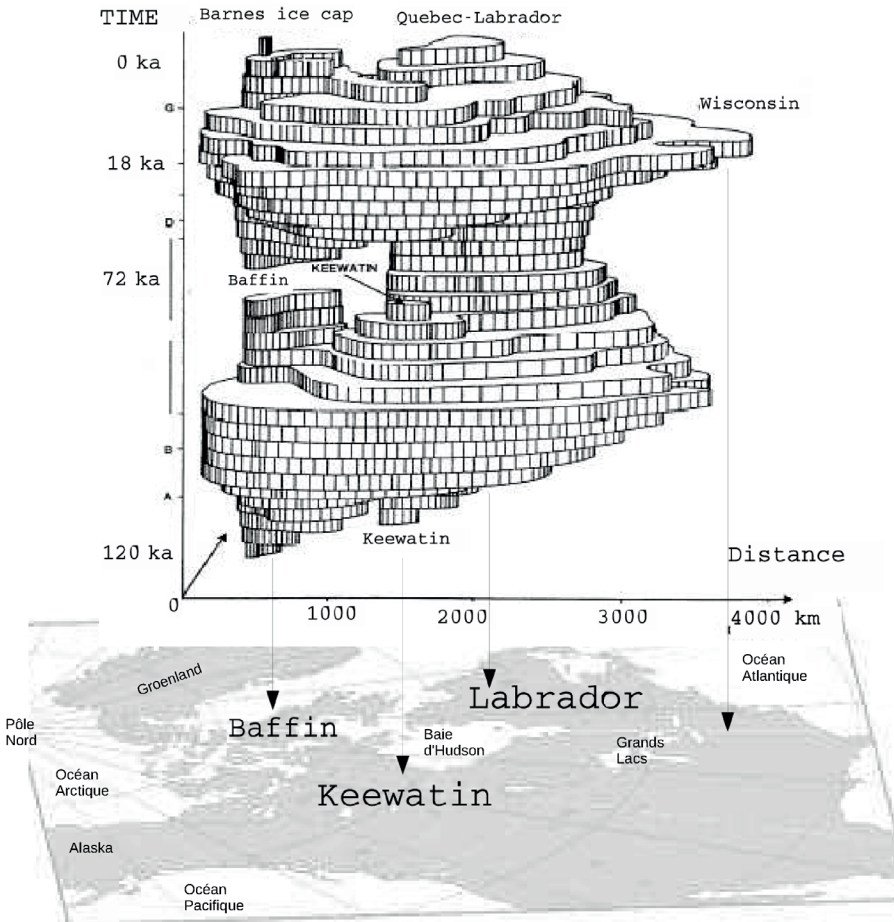


FIG. 2.7 – Reconstruction de la calotte Laurentide durant la glaciation. On considère en général trois centres de glaciation : la première calotte se développe sur l'archipel Arctique (Baffin) rapidement suivie par une autre sur Keewatin puis ces deux calottes se rejoignent (et on appelle en général l'ensemble « calotte de Keewatin »). Parallèlement, une autre calotte se développe sur le Labrador. Vers 106 ka BP, les calottes du Labrador et du Keewatin sont encore indépendantes, séparées par la baie d'Hudson. Ensuite les différentes calottes se rejoignent pour ne former qu'une seule masse de glace mais avec deux dôme (Labrador et Keewatin/Baffin). Cette calotte se sépare à nouveau en plusieurs petites vers 85–74 ka BP pour enfin se reformer et grossir jusqu'au DMG. Image adaptée de Boulton et Clark (1990). D'après Peyaud (2006).

les interstades (périodes plus chaudes du glaciaire) il y a un retrait et dans certains cas à nouveau une séparation en deux (voire trois) calottes. Une autre calotte se développe également sur les Rocheuses (calotte de la Cordillère), mais il faut attendre au moins 60 ka BP pour avoir une jonction entre la calotte Laurentide et la calotte de la Cordillère encore peu développée. La calotte de la Cordillère ne s'englace d'une façon importante que tardivement (après 30 ka BP). Ce phénomène a été attribué à l'influence du Laurentide sur la circulation atmosphérique. Il a fallu que le Laurentide soit suffisamment élevé pour affecter le jet ce qui a eu pour effet d'accroître le transport d'humidité vers la Cordillère.

Il faut noter que malgré les fluctuations, une quantité de glace importante a persisté sur l'Amérique du Nord pendant toute la période glaciaire.

Au Dernier Maximum glaciaire (21 ka BP), l'étendue est celle représentée sur la figure 2.1. Pendant la déglaciation le retrait du Laurentide devient important à partir de 15 ka BP. Au sud de la calotte un lac (lac Agassiz) proglaciaire se forme. Il se vidange vers 8 200 ans en détruisant son barrage de glace et en injectant très rapidement une grande quantité d'eau douce dans l'Atlantique Nord, ce qui a des répercussions sur la circulation thermohaline. La déglaciation en Amérique du Nord se poursuit jusqu'à 6 ka BP.

2.3.4.2 La Fennoscandie

La glace apparaît plus tardivement sur l'Eurasie et au début d'une façon limitée sur les archipels arctiques (Svalbard, François Joseph) et sur les montagnes de Scandinavie. C'est seulement vers 90 ka BP qu'une glaciation majeure apparaît en Sibérie occidentale. Ensuite pendant chaque période froide une grande calotte se développe avec une jonction entre l'archipel du Svalbard, le nord de la Scandinavie et la Nouvelle Zemble (mers de Barents et de Kara) et à chaque interstade les mers de Barents et de Kara sont déglacées, et souvent il ne subsiste de la glace que dans les archipels arctiques et sur les hauteurs de la Scandinavie (Svendsen *et al.* 2004). Ce comportement, qui suggère une forte sensibilité au climat peut s'expliquer par plusieurs rétroactions positives :

- la partie terrestre (reposant sur un socle au-dessus du niveau de la mer) est de taille et d'épaisseur plus limitée que le Laurentide. De ce fait, elle est plus soumise à la rétroaction altitude-température de surface. Cette instabilité est souvent appelée « instabilité des petites calottes » ;
- les calottes de Barents et Kara sont des calottes marines dont le socle est en dessous du niveau des mers (comme l'Antarctique de l'Ouest) et cela les rend sensible à l'instabilité des calottes marines qui est liée à la dynamique de l'écoulement de la glace. Par ailleurs, ces calottes forment un barrage glaciaire qui retient d'immenses lacs. Ces lacs ont tempéré les étés sibériens et réduit la fonte des calottes accentuant la glaciation,

autre rétroaction positive mais se produisant en période froide à l'inverse des deux précédentes.

Un autre point intéressant concerne la localisation de la calotte au cours de la période glaciaire. Au DMG la calotte fennoscandienne a une taille à peu près semblable à celle de 90 ka BP, mais elle est située nettement plus à l'ouest. Ce phénomène n'est pas élucidé mais on soupçonne une interaction entre topographie des calottes et circulation atmosphérique. Par exemple, en fin de glaciation, l'existence de la calotte scandinave a pu empêcher le transport d'humidité vers l'est.

La calotte fennoscandienne semble avoir atteint son extension maximale vers le sud entre 20 et 18 ka BP. La déglaciation du plateau continental commence vers 15 ka BP et dès 13 ka BP la glace s'est retirée, au nord, dans les archipels de l'Arctique alors qu'au sud la calotte scandinave a reculé jusqu'au golfe de Botnie et à la frontière finlandaise. Après 10 000 ans BP, la glace est confinée dans les massifs norvégiens et à l'optimum climatique de l'Holocène, la couverture glaciaire est probablement plus petite qu'actuellement.

2.3.4.3 L'Antarctique

Il y a beaucoup moins d'informations sur l'évolution de la calotte antarctique en raison à la fois des conditions difficiles (logistiques, climatiques) pour obtenir des données, du fait que les variations ont été plus faibles et que la plupart des traces du Dernier Maximum glaciaire se trouvent en mer. Les informations proviennent des forages glaciaires (qui sont pour la plupart situés sur le plateau antarctique (voir chapitre 10, tome 1), des forages marins sur les pourtours, des données sonars (*multi-beam*) en mer et des traces de glaciations sur les rochers et montagnes dépassant de la calotte actuelle (*trimlines* ou limite entre le modelé d'érosion glaciaire et le modelé d'érosion par les processus atmosphériques). La modélisation numérique des calottes permet de faire un lien entre les données éparses et de comprendre les mécanismes en jeu.

Depuis 3 millions d'années, l'Antarctique oscille entre deux (voire trois) états, les calottes antarctique de l'Est et antarctique de l'Ouest ayant un comportement différent (opposé en termes de volume). Quatre processus gouvernent cette évolution : (i) la température en surface a peu d'influence immédiate. En effet comme la température maximale sur les côtes est de l'ordre de -10 °C, l'ablation est un mécanisme peu significatif sauf sur les *ice-shelves*. À long terme, les variations de température d'origine climatique se propagent dans la glace et finissent par atteindre la base du glacier, là où se concentrent la déformation et le glissement. L'écoulement s'en trouve alors intensifié mais il faut une dizaine de milliers d'années avant que ce processus ne se fasse sentir ; (ii) la précipitation a un effet immédiat, plus il neige plus la calotte grossit. En général on suppose que la précipitation est liée à la température atmosphérique. Il neige donc plus durant les périodes chaudes car l'air peut

alors contenir plus d'humidité et ceci est confirmé (au moins sur le plateau Antarctique) par l'analyse des forages glaciaires ; (iii) l'écoulement draine la glace vers la côte, il est sensible aux conditions basales et au couplage thermomécanique mentionné plus haut mais la principale caractéristique de l'Antarctique est d'avoir des *ice-shelves* qui exercent un effet d'arc-boutant limitant la vitesse des fleuves de glace. Si ces *ice-shelves* disparaissent, les glaciers en amont accélèrent menant à un amincissement de la calotte ; (iv) les mouvements de la ligne d'échouage gouvernent l'étendue de la calotte, or plus la calotte est étendue plus elle peut devenir épaisse. La ligne d'échouage est sensible au niveau des mers (si celui-ci baisse les *ice-shelves* peuvent se poser) par un effet purement géométrique. De plus l'écoulement des fleuves de glace et le mouvement de la ligne d'échouage sont couplés, un recul étant associé à une accélération. Par exemple, une désintégration d'*ice-shelves* en accélérant l'écoulement peut forcer un recul de la ligne d'échouage. Réciproquement un recul de la ligne d'échouage diminue le frottement basal du fleuve de glace (puisqu'il se met à flotter) et l'autorise à accélérer. On notera que l'effet précipitation agit à l'inverse des autres tendant à produire une plus petite calotte en période glaciaire.

En période interglaciaire, l'état est à peu près similaire à l'actuel. En période glaciaire, par rapport au présent, la température est plus basse, la précipitation plus faible, le niveau des mers plus bas, et l'océan plus froid permet de mieux maintenir les *ice-shelves*. La ligne d'échouage avance alors, n'étant plus limitée que par le talus continental ainsi que le montre la carte de ligne d'échouage proposée par Anderson *et al.* (EPILOG 2002) (Fig. 2.8). C'est l'amplitude de variation de la ligne d'échouage qui fait la différence de comportement entre calotte de l'Est et de l'Ouest.

Des résultats de modélisation récents (Pollard et De Conto, 2009) indiquent qu'un troisième état, encore plus déglacé que l'actuel pourrait survenir lors des interglaciaires particulièrement longs et chauds. Dans ce troisième état, l'Antarctique de l'Ouest a quasiment disparu et cela pourrait expliquer certains hauts niveaux des mers du passé (Emien, MIS11).

Autour de l'Antarctique de l'Est, le talus continental est situé à quelques dizaines de kilomètres de la côte actuelle (voir Fig. 2.8). C'est donc la seule marge d'avancée de la calotte. En période glaciaire la calotte antarctique de l'Est est par conséquent légèrement plus épaisse sur les bords mais cet effet (confirmé par les lignes de glaciation sur les montagnes) reste cantonné au bord. Les régions centrales sont plus minces en raison de l'accumulation plus faible. On estime que le plateau antarctique était environ 100 m plus bas au Dernier Maximum glaciaire (Ritz *et al.* 2001). En termes de volume, l'impact des régions centrales est plus fort et globalement le volume de l'Antarctique de l'Est est plus faible en période glaciaire qu'en interglaciaire.

L'Antarctique de l'Ouest a beaucoup plus de latitude pour s'étaler (Fig. 2.8). En effet, les deux grandes échancrures dans lesquelles sont situés les *ice-shelves* de Ross et de Ronne-Filchner sont peu profondes. En périodes

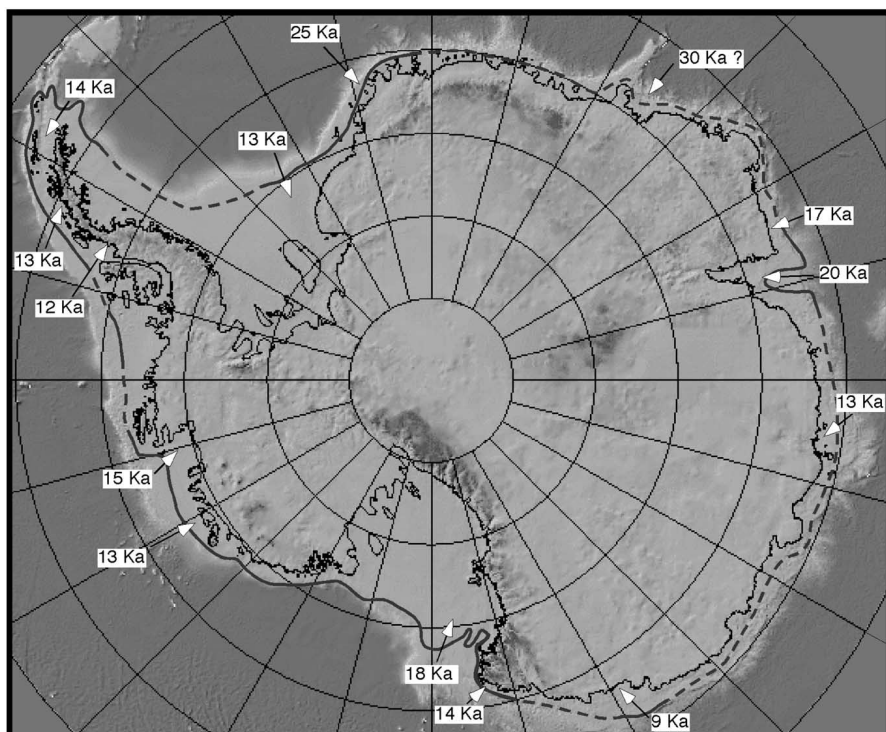


FIG. 2.8 – Position de la ligne d'échouage en Antarctique. Actuelle (trait fin) et au dernier glaciaire (trait plus large). Noter que pendant la période glaciaire, cette ligne est située près du talus continental et que la calotte a pu ainsi s'étaler sur presque tout le plateau continental (en gris clair). D'après Anderson *et al.* EPILOG 2002.

glaciaire, ces *ice-shelves* sont posés, faisant avancer la ligne d'échouage d'environ un millier de kilomètres. Ici l'effet de la ligne d'échouage l'emporte largement sur celui de la précipitation. C'est pourquoi l'Antarctique de l'Ouest est plus volumineuse pendant les périodes glaciaires. Par contre, il y a encore beaucoup de débats sur le volume exact. Les estimations pour la contribution au niveau des mers de l'ensemble de l'Antarctique entre le maximum glaciaire et l'actuel vont de 7 m à plus de 20 m (équivalent niveau des mers). Ces extrêmes correspondent à deux schémas de l'Antarctique de l'Ouest pendant la glaciation. Pour une même position de la ligne d'échouage, on peut avoir des fleuves de glace relativement stagnants et une calotte très épaisse sur les bords, un peu comme sont les bords de l'Antarctique de l'Est actuellement. À l'opposé on peut imaginer que les régions où il y a des *ice-shelves* actuellement étaient très actives, formées d'énormes *ice streams* un peu comme

actuellement Siple Coast en Antarctique de l'Ouest. Ces régions devaient alors être relativement plates, ce qui avait des répercussions jusqu'au centre de l'Antarctique de l'Ouest. La première hypothèse a longtemps été confortée par les *trimlines* qui indiquaient des altitudes au moins 1 000 m audessus de l'actuel mais les récentes datations de ces *trimlines* ont, dans beaucoup d'endroits, indiqué qu'elles dataient de plus d'un million d'années et ne concernaient donc pas le Dernier Maximum glaciaire (Bentley, 2010). À l'opposé l'analyse des forages glaciaires de Siple Dome (versant Ross *ice-shelf*) et de Berkner Island (au milieu du Ronne-Filchner *ice-shelf*) favorisent la deuxième hypothèse.

Pour l'instant, la modélisation numérique est le seul outil pour évaluer l'évolution de la géométrie de l'Antarctique au cours des derniers cycles glaciaires-interglaciaires Il n'y a que quelques modèles de calotte polaire qui s'y sont attaqués car la simulation des mouvements de la ligne d'échouage reste une difficulté majeure. On peut retenir que les mécanismes présentés (qui sont inclus dans les modèles) reproduisent effectivement les évolutions décrites ci-dessus, que tous les inter-glaciaires n'ont pas été forcément semblables (certains plus déglacés, comme le stade 11 ou l'Éémien, d'autres intermédiaires entre glaciaire et interglaciaire) et que les englacements se font lentement, le volume croissant régulièrement pendant tout le glaciaire. En ce qui concerne la dernière déglaciation, elle semble intervenir tardivement (15 ka BP) mais sa vitesse dépend du modèle utilisé (Huybrechts EPILOG 2002 ; Ritz *et al.* 2001) comme d'ailleurs le volume de l'Antarctique de l'Ouest au glaciaire. La vitesse de déglaciation dépend des modèles, mais tous s'accordent pour estimer qu'elle est à peine finie, ce qui est en accord avec les observations montrant qu'en mer de Ross le recul de la ligne d'échouage s'est prolongé jusqu'à 3 000 ans BP (Conway *et al.* 1999).

2.3.4.4 Le Groenland

En termes de processus, le Groenland est une calotte intermédiaire. Pendant les périodes glaciaires, l'ablation y est négligeable et son étendue est limitée par le mouvement de la ligne d'échouage, c'est-à-dire qu'elle ne dépasse pas les limites du talus continental. Pendant les interglaciaires, l'ablation joue un rôle important, comme le prouve le fait que son bord actuel est en majeure partie terrestre (il ne peut pas y avoir de bord terrestre sans ablation). Cela rend le Groenland sensible aux climats chauds et explique pourquoi on suppose que cette calotte était sensiblement plus petite pendant l'Éémien. En termes de forme, le Groenland passe de bombé en interglaciaires (haut et étroit) à plat et étendu en glaciaire.

2.4 Conclusions

Le système climatique est un système complexe et la composante longue qui comprend le niveau des mers et l'évolution des calottes polaires n'échappe pas à cette règle. Dans ce chapitre, nous avons vu que les mécanismes en jeu peuvent être internes aux calottes avec le couplage thermo-mécanique et les rétroactions liées à l'hydrologie sous-glaciaire. Cependant, la plupart des processus sont liés aux interactions avec les autres éléments du système :

- avec l'atmosphère, en raison du lien altitude-température de surface qui produit l'instabilité des petites calottes. L'influence des calottes sur la circulation générale a également été notée et nous avons vu qu'elle pouvait expliquer les interactions entre les calottes ;
- avec l'océan, puisque les calottes conditionnent le niveau des mers, mais aussi sa circulation générale. Dans l'autre sens, la migration de la ligne d'échouage, qui est le processus clé de l'évolution de l'Antarctique, résulte d'une interaction entre la dynamique glaciaire et l'océan local ;
- avec la Terre solide, à travers le mécanisme de l'isostasie.

Les données disponibles dans le passé, en termes de niveau des mers ou grâce aux reconstructions de la glacio-géomorphologie, nous indiquent que tous les mécanismes mentionnés plus haut sont effectivement actifs. D'ailleurs, les modélisations numériques permettent de simuler l'essentiel des évolutions enregistrées. On a cependant du mal à expliquer la rapidité et l'amplitude de certains événements :

- Pendant la déglaciation, il y a eu des périodes de montée du niveau des mers extrêmement rapides, de l'ordre de 5 cm par an, pendant quelques siècles. Ceci s'est produit en particulier vers 14 200 ka BP avec un événement appelé « *melt water pulse 1 A* », dont l'attribution (Laurentide ou Antarctique) est encore âprement discutée.
- Les Heinrich *events* pendant lesquels des armadas d'icebergs ont envahi l'Atlantique Nord. Des mécanismes purement glaciaires (couplage thermo-mécanique) ont été proposés mais ont du mal à être correctement reproduits par les modèles 3D de calotte. Une interaction avec l'océan qui ferait fondre un *ice-shelf* à l'embouchure du détroit d'Hudson a récemment été suggéré et permettrait un meilleur accord que l'hypothèse précédente avec les enregistrements marins.

Il ressort de ces deux exemples que la dynamique glaciaire pourrait avoir joué un rôle plus important que ce qu'on supposait jusqu'à récemment, en particulier lorsque les calottes sont soumises à des forçages climatiques (océan ou atmosphère). Ceci est corroboré par les observations actuelles d'accélération de glaciers. C'est pourquoi on poursuit activement les études dans ce

domaine de la dynamique glaciaire pour évaluer au mieux le comportement futur des deux calottes restantes, Groenland et Antarctique, dans le contexte du changement climatique.

Références bibliographiques

- Bentley M. J., Fogwill, C. J., Le Brocq, A. M., Hubbard, A. L., Sugden, D. E., Dunai, T. J. et Freeman, S.P.H.T. (2010), « Deglacial History of the West Antarctic Ice Sheet in the Weddell Sea Embayment: Constraints on Past Ice Volume Change », *Geology*, 38, p. 411-414.
- Boulton, G. S. et Clark, C. D. (1990), « A Highly Mobile Laurentide Ice Sheet Revealed by Satellite images of Glacial Lineations », *Nature*, 346, pp. 813-817.
- Clark, P. U., Mitrovica, J.X., Milne, G.A., Tamisiea, M.E. (2002), « Sea-Level Fingerprinting as a Direct Test for the Source of Global Meltwater Pulse I », *Science*, 295, pp. 438-441.
- Conway, H., Hall, B. L., Denton, G. H., Gades, A. M. et Waddington, E. D. (1999), « Past and Future Grounding-Line Retreat of the West Antarctic Ice Sheet », *Science*, 286, pp. 280-283
- De Conto, R. M. et Pollard, D. (2003), « Rapid Cenozoic Glaciation of Antarctica Induced by a Declining Atmospheric C_{O_2} », *Nature*, 421, pp. 245-249.
- Denton, G. H. et Huges, T. J. (1981), *The Last Great Ice Sheets*, John Wiley & sons.
- EPILOG (2002), *Quat. Sci. Rev.*, volume 21 (tous les articles dont Anderson, J. B. *et al.*, pp. 49-70, Huybrechts, P., pp. 203-231, Lambeck, K. *et al.*, pp. 343-360, Waelbroeck, C. *et al.*, pp. 295-305)
- IPCC (2007), *Fourth Assessment Report: Climate Change*.
- Jakobsson, M., Polyak, L., Edwards, M., Kleman, J. et Coakley, B. (2008), « Glacial geomorphology of the Central Arctic Ocean »: the chukchi borderland and the Lomorosov Ridge », *Earth surf. Process, Landforms* 33, pp. 526-545.
- Lambeck, K. et Chappell, J. (2001), « Sea Level Change through the Last Glacial Cycle », *Science*, 292, pp. 679-686.
- Lambeck, K., Purcell, A., Funder, S., Kjaer, K. H., Larsen, E. et Möller, P. (2006), « Constraints on the Late Saalian to Early Middle Weichselian Ice Sheet of Eurasia From Field Data and Rebound Modelling », *Boreas*, 35, DOI 10.1080/03009480600781875.

- Mix, A. C. et Ruddiman, W. F. (1984), « Oxygen-Isotope Analyses and Pleistocene Ice Volume », *Quaternary Research*, 21, pp. 1-20.
- NGRIP members (2004), « High Resolution Record of Northern Hemisphere Climate Extending into Last Interglacial Period », *Nature*, 431, pp. 147-151.
- Pollard, P. et DeConto, R. M. (2009), « Modelling West Antarctic Ice Sheet Growth and Collapse through the Past Five Million Years », *Nature*, 458, pp. 329-332, doi:10.1038/nature07809.
- Raymo, M. E., Lisiecki, L. E. et Nisancioglu, K. H. (2006), « Plio-Pleistocene Ice Volume, Antarctic Climate, and the Global $\delta^{18}O$ Record », *Science*, 313, n° 786, pp. 492-495, DOI:10.1126/science.1123296.
- Peltier, W. (2004), « Global Glacial Isostasy and the Surface of the Ice-Age Earth: The ICE-5G(VM2) Model and GRAC », *Annu. Rev. Planet. Earth Sci.*, 32, pp. 111-149.
- Peyaud, Vincent (2006), « Rôle de la dynamique des calottes glaciaires dans les grands changements climatiques des périodes glaciaires-interglaciaires », Thèse de doctorat, université Joseph Fourier, Grenoble 1.
- Ritz, C., V. Rommeleare et Dumas, C. (2001), « Modeling the Evolution of Antarctic Ice Sheet over the Last 420 000 Years: Implications for Altitude Changes in the Vostok Region », *Journal of Geophysical Research*, 106, 31, 943-31, 964.
- Schoof, C. (2007), « Ice Sheet Grounding Line Dynamics: Steady States, Stability, and Hysteresis », *Journal of Geophysical Research*, 112, F03S28, doi:10.1029/2006JF000664.
- Schrag, D. P., Hampt, G. et Murray, D. W. (1996), « Pore Fluid Constraints on the Temperature and Oxygen Isotopic Composition of the Glacial Ocean », *Science*, 272, pp. 1930-1932.
- Siddall, M., Rohling, E. J., Almagi-Labin, A., Hemleben, C., Meischner, D., Schmelzer, I. et Smeed, D. A. (2003), « Sea-Level Fluctuations during the Last Glacial Cycle », *Nature*, 423, pp. 853-858.
- Shackleton, N. J. *et al.* (1984), « Oxygen Isotope Calibration of the Onset of Ice-Rafting and History of Glaciation in the North Atlantic Region », *Nature*, 307, pp. 620-623.
- Spada, G., Stocchi, P. (2007), « SELEN: a Fortran 90 Program for Solving the « Sea Level Equation », *Computers and Geosciences*, 33, doi: 10.1016/j.cageo.2006.08.006
- Svendsen, J. I. *et al.* (2004), « Late Quaternary Ice Sheet History of Northern Eurasia », *Quaternary Science Reviews*, 23, pp. 1229-1271.

Chapitre 3

L'évolution des climats à l'échelle des temps géologiques

Le rôle des changements paléogéographiques

Frédéric FLUTEAU, Équipe de Paléomagnétisme, Institut de Physique du Globe, UMR 7154, Sorbonne Paris Cité, 1 rue Jussieu, 75238 Paris Cedex 05, France.

et

UFR des Sciences de la Terre, de l'Environnement et des Planètes, Université Paris-Diderot, Sorbonne Paris Cité, 5 rue Thomas Mann, 75205 Paris Cedex 13, France.

À l'échelle des temps géologiques, de grands bouleversements climatiques ont jalonné l'histoire de la Terre (Fig. 3.1). Nous en esquisserons les contours en nous limitant aux grandes tendances sur le long terme et à quelques événements rapides de grande amplitude. Ensuite, nous retracerons les grands changements paléogéographiques en termes de distribution des continents et de paléotopographie. Ces reconstructions paléogéographiques reposent sur des méthodes présentées dans la section 3.2. Dans la dernière partie, nous verrons à travers différents exemples que les histoires paléogéographique et paléoclimatique de la Terre sont intimement liées par le biais des couplages directs et indirects existant entre les différentes enveloppes solides, liquides et gazeuses.

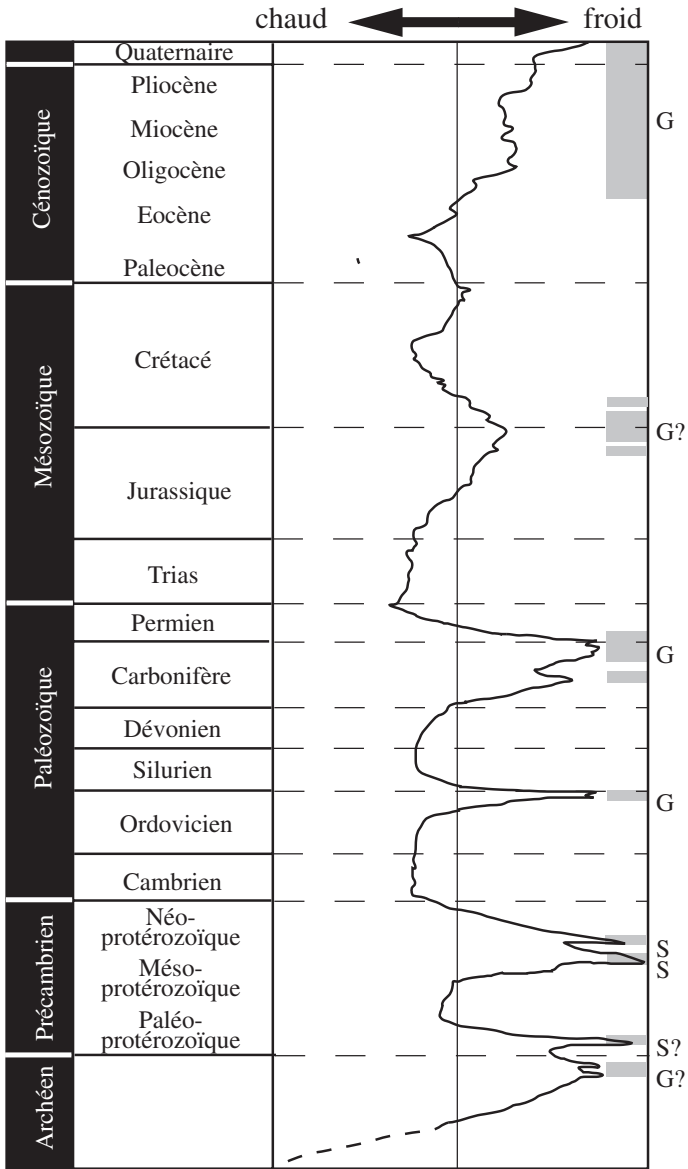


FIG. 3.1 – Esquisse de l'évolution de la température moyenne globale depuis 4 Ga. Les rectangles grisés indiquent les périodes glaciaires. La lettre G signale les périodes pour lesquelles des évidences de glaciation ont été observées. La lettre S signale une glaciation globale de la Terre.

3.1 L'évolution des climats depuis 4,56 milliards d'années

Nous n'avons qu'une connaissance fragmentaire du climat avant le Phanérozoïque (540 Ma), ce qui représente tout de même 88 % de l'histoire de notre planète, en raison du faible nombre d'unités géologiques préservées porteuses d'un message climatique (Fig. 3.1). Les 900 premiers millions d'années de l'histoire de la Terre (4,5–3,6 Ga) sont hors d'atteinte, aucun affleurement sédimentaire non métamorphisé n'ayant été préservé ou du moins retrouvé jusqu'à présent. Les premiers affleurements de roches (métamorphisées) ont été découverts au nord-ouest du Canada et sont âgés de 4 Ga. Toutefois, la découverte en Australie dans des métaquartzites plus jeunes, de zircons datés à 4,4 Ga et présentant un $\delta^{18}\text{O}$ élevé (5 ‰ à 7 ‰) permettrait d'attester de l'érosion des premiers embryons de croûte continentale et de la présence d'océans, quelques 150 millions d'années après la formation de la Terre. Entre 4,3 Ga et 2,8 Ga, l'atmosphère terrestre est probablement constituée d'un mélange d'azote et de gaz à effet de serre, comme le dioxyde de carbone ou le méthane. L'oxygène y est absent. La température à la surface du globe à l'Archéen déduite des mesures isotopiques de l'oxygène des roches carbonatées varie de 30 °C à 100 °C. Mais ces valeurs pourraient être erronées en raison de la méconnaissance du $\delta^{18}\text{O}$ moyen de l'eau des océans de cette époque. En effet, la teneur moyenne en ^{18}O des océans est contrôlée par les échanges du ^{18}O avec les basaltes de la croûte océanique lors de la circulation de l'eau de mer dans les systèmes hydrothermaux des dorsales océaniques. Rien n'indique qu'elle se situait alors dans la gamme des valeurs observées beaucoup plus récemment. Des mesures du rapport isotopique de l'oxygène et du silicium mesurées dans des cherts (roches siliceuses) suggèrent une paléotempérature de 60 à 80 °C. Mais ces valeurs pourraient refléter uniquement les paléotempératures des systèmes hydrothermaux tapissant la croûte océanique à cette époque.

Pour s'affranchir de ces difficultés, de nouveaux outils isotopiques sont nécessaires. Un paléothermomètre prometteur est basé, non pas sur l'abondance relative d'un isotope par rapport à un autre, mais sur le rapport d'abondance des molécules isotopiques (ou isotopologues) $^{13}\text{C}^{16}\text{O}_3^{2-}$, $^{12}\text{C}^{18}\text{O}^{16}\text{O}_2^{2-}$, $^{13}\text{C}^{18}\text{O}^{16}\text{O}_2^{2-}$, $^{12}\text{C}^{16}\text{O}_3^{2-}$ par rapport à la quantité attendue pour une distribution stochastique des isotopes au sein d'un groupe CO_3^{2-} (Eiler, 2007). La variable thermodynamique mesurée et notée Δ^{47} repose donc sur la substitution des isotopes du carbone et de l'oxygène au sein des ions carbonates, qui est fonction de la température à laquelle se sont formés ces carbonates. Cette méthode ne nécessite aucune connaissance de la composition isotopique moyenne de l'océan et donc pourrait être appliquée aux océans de l'Archéen. Même si l'évolution de la température de l'Archéen reste débattue, celle-ci est restée dans une gamme de valeur qui a permis le développement de la vie dès 3,45 Ga, voire 3,85 Ga.

Maintenir une température adaptée au développement des premiers organismes vivants sur Terre n'est pas évident dans un contexte de « Soleil jeune ». En effet, le rayonnement émis par notre étoile augmente progressivement à l'échelle des temps géologiques en vieillissant. Ainsi, le flux solaire incident était 30 % plus faible qu'aujourd'hui, il y a 4 Ga et 20 % plus faible, il y a 3 Ga. Dans de telles conditions d'ensoleillement, maintenir une température positive à la surface du globe avant 3 Ga est impossible sans faire appel à un puissant effet de serre. À l'aide d'un modèle climatique, il a été montré qu'une pression partielle de 6 bars de CO₂ (dans une atmosphère dépourvue de méthane et avec une constante solaire fixée à 77 % de sa valeur actuelle) était nécessaire pour simuler une température de 70 °C (température déduite de mesures isotopiques de l'oxygène dans des carbonates) à la surface du globe à 3,3 Ga (Kasting et Howard, 2006). Pour une température de 30 °C et dans les mêmes conditions d'ensoleillement et de méthane, la pression partielle de CO₂ n'est plus que de 0,8 bar. On note qu'en y ajoutant la pression partielle de l'azote (N₂), 0,8 bar (inchangée au cours des âges), la pression atmosphérique à la surface du globe (une quantité proportionnelle à la masse de l'atmosphère) pourrait être jusqu'à 6,8 fois plus élevée qu'aujourd'hui et l'atmosphère composée à 88 % de CO₂ (dans l'hypothèse d'une atmosphère constituée très majoritairement de CO₂ et N₂) pour une température de 70 °C. La pression atmosphérique n'est plus que 1,6 fois plus forte qu'aujourd'hui pour une température de 30 °C et l'atmosphère n'est constituée qu'à 50 % de CO₂.

Tournons-nous vers les données pour voir de quelles contraintes nous disposons. La précipitation de bicarbonate de sodium dans les océans archéens, autour de 3,3 Ga, plaide en faveur d'une pression partielle de CO₂ située entre 1,4 % et 15 % de la pression atmosphérique de l'époque (Lowe et Tice, 2004), donc inférieure aux estimations des modèles. Mais la composition chimique de l'atmosphère précambrienne est l'objet d'un vif débat car une pression partielle élevée de CO₂, nécessaire pour contrer les effets du « Soleil jeune », pourrait acidifier fortement les précipitations, faisant chuter le pH à environ 3,7, et conduire à une altération chimique des roches particulièrement intense, ce qui ne semble pas être le cas pour la période 3,5–3 Ga (Kasting et Howard, 2006). Autre gaz à effet de serre, le méthane connaît un regain d'intérêt depuis quelques années. Il a longtemps été délaissé en raison d'un temps de résidence de quelques années dans une atmosphère oxydante. Mais pour une atmosphère dépourvue d'oxygène ou à des concentrations ténues comme à l'Archéen, ce temps de résidence peut être beaucoup plus long, il peut donc s'accumuler dans l'atmosphère et contribuer significativement à l'effet de serre. De plus, nous connaissons deux producteurs potentiels de méthane à cette époque : les organismes méthanogéniques et la serpentinisation de roches ultramafiques du plancher océanique. Reprenons les résultats des travaux de Haqq-Mishra *et al.* (2008), avec 1 % de méthane dans l'atmosphère, la pression partielle de CO₂ requis pour maintenir la Terre à 30 °C chute à 10⁻³ bar environ. La

contribution du méthane sur l'effet de serre est donc extrêmement efficace, mais les teneurs atmosphériques restent très mal contraintes.

Les vestiges de plusieurs périodes glaciaires, datées entre 3 et 2 Ga, ont été découverts en Afrique du Sud, en Europe et en Amérique du Nord. Les plus anciennes preuves d'une glaciation sont âgées de la fin de l'Archéen, vers 2,9 Ga. Elles ont été découvertes dans les unités du groupe géologique Mozaan en Afrique du Sud. La glaciation suivante se nomme la glaciation huronienne, suite à la découverte d'une formation sédimentaire d'origine glaciaire dans la province de l'Ontario au Canada. Elle est constituée en réalité d'une succession de trois événements glaciaires, datés entre 2,45 Ga et 2,2 Ga, et dont on retrouve les traces en Amérique du Nord, en Europe et en Afrique du Sud. Ces vestiges glaciaires situés aux basses latitudes et à basse altitude suggèrent que la Terre aurait pu être entièrement englacée. La période (2,8–2 Ga) est, par ailleurs, une période charnière dans l'histoire de la Terre, avec le début de l'oxygénation de l'atmosphère et des océans.

Le milliard d'années suivant (entre 2 et 1 Ga) est paradoxalement moins bien documenté. L'absence de vestige glaciaire avéré pendant cet intervalle suggère (mais ne démontre pas) que le climat de la Terre s'est stabilisé dans une configuration chaude. Ensuite, la Terre connaît à plusieurs reprises des périodes de glaciation, à la fin du Précambrien (ou Néoprotérozoïque) entre 750 Ma et 540 Ma. Les découvertes, en Chine et en Australie, de formations sédimentaires glaciaires marines situées à de très basses latitudes datant de cette époque suggèrent un englacement total de la Terre : ce sont les célèbres épisodes de Terre « boule de neige » (*snowball Earth*, en anglais). Ces formations glaciaires sont surmontées par des unités carbonatées (actuellement, la production carbonatée est principalement localisée dans les mers tropicales chaudes). La rapidité (à l'échelle des temps géologiques) de cette transition entre formations glaciaires et carbonatées constitue une particularité dans l'histoire climatique de la Terre. De nombreuses études ont été entreprises ces dernières années pour comprendre les modalités d'entrée et de sortie de ces phases glaciaires.

La limite Précambrien/Cambrien (542 Ma) marque un nouveau tournant dans l'histoire climatique de la Terre. Le climat du Phanérozoïque se stabilise dans une gamme de températures moyennes globales proche de l'actuelle d'après les mesures des rapports isotopiques de l'oxygène. Cette période est ponctuée par trois glaciations importantes à la fin de l'Ordovicien (vers 443 Ma), au Permo-Carbonifère (entre 320 et 270 Ma) et à la fin du Cénozoïque (depuis 40 Ma). Les vestiges de la première glaciation sont bien connus au nord de l'Afrique, en particulier dans le Sahara, dans la péninsule arabique et en Afrique du Sud. Cette glaciation pourrait n'avoir duré que quelques centaines de milliers d'années d'après des études biostratigraphiques, mais cette durée fait encore l'objet de débats. La période ordovicienne se termine également avec la première extinction biologique majeure au cours de laquelle disparaît une grande proportion de la faune marine (les continents ne

sont colonisés à cette époque que par quelques mousses et lichens). La Terre connaît au Silurien et au Dévonien un climat globalement plus chaud. Les plateformes carbonatées, qui se développent dans les mers chaudes, s'étendent de 45°S à 60°N. Pareille extension ne sera plus jamais observée par la suite. La forte extension latitudinale de ces plateformes carbonatées suggère de faibles gradients thermiques latitudinaux. Les faciès évaporitiques largement présents suggèrent un climat semi-aride à aride aux latitudes subtropicales.

Un autre bouleversement caractérise le Dévonien : la colonisation des terres émergées par la vie. Les premières forêts constituées d'*Archeopteris* apparaissent à la fin du Dévonien vers 380 Ma. Quelques plantes, dont les bryophytes, avaient constitué en quelque sorte au Silurien l'avant-garde de cette colonisation des terres jusqu'alors totalement désertes et stériles. L'apparition de la biosphère continentale vient bouleverser le cycle du carbone et pourrait avoir influencé le climat de la Terre. La fin du Dévonien et le début du Carbonifère marquent en effet le retour des épisodes glaciaires et un climat plus contrasté en latitude. Deux épisodes de glaciation brefs et spatialement peu étendus sont observés respectivement à la limite Dévonien-Carbonifère (~360 Ma) et au Carbonifère inférieur (~340 Ma), en Amérique du Sud. La Terre connaît ensuite une période glaciaire pendant 50 Ma environ, depuis la base du Carbonifère supérieur (~320 Ma) jusqu'à la fin du Permien inférieur (~270 Ma), ponctuée par plusieurs phases d'avancée et de retrait de la calotte de glace (mais sans disparition complète). C'est l'épisode glaciaire le plus long et le plus important de tout le Phanérozoïque. Les formations sédimentaires, les planchers striés et les « *dropstones* » (ces blocs de roches largués par les icebergs lors de leur fonte et tombés dans les sédiments marins non consolidés) sont autant de preuves de la présence de glace en Amérique du Sud, en Afrique australe et orientale, sur la péninsule arabique, le sous-continent indien et en Australie, c'est-à-dire toute la partie sud du continent Gondwana.

À la fin du Carbonifère (~300 Ma), alors qu'un climat froid se développe aux hautes et moyennes latitudes de l'hémisphère sud (dont témoigne la présence d'une calotte de glace), les indicateurs paléoclimatiques attestent d'un climat tropical et humide sur une partie de l'Europe et de l'Amérique du Nord, alors en position équatoriale. Le contraste climatique entre basses et hautes latitudes était donc très marqué.

Cette situation disparaît au profit d'un climat plus chaud et surtout plus sec au Permien supérieur. Les climats humides se limitent à des bandes étroites autour de l'équateur et dans les moyennes latitudes. Une extinction majeure, au cours de laquelle 90 % des faunes et des flores disparaissent se produit à la limite Permo-Trias (~251 Ma). Pendant cette crise, les indicateurs climatiques montrent un réchauffement important ainsi qu'une anoxie océanique. Un volcanisme exceptionnel à l'origine des traps de Sibérie est contemporain de cette crise et en est désormais considéré comme la cause principale. Même si les relations entre volcanisme et crise ne sont pas encore complètement élucidées, il convient de noter que chaque crise écologique du Phanérozoïque, quelle que

soit son ampleur, est contemporaine de la mise en place d'une grande province basaltique à travers un volcanisme particulièrement intense.

Après cette crise du Permo-Trias, une situation comparable à celle du Permien supérieur perdure au Trias, marqué par un climat globalement chaud et assez sec. Au Trias supérieur (~210 Ma), les faciès sédimentaires d'Amérique du Nord suggèrent une forte saisonnalité des précipitations occasionnées par des régimes de type « méga-moussons ». Par la suite, la Terre connaît un climat globalement plus froid durant le Jurassique (~180 Ma). La présence de calottes de glace aux hautes latitudes a été suggérée, mais cette hypothèse repose sur des arguments qui demandent à être confirmés.

Jusqu'au milieu des années 1990, le Crétacé (130 – 65 Ma) a été considéré comme une période marquée par un climat globalement chaud et uniforme, mais l'accumulation de données basées sur différents indicateurs climatiques a totalement bouleversé l'idée que l'on se faisait du climat de cette période. Le Crétacé commence par une période froide où la présence de calotte est fortement envisagée, passe par une période particulièrement chaude vers le milieu du Crétacé, avant de connaître une baisse sensible des paléotempératures vers la fin du Crétacé. À cette tendance de très long terme se superpose une variabilité climatique rapide et de grande amplitude. Les mesures isotopiques de l'oxygène des tests carbonatés des foraminifères planctoniques ou des dents de poissons donnent une estimation de la paléotempérature des eaux de surface des océans. Ces données, ainsi que les études effectuées en domaine continental, sur des assemblages floristiques par exemple, reflètent la variabilité climatique de cette époque. Ainsi, au milieu du Crétacé, le Cénomaniens (~95 Ma) connaît un climat particulièrement chaud, comme l'atteste la répartition des flores tropicales qui se développent jusque dans les moyennes latitudes. Le Crétacé se termine par un refroidissement rapide et marqué juste avant la crise biologique majeure de la limite Crétacé-Tertiaire à 65 Ma, qui a mis fin à près de 60 % des espèces sur Terre, dont les célèbres dinosaures. L'origine de cette crise est la chute d'un corps extraterrestre dans le golfe du Mexique pour les uns, et la conséquence d'un volcanisme exceptionnel associé à la mise en place des trapps du Deccan en Inde pour les autres (Chenet *et al.*, 2009).

Après cette crise, la température moyenne globale remonte progressivement, la Terre entre dans une période chaude pendant laquelle les évidences de glaciation disparaissent. Cette période est ponctuée par le maximum thermique de la limite Paléocène-Eocène (55 Ma) (Zachos *et al.*, 2001). Il s'agit d'un événement rapide, environ 300 ka, pendant lequel on assiste à la migration de niches écologiques tropicales vers les hautes latitudes. Une flore tropicale, mais également des tortues, des crocodiles, et de nombreux mammifères ont été découverts sur les îles Ellesmere et Axel Heiberg, au nord du Canada, déjà situées à de hautes latitudes.

Dès l'Éocène moyen (vers 45 Ma), la Terre connaît les prémices d'une nouvelle période glaciaire, marquée par le premier stade de développement de la

calotte de glace Antarctique, correspondant probablement à l'apparition de glaciers dans la chaîne transantarctique. Cette calotte de glace ne tarde pas à croître et à atteindre les rivages, comme l'attestent les sédiments glaciaires datés de la limite Éocène-Oligocène (~ 34 Ma) découverts au large de l'Antarctique. Les nombreuses mesures de la composition isotopique de l'oxygène sur des tests carbonatés de foraminifères benthiques provenant de sédiments collectés en différents points du globe confirment un refroidissement régulier pendant l'Éocène. À la limite Éocène-Oligocène, un refroidissement important et rapide des eaux de fond estimé à environ 6°C se produit. À partir de ce moment, le rapport isotopique du strontium augmente significativement en réponse à une intensification de l'érosion continentale.

Au Miocène inférieur (23–15 Ma), la tendance globale est à un léger réchauffement entrecoupé de brefs épisodes de refroidissement. Vers 14 Ma, un refroidissement rapide entraîne une nouvelle phase de développement de la calotte Antarctique. Cette tendance climatique s'accroît au Miocène supérieur et au Pliocène. Le développement d'une calotte de glace sur le Groenland date probablement du Miocène supérieur ou du Pliocène, mais l'hypothèse d'une banquise sur l'océan Arctique dès la transition climatique du Miocène moyen a été proposée à partir des faciès sédimentaires observés dans l'océan Arctique. Ce climat froid concerne les hautes latitudes des deux hémisphères et fournit les conditions nécessaires des fluctuations rapides glaciaire/interglaciaire du Pléistocène (mais pas leur moteur).

Les indicateurs paléoclimatiques permettent de retracer l'évolution climatique de la Terre, d'en affiner progressivement les contours, de voir apparaître des fluctuations rapides superposées à des tendances de plus long terme. Il reste cependant (et subsistera certainement) des zones d'ombre, en particulier pour les périodes les plus anciennes. Les causes et les mécanismes de ces changements climatiques à l'échelle des temps géologiques sont multiples. Les données collectées sur le terrain permettent de documenter toujours plus finement cette évolution, mais sans que l'on puisse isoler avec certitude la ou les causes de ces bouleversements climatiques. Cependant, depuis les années 1980, la modélisation numérique des climats a été utilisée, en complément des données, pour tester la sensibilité du climat à différents forçages et essayer de reproduire, grâce aux ordinateurs, les changements climatiques observés sur le terrain. Sur de longues échelles de temps, les changements paléogéographiques résultant de la tectonique des plaques ont façonné le visage de la Terre (voir 3.2.5) et constituent un forçage majeur de l'histoire climatique de la Terre par leurs effets directs sur les circulations atmosphérique et océanique. Mais nous verrons également des effets indirects des changements paléogéographiques induits par des mécanismes de rétroaction, en particulier sur la régulation de la pression partielle de CO_2 , un autre acteur majeur du système climatique. Dans la section suivante, nous allons esquisser les grands traits de l'évolution paléogéographique de la Terre, après un rappel des outils utilisés pour établir les changements des traits de ces visages.

3.2 Les reconstructions paléogéographiques

Les reconstructions paléogéographiques nécessitent la localisation des continents à travers les âges géologiques, la localisation des paléorivages, et la restitution des paléoreliefs. Nous allons voir quels sont les techniques et les outils mis en œuvre pour retrouver ces informations, ainsi que les incertitudes inhérentes à chacune des méthodes utilisées.

3.2.1 La valse des continents

En 1915, le météorologue allemand Alfred Wegener pose les bases de la tectonique des plaques dans un ouvrage intitulé *Die Entstehung der Kontinente und Ozeane (La Genèse des Continents et des Océans)*. Cette théorie repose sur trois arguments de continuité obtenus par la fermeture des océans Atlantique et Indien : la continuité géologique des terrains et de leurs déformations, la continuité paléontologique des flores (*Glossopteris*) et des faunes (*Mesosaurus*, *Lystrosaurus*, *Cynognathus*), et enfin la continuité paléoclimatique. Des sédiments d'origine glaciaire, d'âge Carbonifère ont été découverts à la fin du XIX^e siècle en Afrique, en Inde et en Australie. Wegener a montré qu'en refermant les océans Atlantique et Indien, tous ces affleurements se regroupaient de manière cohérente à proximité de ce qui devait être le pôle Sud de l'époque. Tous ces arguments plaidaient en faveur de l'existence d'un supercontinent, la Pangée. Cette théorie révolutionnaire de la translation des continents fut massivement rejetée par la communauté des sciences de la Terre qui préférait croire en leur immobilité, et qui reprochait à Wegener, l'absence de mécanismes démontrant sa théorie. Les paléontologues du début du XX^e siècle s'accrochèrent à cette géographie figée, et inventèrent la théorie des « ponts continentaux », langues de terre qui auraient relié les continents, pour expliquer la migration des faunes et des flores. Quelques géologues ont tout de même cru à cette théorie et l'ont même étayée comme le Sud-Africain Alexander Du Toit, ou le Suisse Emile Argand. En 1929, un argument décisif en faveur de la théorie de Wegener est établi par l'Anglais Arthur Holmes. Il est le premier à établir les bases de la convection thermique du manteau terrestre. Mais, là aussi, cet argument ne reçoit pas l'écho escompté dans la communauté des sciences de la Terre, et il faudra attendre les années 1960 pour voir en Holmes, un précurseur de la tectonique des plaques.

À partir des années 1940, l'exploration des fonds océaniques allait révolutionner les sciences de la Terre. La découverte de la morphologie des fonds océaniques, avec ses dorsales, amena Harry Hess à poser en 1962 les bases de l'expansion des fonds océaniques. Un demi-siècle après Wegener, les sciences de la Terre connaissent une véritable révolution, avec la découverte des anomalies magnétiques marines. Une campagne océanographique américaine cartographia le champ magnétique autour de la ride Juan de Fuca, au large des côtes nord-américaines, dans l'océan Pacifique Est. En retranchant le champ magnétique ambiant des données magnétiques, des anomalies alternativement

positives et négatives apparaissent (Raff et Mason, 1961). Sur la base de ces observations, Morley d'une part, et Vine et Matthews d'autre part, proposent en 1963 la théorie du renouvellement et de l'expansion du plancher océanique. Ces anomalies magnétiques marines résultent de l'acquisition d'une aimantation thermorémanente par les particules d'oxydes de fer et de titane des basaltes de la croûte océanique soumises au champ magnétique terrestre, après que la croûte océanique (la lave basaltique) émise au droit des dorsales océaniques à une température de 1 100 °C environ, ait commencé à se refroidir. Lorsque le basalte atteint le point de Curie (température qui dépend des particules magnétiques, environ 570 °C pour les cristaux ferromagnétiques de magnétite contenus dans le basalte), la direction du champ est fossilisée par les porteurs magnétiques de la croûte océanique. Au-dessus du point de Curie, le matériau est paramagnétique, et chaque porteur magnétique se comporte comme une petite boussole qui suit la direction du champ magnétique sans la mémoriser. Dès que la température de la roche passe sous la température de Curie, les porteurs magnétiques alignés le long des lignes de force du champ magnétique terrestre se figent définitivement dans cette direction. Le champ magnétique terrestre est enregistré par les roches volcaniques mais également sédimentaires lors de la diagenèse si ces roches contiennent des particules magnétiques.

La symétrie des anomalies magnétiques marines par rapport à la dorsale (Fig. 3.2) a d'abord été observée sur la dorsale de Juan de Fuca dans l'océan Pacifique par Raff et Mason, en 1961, puis confirmée en 1963 au sud-ouest de l'Islande, dans l'océan Atlantique Nord, sur la dorsale de Reykjanes par Heirtzler et son équipe. Le fonctionnement du plancher océanique à la manière d'un tapis roulant constitue la pierre angulaire de la théorie de la tec-

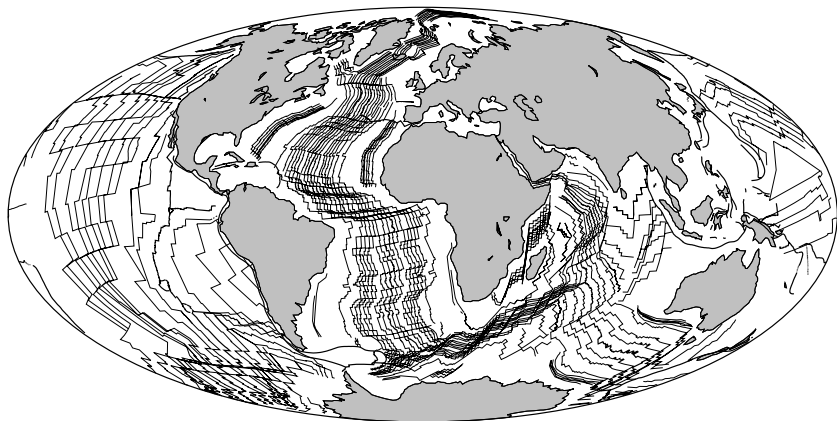


FIG. 3.2 – Les anomalies magnétiques marines du plancher océanique (d'après Müller *et al.*, 1997).

tonique des plaques. Mais pour compléter cette théorie, il est nécessaire d'y associer des contraintes temporelles, pour avoir accès à la vitesse d'ouverture des dorsales. À la même époque, les géophysiciens Cox et Doell, et le géochimiste Dalrymple établissent le premier calendrier des inversions magnétiques des 4 derniers millions d'années, en utilisant une nouvelle technique de datation isotopique des éléments potassium et argon. En comparant la polarité d'aimantation et l'âge des basaltes prélevés en mer et à terre, il apparaît clairement que l'âge de la croûte océanique croît avec la distance à l'axe de la dorsale. À partir des années 1960, les missions scientifiques DSDP (Deep-Sea Drilling Project) puis ODP (Ocean Drilling Program) sont lancées avec pour but de forer les sédiments déposés sur cette croûte océanique. Ces carottes sédimentaires permettent d'établir des séquences de polarités magnétiques calées en temps, grâce aux contenus en fossiles, et donc également de caler en âge les anomalies magnétiques marines. La vitesse d'ouverture des dorsales océaniques peut enfin être déterminée. En 1968, Heirtzler et son équipe quantifient ainsi la vitesse de l'ouverture de l'océan Atlantique Sud en analysant une séquence magnétique marine remontant jusqu'au Pliocène (3,35 Ma). Les âges du plancher océanique sont maintenant déterminés. Dans les années qui suivent, les paramètres cinématiques de tous les océans sont déterminés l'un après l'autre et permettent désormais de retracer l'évolution des différents bassins océaniques. Ces paramètres reflètent les mouvements d'une plaque lithosphérique par rapport à une autre, arbitrairement fixée. Ces mouvements étant définis sur une surface quasi-sphérique, ils peuvent s'exprimer par un angle de rotation autour d'un axe passant par le centre de la Terre et défini par sa longitude et sa latitude de son pôle.

Quittons les océans pour la terre ferme. Au début des années 1950, quelques scientifiques étudient les directions d'aimantation rémanente des roches. En tout point du globe, le champ magnétique se définit par un vecteur colinéaire aux lignes du champ. Le champ magnétique de la Terre a pour origine les mouvements convectifs au sein du noyau terrestre. Celui-ci est constitué majoritairement (à plus de 90 %) de fer et de nickel liquides, et de quelques éléments plus légers, comme le silicium, le soufre et l'oxygène. Les mouvements au sein du noyau conducteur, dans un milieu soumis au champ magnétique terrestre induisent des courants électriques qui, à leur tour, génèrent un champ magnétique. Le champ magnétique de la Terre fonctionne à la manière d'une dynamo auto-excitée. Pour compenser les pertes énergétiques liées à la résistivité électrique du milieu, un apport d'énergie qui provient de la conversion en chaleur de la dissipation ohmique, de l'énergie gravitationnelle et de la libération de chaleur latente lors de la cristallisation de la graine solide assure l'équilibre thermique du milieu et permet le fonctionnement de la géodynamo, ainsi que sa pérennité à l'échelle des temps géologiques. L'aimantation rémanente des roches âgées de 3,5 Ga confirme la présence d'un champ magnétique dès l'Archéen, mais il est possible que la géodynamo ait fonctionné peu de temps après la formation du noyau vers 4,5 Ga.

Le vecteur magnétique en un point à la surface du globe peut être défini par deux angles, la déclinaison magnétique (angle entre la projection du vecteur dans un plan local horizontal et le pôle nord géographique) et l'inclinaison magnétique (angle entre le vecteur magnétique et la projection horizontale de ce vecteur), et par son module (intensité du champ). Au premier ordre, le champ magnétique peut être représenté par le champ produit par un barreau aimanté incliné d'environ $11,5^\circ$ par rapport à l'axe de rotation de la Terre et légèrement excentré à environ 500 km du centre de la Terre. Les différences entre le champ magnétique actuel et ce champ théorique existent localement, témoins de la contribution des termes non dipolaires (quadripôle, octupôle). Dans l'hypothèse encore plus forte d'un champ magnétique parfaitement dipolaire, axial et centré, une relation mathématique simple relie l'inclinaison magnétique mesurée en un point du globe à la latitude de ce point (Fig. 3.3). Autrement dit, connaître l'inclinaison du vecteur aimantation fossilisé par les porteurs magnétiques d'une roche en un site à différents moments du passé permet de calculer les paléolatitudes successives de ce site en faisant l'hypothèse que le pôle géomagnétique a toujours coïncidé avec le pôle géographique, lui-même supposé fixe. À l'inverse, à partir d'un ensemble d'échantillons répartis sur un bloc continental, nous pouvons calculer la position du pôle magnétique

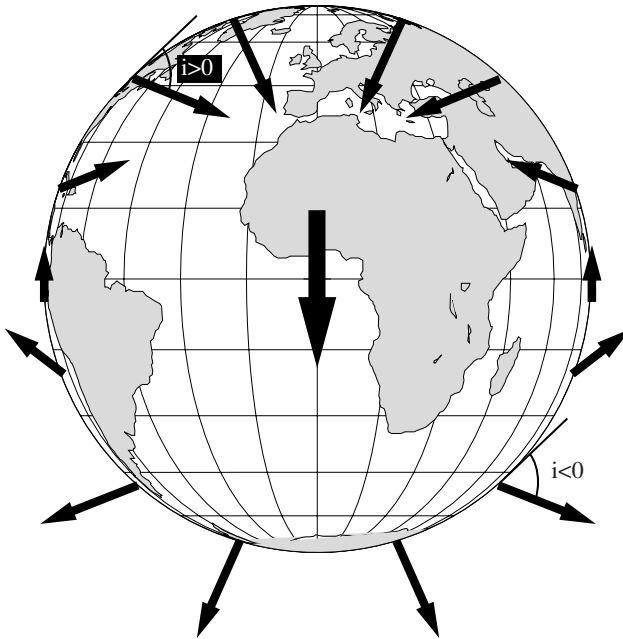


FIG. 3.3 – Le champ magnétique en polarité normale dans l'hypothèse d'un champ dipôle axial centré présente une symétrie sphérique. À chaque latitude correspond une inclinaison I du champ magnétique.

associé au continent ou au bloc géologique considéré, toujours dans l'hypothèse du champ magnétique dipolaire axial et centré : il s'agit donc d'un pôle géomagnétique « virtuel » (VGP), puisque la référence est un bloc continental dont la position passée n'est pas connue. Les positions successives des VGP au cours du temps constituent le chemin de dérive apparente des pôles, le continent étudié étant maintenu dans sa position actuelle. Le premier chemin de dérive apparente (CDAP) sur une période de 600 Ma a été établi en 1954 par Creer et son équipe, à partir des mesures magnétiques effectuées sur des échantillons prélevés dans des formations géologiques de Grande-Bretagne. Les pôles magnétiques virtuels constituant le CDAP représentent, dans l'hypothèse d'un champ dipolaire axial centré, les positions successives de l'axe de rotation de la Terre vues depuis le continent d'observation (Fig. 3.4). Dans les années 1950 et 1960, l'existence d'un dipôle axial centré a été attaquée, remettant en cause la signification des CDAP. En 1964, Irving a cependant pu montrer à l'aide d'indicateurs climatiques que l'hypothèse d'un dipôle axial centré était vérifiée. En effet, au tout premier ordre, le climat de la Terre est fonction de l'ensoleillement. Il en résulte une répartition des différents indicateurs climatiques (par exemple, des évaporites pour les zones subtropicales, des récifs coralliens pour les zones tropicales, des sédiments glaciaires aux hautes latitudes) qui tend à être symétrique de part et d'autre de l'équateur.

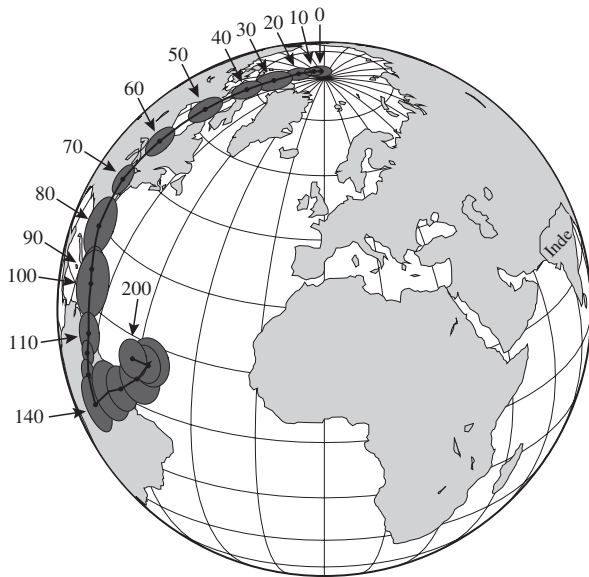


FIG. 3.4 – Le chemin de dérive apparente des pôles magnétiques de l'Inde (d'après les données de Besse et Courtillot, 1991). L'âge du pôle magnétique (en Ma) est indiqué. Les ellipses représentent l'incertitude (à 95 %) sur la position du pôle magnétique d'un âge donné.

Pour vérifier si la distribution des indicateurs paléoclimatiques découverts au sein de formations géologiques ne changeait pas au cours du temps, Irving a replacé les continents (et les sites des indicateurs paléoclimatiques) dans leur position passée, à l'aide des pôles magnétiques virtuels, et dans l'hypothèse d'un dipôle axial géocentré. Ainsi reconstruite, la répartition latitudinale des indicateurs paléoclimatiques est statistiquement identique à leur distribution actuelle, vérifiant ainsi l'hypothèse du dipôle axial centré. D'autres études menées au cours des années 1960 ont permis de valider cette hypothèse, tout d'abord pour le Plio-Pléistocène, puis progressivement jusqu'au Précambrien.

Les chemins de dérive apparente des pôles permettent de placer les continents dans leur position d'origine par rapport à l'axe de rotation de la Terre, autrement dit en paléolatitudes et en orientation. Mais le paléomagnétisme ne suffit pas, car il ne fixe pas la paléolongitude des continents, en raison de la symétrie sphérique du champ magnétique (dans l'hypothèse d'un champ magnétique dipolaire axial et centré). Nous faisons donc appel aux paramètres cinématiques des océans qui fixent un continent rigide en position relative par rapport à un autre. Mais cette méthode n'est applicable que lorsque l'océan séparant deux continents est bordé par des marges passives et surtout tant que l'on dispose de ces paramètres cinématiques (accessible pour les 170 derniers millions d'années uniquement). Si l'une de ces marges océaniques est une marge active, le positionnement d'une plaque par rapport à une autre est néanmoins possible en cheminant par un ou plusieurs autres continents intermédiaires, séparés par des marges passives. Il reste néanmoins les cas où la déformation des blocs continentaux par la tectonique (zone de collision, par exemple), la présence de marges actives, ou bien l'âge de la reconstruction ne peuvent s'appuyer sur cette méthode combinant paléomagnétisme et cinématique des océans. Dans ces cas, tout repose sur le paléomagnétisme et les chemins de dérive apparente des pôles.

Ces chemins de dérive apparente des pôles ne sont pas tous de qualité équivalente. Pour pallier cet inconvénient, Besse et Courtillot (1991) ont proposé de calculer des chemins synthétiques de dérive apparente des pôles dans lesquels les pôles d'un âge donné de toutes les plaques sont intégrés dans un référentiel unique (c'est-à-dire transférés d'une plaque lithosphérique à une autre plaque à l'aide des paramètres cinématiques des océans). Cette méthode est applicable aux 320 derniers millions d'années (malgré l'absence de données cinématiques pour les océans au-delà de 170 Ma car tous les continents sont alors réunis en un supercontinent, la Pangée). Au-delà de 320 millions d'années, et ce pour l'ensemble des continents et quelle que soit la période pour les blocs entourés de marges actives, les reconstructions reposent uniquement sur les chemins de dérive apparente des pôles, mais des arguments géologiques et/ou paléontologiques peuvent apporter des contraintes sur la position relative des blocs. Naturellement, les incertitudes augmentent globalement avec l'âge, par manque de données.

Les mouvements désormais assez bien connus des grandes masses lithosphériques s'inscrivent dans la théorie classique de la tectonique des plaques. Cependant, les plaques (accompagnées probablement du manteau terrestre) peuvent dériver ensemble par rapport à l'axe de rotation de la Terre. Cette dérive globale résulte des changements de répartition des masses au sein du globe ou des changements dans l'agencement des mouvements convectifs dans le manteau qui modifient le tenseur d'inertie de notre planète, dont l'axe maximum est aligné avec l'axe de rotation. En 1972, Morgan a proposé d'utiliser les points chauds associés aux panaches convectifs issus du manteau profond comme un référentiel absolu (les mouvements dans le manteau profond étant dix fois plus lents que ceux des plaques lithosphériques). Les mouvements de quelques plaques lithosphériques peuvent ainsi être définis dans le référentiel dit « des points chauds ». Les amplitudes de cette dérive n'excèdent pas en moyenne 1° par million d'années au cours des 130 derniers millions d'années. Il existe néanmoins des événements rapides (quelques millions d'années) au cours desquels une dérive globale ayant atteint 10° environ de l'ensemble des masses continentales a été observée, par exemple au Paléocène. Des événements de plus grande amplitude encore ont également été suggérés, par exemple un mouvement de 90° entre le Cambrien inférieur et moyen. Mais des dérives globales de cette ampleur demandent à être confirmées.

3.2.2 L'outil paléomagnétique, les tests et les incertitudes

Pour comprendre la difficulté d'obtenir des reconstructions paléogéographiques robustes, il est nécessaire de se pencher sur l'outil paléomagnétique mis en œuvre. La direction du champ magnétique est mesurée en laboratoire à l'aide d'un magnétomètre, appareil capable de détecter des aimantations rémanentes n'excédant pas 10^{-12} A/m, sur des échantillons cylindriques d'environ 10 cm^3 , prélevés dans des formations sédimentaires ou volcaniques et orientés dans l'espace aussi parfaitement que possible. Cette orientation dans l'espace de l'échantillon prélevé sur le terrain est cruciale pour déterminer la direction du vecteur aimantation (représentée par l'inclinaison et la déclinaison), puis calculer la position (longitude et latitude) du pôle magnétique virtuel associé. Pour obtenir un pôle magnétique virtuel fiable, plusieurs critères doivent être satisfaits. Tout d'abord, nous devons disposer d'un nombre d'échantillons suffisant. Le nombre d'échantillons prélevés est en général de huit par site, et le nombre de sites de prélèvement au sein d'une formation géologique est au minimum six sites, mais davantage en général. Comme en traitement du signal, augmenter le nombre de sites et d'échantillons par site revient à améliorer le rapport signal sur bruit (donc diminuer les sources d'erreurs). L'incertitude sur le pôle magnétique virtuel est de l'ordre de quelques degrés ($1^\circ = 111 \text{ km}$) dans le meilleur des cas, ce qui représente tout de même quelques centaines de kilomètres. Les déplacements de blocs inférieurs à

plusieurs centaines de kilomètres sont donc difficiles à détecter, ce qui, compte tenu de la vitesse moyenne de dérive des plaques (~ 4 cm/an), représente un laps de temps d'environ une dizaine de millions d'années. La datation des formations géologiques échantillonnées doit répondre également à des critères de robustesse pour obtenir un pôle magnétique virtuel fiable : le caractère primaire de l'aimantation des porteurs ferromagnétiques doit être vérifié. Le signal d'aimantation doit être synchrone ou enregistré dans les millions d'années (< 5 Ma) qui ont suivi la diagenèse (dans le cas de formations sédimentaires). Cela revient à s'assurer que l'âge d'aimantation est sensiblement le même que l'âge « stratigraphique » de la formation. Lorsque ces deux âges diffèrent, une réaimantation postérieure s'est produite (en réponse, par exemple, à l'enfouissement à plusieurs kilomètres de profondeur de la formation étudiée, ce qui a pour effet d'imprimer un nouveau signal magnétique dans l'échantillon en masquant en partie ou en totalité l'aimantation primaire).

Pour s'assurer du caractère primaire de l'aimantation, des tests ont été mis au point. Le premier repose sur l'inversion du champ magnétique. Le champ magnétique connaît en moyenne quelques inversions par million d'années (il existe néanmoins des périodes longues de plusieurs dizaines de millions d'années au cours desquelles on n'observe plus d'inversion du champ magnétique). Sur un intervalle de temps inférieur à quelques millions d'années (< 5 Ma), le pôle magnétique virtuel calculé doit être statistiquement identique, quelle que soit la polarité du champ magnétique. Ce test augmente la confiance dans le caractère primaire de l'aimantation et permet de s'assurer que la variation séculaire du champ magnétique résultant des mouvements du fer dans le noyau terrestre a bien été moyennée. La variation séculaire du champ magnétique imprime une dérive rapide du pôle magnétique qui peut écarter de plus de 10° le pôle virtuel de sa position moyenne. Ainsi, la direction fournie par une unique coulée de lave refroidie en moins d'un an ne correspond pas à la direction moyenne du dipôle qui est recherchée. Un second test consiste à contrôler la fiabilité du pôle magnétique déterminé à partir de sites d'échantillonnage pour lesquels le pendage des couches géologiques diffère. En effet, les formations géologiques peuvent être soumises à des déformations. Pour calculer le pôle magnétique virtuel, il est nécessaire de restituer la paléohorizontalité de la formation sédimentaire prélevée qui prévalait lors de l'acquisition du signal magnétique. La prise en compte de la correction de pendage pour chaque site de prélèvement doit avoir pour effet de regrouper l'ensemble des directions magnétiques obtenues pour chaque site. Si cette correction de pendage n'a pas l'effet escompté sur les données, cela signifie que l'aimantation a été acquise pendant ou après la déformation.

Mais ces tests ne sont pas suffisants pour certifier la robustesse des données qui peuvent être affectées par différents biais. La tectonique régionale dans des zones de collisions actives comme les Alpes ou en extension comme en Afar a pu conduire à des rotations de petits blocs que le paléomagnétisme enregistre. Cette tectonique régionale peut masquer les grandes dérives des plaques ou

des blocs plus grands. Un second biais est lié à la géométrie du champ magnétique. Le calcul d'un pôle magnétique virtuel repose sur l'hypothèse d'un champ magnétique dipolaire axial et centré. Dans le cas d'échantillons prélevés dans des formations sédimentaires, les mesures magnétiques sont effectuées sur des cylindres d'environ 10 cm^3 . Compte tenu du faible taux d'accumulation des sédiments et des effets de la diagenèse, un cylindre de 10 cm^3 peut représenter un intervalle de temps de plusieurs milliers d'années, et la direction magnétique mesurée est en quelque sorte, une direction « moyenne » de cet intervalle. Pour un site d'échantillonnage, la direction magnétique est la moyenne des directions magnétiques des échantillons prélevés dans une unité d'une formation sédimentaire. Il est donc possible que l'intervalle de temps associé à la direction magnétique moyenne représente plusieurs milliers d'années, voire même davantage. Les variations du champ magnétique sont ainsi lissées, et la direction magnétique mesurée est bien celle produite par un champ dipolaire axial et centré dans la zone d'étude considérée. Dans le cas de séries volcaniques, l'acquisition (thermorémanente) de l'aimantation implique la fossilisation d'une image instantanée du champ magnétique terrestre. Pour s'affranchir de l'effet de la variation séculaire, il est nécessaire de calculer la moyenne des directions d'un grand nombre de sites, de manière à tendre vers la direction que l'on obtiendrait avec un champ dipolaire axial et centré. Néanmoins, la présence d'un terme quadripolaire persistant dans les données paléomagnétiques a été décrite comme une source d'erreurs. La présence de termes quadripolaires à hauteur de quelques pour cent (quantité généralement observée) implique une erreur de quelques degrés en latitude à l'équateur. Cela n'affecte donc pas significativement le pôle magnétique virtuel, calculé dans l'hypothèse d'un champ dipolaire axial centré. Il a été également envisagé que le champ pouvait avoir inclus une composante octopolaire affectant l'Asie au Tertiaire et la Pangée au Permien. Enfin, une dernière source d'erreur est liée à la préservation du signal magnétique dans les séries sédimentaires. En effet, lors de la diagenèse, les porteurs magnétiques peuvent subir une baisse de l'inclinaison des porteurs magnétiques. Cet effet d'aplatissement induit des erreurs dans les paléoreconstructions.

3.2.3 La topographie des continents

Les chaînes de montagne et les hauts plateaux jouent un rôle considérable sur la circulation atmosphérique. La surrection de la chaîne himalayenne et du plateau tibétain est sans nul doute l'exemple le plus caractéristique de cette relation entre topographie et évolution de la circulation atmosphérique et du climat. La courbe hypsométrique de la Terre révèle qu'aujourd'hui, les reliefs supérieurs à 2 km représentent environ 10 % des terres émergées. Cette répartition hypsométrique reflète le contexte orogénique de la Terre depuis le début du Cénozoïque. Elle a évolué au cours du temps. Les grandes zones de reliefs élevés ($\sim > 2 \text{ km}$) s'observent généralement durant les phases

de formation d'un supercontinent (par exemple, au Carbonifère, lors de la formation du supercontinent Pangée), alors que les périodes de dislocation des supercontinents (le Mésozoïque par exemple) sont caractérisées par des reliefs plus modestes (néanmoins des reliefs peu élevés, moins de 2 km en général, peuvent se former le long des déchirures continentales, prémices d'un futur océan).

Le relief de la Terre résulte des mouvements horizontaux et verticaux des plaques, mais également de processus exogènes comme l'érosion et les dépôts sédimentaires. L'altitude est liée à l'équilibre isostatique de la colonne lithosphérique sur l'asthénosphère sous-jacente. Ce mécanisme est impliqué dans la très grande majorité des chaînes de collision (Himalaya, Alpes, chaîne hercynienne). La topographie peut également être contrôlée par des processus dynamiques liés aux mouvements de matière et au transfert de chaleur au sein du manteau visqueux. Les « *upwellings* mantelliques », c'est-à-dire les remontées de matériel mantellique pilotées par la flottabilité (force d'Archimède), sont susceptibles d'induire des déformations crustales à l'échelle continentale. C'est ce type de processus qui explique une large partie de la déformation de grande longueur d'onde qui affecte l'Afrique orientale et australe. À cette déformation de grande longueur d'onde se superpose en Afrique de l'Est, une déformation cassante assujettie à des processus d'extension intra-continentale et une activité magmatique importante à l'origine d'un relief marqué.

Restituer la topographie passée de la Terre est sans nul doute l'aspect le plus délicat des reconstructions paléogéographiques. Il implique de déterminer l'extension spatiale du relief, son âge et son altitude. Les reliefs induisent des déformations et/ou des marqueurs structuraux et pétrologiques qui, calés en âge, sont exploités par les géologues pour contraindre l'événement tectonique. Ces marqueurs ne sont pas toujours évidents à déceler ? puisque les événements les plus récents tendent à masquer les événements antérieurs. Une phase d'accrétion continentale a occasionné la collision indosinienne en Asie du Sud-Est, au cours du Trias, mais cette orogénèse reste entachée d'incertitudes, en partie par le fait que la collision Inde-Asie a effacé une partie de l'histoire géologique antérieure.

Déterminer la paléoaltitude des reliefs est donc crucial pour la modélisation des paléoclimats anté-Quaternaires. Plusieurs méthodes (flores, sédiments, isotopes de l'oxygène, isotopes cosmogéniques) ont été développées, mais seules les plus couramment utilisées seront abordées. Il est très important de différencier les méthodes absolues, qui permettent d'estimer la paléoaltitude d'un relief à un moment passé, des méthodes permettant d'estimer la vitesse verticale des roches de ces reliefs. Les méthodes relatives traduisent le bilan des mouvements verticaux liés à l'événement géodynamique (une collision par exemple) et à l'érosion qui dénude la surface, favorisant par réajustement isostatique, la remontée de roches profondes. Mesurer une altitude ou estimer une paléoaltitude requièrent également un niveau de référence. La surface des océans constitue cette référence, mais elle fluctue au cours des temps géologiques.

Les amplitudes de ces variations sont toutefois inférieures à l'incertitude obtenue sur des paléoélevations, quelles que soient les méthodes employées. En revanche, les variations eustatiques sont cruciales lorsqu'on s'intéresse aux régions comprises entre le plateau continental (0 et -200 m) et les vastes plaines de basse altitude. Nous y reviendrons par la suite. Étudions d'abord les méthodes employées pour reconstruire les paléoélevations.

3.2.3.1 À partir de la flore

L'assemblage floristique fossile est un marqueur des paléo-altitudes utilisé depuis presque un demi-siècle. Cette méthode repose sur la relation existant entre le type de végétation et la température moyenne en un lieu donné. Elle se décline en plusieurs variantes. La première méthode repose sur la recherche d'un assemblage actuel de taxons floristiques équivalent à celui du site fossile (ou du moins, partageant avec lui, le plus grand nombre de taxons), mais elle suppose qu'il n'y ait pas d'adaptation de ces taxons aux variations climatiques passées. Cette méthode est particulièrement adaptée aux 10 derniers millions d'années. Une seconde méthode s'appuie sur la physionomie foliaire des plantes (taille, forme, épaisseur, type de marge foliaire), synonyme de l'adaptation de la plante à un contexte climatique donné. Une relation entre la physionomie des feuilles de plantes actuelles et la température moyenne annuelle a été établie. Cette méthode suppose toutefois que la réponse de la physionomie foliaire au climat ait été constante au cours du temps. Cet outil est calibré sur les dicotylédones et ne prend pas en compte toutes les provinces biogéographiques (par exemple, l'Australie) ou tous les taxons (comme les conifères). De plus, elle ne s'applique que jusqu'au Crétacé supérieur, puisque les plantes à fleurs n'apparaissent qu'au Crétacé. Mais le principal avantage de cette approche est de s'affranchir de toute reconnaissance systématique des taxons, car seules les caractéristiques morphologiques comptent (ce qui implique des conditions de fossilisation optimales). Pour déterminer l'altitude, il est nécessaire de connaître la température moyenne d'un site de même âge au niveau de la mer. La différence de température entre ces deux sites divisée par le gradient vertical de la température donne accès à la paléo-altitude. Mais le gradient vertical de la température varie de 4 °C/km à 10 °C/km. Il dépend de la latitude, de l'hygrométrie de la masse d'air, de la continentalité du site et de la topographie elle-même. Le choix de ce paramètre est donc déterminant. L'incertitude reste élevée, de l'ordre de 700 à $1\,000$ mètres pour des paléo-altitudes estimées de 3 à 4 km.

Pour s'affranchir du problème du gradient vertical, une méthode basée sur la conservation dans l'atmosphère de l'énergie statique humide h a été développée. Le paramètre h est la somme d'un paramètre thermodynamique, l'enthalpie humide H et de l'énergie potentielle gZ et présente l'avantage d'une distribution relativement zonale, en particulier dans les moyennes latitudes de l'hémisphère nord. Cette méthode requiert une circulation atmosphérique où prédominent les mouvements horizontaux devant les mouvements verticaux,

pour garantir la conservation de l'énergie statique humide. L'enthalpie humide H a été calibrée sur des indices foliaires actuels (comme pour la température moyenne dans la méthode précédente). Pour déterminer la paléo-altitude d'un site, il faut déterminer son enthalpie humide H et l'enthalpie humide H_0 d'un site de référence contemporain situé au niveau de la mer. L'incertitude sur la paléolatitute est à peine plus faible que par la méthode précédente.

Ces méthodes floristiques sont entachées d'incertitudes en raison de l'impact (que l'on néglige) de la végétation sur le climat. L'évapotranspiration des plantes joue un rôle important dans le système climatique. La modélisation climatique a permis de quantifier l'impact sur le climat au Crétacé moyen d'un couvert végétal arboré (arbres à feuilles caduques) par rapport à un sol nu. Le couvert agit sur le bilan radiatif de la Terre en raison d'une différence d'albédo de surface importante (induisant un réchauffement) et renforce très significativement le bilan hydrologique à travers une nette augmentation de l'évapotranspiration. Cet effet pourrait induire un biais et des paléo-altitudes sous-estimées pour les périodes antérieures au Miocène supérieur. En effet, une transition se produit vers 7 millions d'années (Miocène supérieur), marquée par le recul des plantes de type C3 au profit d'une végétation de type C4 (les types C3 et C4 représentent des fonctionnements photosynthétiques différents). Ces deux types de plantes présentent de fortes disparités en termes d'évapotranspiration. La transition de C3 vers C4 pourrait avoir renforcé le gradient thermique vertical au-dessus des continents et réduit significativement l'humidité spécifique de l'air. Les altitudes basées sur les flores pourraient en être affectées.

3.2.3.2 À partir des sédiments érodés

En restituant la masse de sédiments déposés dans un bassin au relief d'origine, il est possible de calculer des paléo-altitudes. Cela suppose de connaître la géométrie de la source sédimentaire et que celle-ci ne change pas au cours du temps, qu'il n'y ait pas de pertes de sédiments par subduction ou par incorporation lors d'événements orogéniques plus récents et enfin de considérer que le relief est toujours en équilibre isostatique. Ces considérations limitent significativement l'emploi de cette méthode à quelques bassins endoréiques et dépourvus de zone de subductions (intracontinentales), comme la chaîne du Tien Shan, en Asie au Miocène. Son application à des orogènes plus anciennes s'avère donc délicate.

3.2.3.3 À partir de mesures isotopiques

Une première méthode est basée sur la mesure de la composition isotopique de l'oxygène ($\delta^{18}\text{O}$) ou celle de l'hydrogène (δD) des carbonates lacustres ou pédogéniques. Pour comprendre cette méthode, nous devons revenir aux variations spatiales du $\delta^{18}\text{O}$ des eaux météoritiques. Un $\delta^{18}\text{O}$ de plus en plus faible est observé lorsque l'on se déplace des basses vers les hautes latitudes,

des côtes vers le centre d'un continent, mais également des basses vers les hautes altitudes. Il reflète un processus de distillation. C'est cette dépendance qui est exploitée pour calculer des paléo-altitudes (Quade *et al.*, 2007). Une masse d'air humide ascendante le long d'un relief se détend adiabatiquement, se refroidit, et la vapeur d'eau condense puis précipite sous forme de pluies orographiques. Ces processus entraînent une baisse du $\delta^{18}\text{O}$ de l'eau météoritique de cette masse d'air (Fig. 3.5). L'anomalie isotopique varie avec le dénivelé parcouru par la masse d'air entre la source d'humidité (l'océan) et le lieu de précipitation où les carbonates lacustres ou pédogéniques se forment en enregistrant cette anomalie.

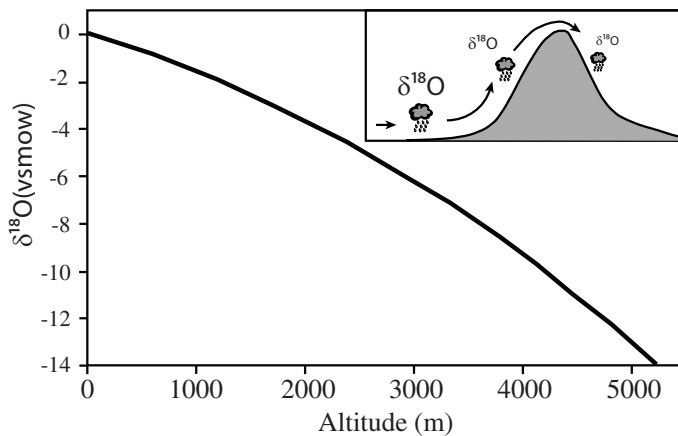


FIG. 3.5 – Évolution du rapport isotopique de l'oxygène ($\delta^{18}\text{O}$) en fonction de l'altitude.

En pratique, il existe plusieurs processus susceptibles d'entraîner des biais dans les résultats. Le fractionnement isotopique de l'oxygène (ou de l'hydrogène) dépend de la température, de la saison et de processus physiques comme la condensation. Cela signifie que l'anomalie isotopique des eaux météoritiques orographiques peut varier en fonction de la source d'humidité de la masse d'air (en fait des variations de la température), de sa trajectoire dans l'atmosphère, qui peut varier selon la saison, et des processus physiques associés (par exemple, à la production des eaux météoritiques au sein des nuages). Enfin, l'anomalie isotopique enregistrée par les carbonates pédogéniques n'est pas celle des eaux de pluie, mais celle des eaux de ruissellement. Dans le cas de l'Himalaya par exemple, les mesures de $\delta^{18}\text{O}$ réalisées sur différentes rivières actuelles diffèrent sensiblement des eaux météoritiques. Le $\delta^{18}\text{O}$ des carbonates pédogéniques reflète davantage le $\delta^{18}\text{O}$ moyen du bassin drainant que celui des eaux météoritiques. Pour les carbonates lacustres, le $\delta^{18}\text{O}$ est affecté par les effets de l'évaporation à la surface du lac. Tous ces biais engendrent

une incertitude importante, proche de celle observée avec les méthodes basées sur la flore.

Comme pour les estimations des paléotempératures océaniques, la mesure du Δ^{47} semble être l'outil le plus prometteur en paléo-altimétrie (Eiler, 2007). La propension à former des molécules contenant des liaisons entre des isotopes lourds du carbone (^{13}C) et de l'oxygène (^{18}O) dans un carbonate (principalement sous forme $^{13}\text{C}^{18}\text{O}^{16}\text{O}$) est d'autant plus facile que la température de formation du carbonate pédogénique est basse. Il existe donc une relation entre cette quantité et la température de formation (Fig. 3.6), ce qui permet de remonter aux paléo-altitudes en fixant le gradient vertical de température (qui a pu varier dans le passé) (Quade *et al.*, 2007). De plus, les mesures indépendantes de la température de formation de ces carbonates via le Δ^{47} et du rapport isotopique $\delta^{18}\text{O}$ de ces carbonates permettent de remonter au $\delta^{18}\text{O}$ de l'eau et donc de discriminer les effets de l'altitude des influences parasites, telles que le climat, la saison, ou la latitude. Les effets de l'enfouissement ne semblent pas en général affecter la mesure du Δ^{47} , ce qui est un avantage dans un contexte orogénique. Cette méthode permet d'obtenir des paléo-altitudes entachées d'une incertitude plus faible que pour l'ensemble des autres méthodes. Cet outil isotopique a été utilisé pour contraindre l'évolution des paléo-altitudes et la vitesse de surrection de l'Altiplano, haut plateau situé dans les Andes en Amérique du Sud, au cours du Miocène.

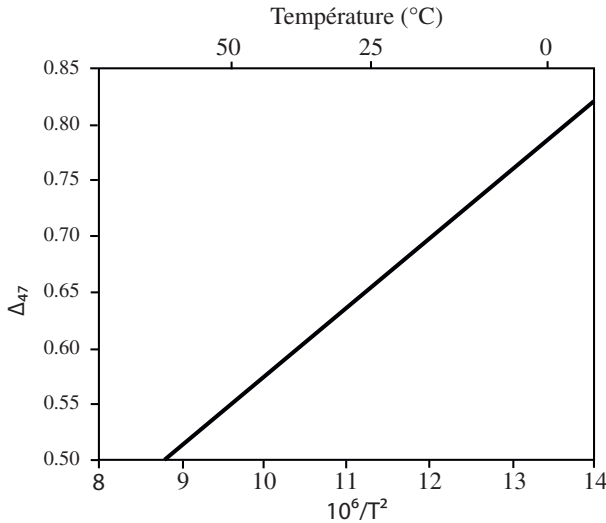


FIG. 3.6 – Courbe de calibration du Δ^{47} (d'après Quade *et al.*, 2007).

Les méthodes présentées ont été utilisées pour déterminer la paléo-altitude d'un certain nombre de sites, qui ne représentent qu'une portion congrue des besoins en reconstructions paléogéographiques. La tâche s'avère encore plus

difficile lorsque l'on s'intéresse à des périodes reculées. Une méthode empirique, largement utilisée pour effectuer les reconstructions paléogéographiques, consiste à définir le contexte tectonique de l'époque étudiée et rechercher un analogue actuel.

3.2.4 Les variations eustatiques et les passages maritimes

La circulation océanique joue un rôle important dans le système climatique en transportant de la chaleur des basses vers les hautes latitudes, en particulier, à travers des courants de surface. Mais ce transport dépend de la répartition des continents et de la forme des bassins océaniques. Actuellement, les eaux profondes se forment principalement dans l'océan Atlantique Nord, plus précisément en mer de Norvège et en mer du Labrador. La configuration de la circulation thermohaline était différente dans le passé. À la fin du Crétacé, l'océan Atlantique Nord n'était pas encore ouvert et les échanges entre l'océan Atlantique Central et l'océan Arctique étaient encore limités. La formation des eaux profondes pourrait donc être transférée dans l'océan Pacifique, d'après les modèles numériques simulant la circulation à grande échelle de l'océan et de l'atmosphère.

Les changements de configuration géographique à travers les dérives des continents, ou plus radicalement, l'ouverture ou la fermeture de bassins océaniques, sont donc susceptibles de bouleverser profondément la circulation océanique. Mais des changements beaucoup plus modestes pourraient avoir des effets également considérables. Les passages maritimes constituent d'étroits corridors, en général peu profonds, à travers lesquels circulent des masses d'eau océanique. Le célèbre détroit de Gibraltar permet la circulation des masses d'eau de l'océan Atlantique vers la mer Méditerranée en surface, et en sens inverse en profondeur. Cet échange maritime est primordial. Son interruption causerait l'assèchement de la mer Méditerranée en moins de quinze siècles, car cette mer connaît une forte évaporation qui ne peut pas être compensée dans le contexte climatique actuel, par les précipitations ou par le ruissellement continental. L'ouverture ou la fermeture de passages maritimes peuvent donc avoir un impact significatif. Définir un historique précis de l'ouverture ou de la fermeture des passages océaniques est difficile du fait de leur dimension, mais des marqueurs paléocéanographiques permettent de les identifier. Enfin, l'ouverture ou la fermeture de ces passages sont contrôlées par des processus tectoniques mais également par les variations du niveau des océans.

Les changements de niveau marin modifient profondément le visage de la Terre. Les périodes de haut niveau marin, comme celle du Cénomaniens (~95 Ma) étudié par Eduard Suess à la fin du XIX^e siècle, causent l'inondation de larges zones continentales. De vastes mers épicontinentales, généralement peu profondes (10 à 200 m), couvrant jusqu'à 30 % des continents, sont

ainsi observées au cours de la période phanérozoïque. Dans certains cas, la conjonction d'un niveau marin élevé et d'une flexure de la lithosphère liée à la surrection d'un relief peut se traduire par la formation de mers épicontinentales profondes de plusieurs centaines de mètres. C'est le cas du Western Interior Seaway, en Amérique du Nord, qui relie l'océan Arctique à l'actuel golfe du Mexique, au cours du Crétacé. La dynamique de ces mers épicontinentales est encore mal connue, car il n'existe pas d'analogie actuelle aussi vaste. Ces mers épicontinentales devaient favoriser les climats peu contrastés thermiquement du fait de la forte capacité calorifique de l'eau et de leur inertie thermique. Inversement, les périodes de bas niveau marin devaient favoriser des climats plus contrastés. En réalité, nous verrons que la réponse climatique à un changement de niveau marin est plus complexe qu'il n'y paraît, d'autant que c'est rarement le seul niveau marin qui change.

L'analyse des faciès sédimentaires permet de repositionner les lignes de rivage. Celles-ci ont changé avec les variations eustatiques (changement du niveau marin), mais également avec les mouvements verticaux des continents, la flexure de la lithosphère en réponse à la formation d'un relief ou les variations des flux sédimentaires. Les variations des lignes de rivages déduites des faciès sédimentaires ne constituent donc pas un marqueur direct du niveau marin.

Dans les années 1970, Peter Vail et son équipe, géologues au sein de la compagnie pétrolière américaine Exxon, produisirent une courbe des variations du niveau des océans. Vail y montrait que la géométrie et la position des unités sédimentaires déposées sur les plateformes continentales et dans les bassins avaient varié en fonction du niveau marin, de la subsidence de la zone de dépôt, du flux sédimentaire et de la production carbonatée. La géométrie et la position des unités sédimentaires reflètent principalement les variations du niveau marin, subsidence, dépôt et production carbonatée étant considérés comme moins variables. La détermination des faciès sédimentaires sur des carottes prélevées par forage, et la localisation des réflecteurs sismiques sur les marges continentales et les bassins adjacents permettent de reconstruire l'agencement des dépôts sédimentaires et d'en déduire les variations eustatiques. Plusieurs courbes ont depuis été produites (Haq *et al.*, 1987 ; Haq et Al-Qahtani, 2005). Les courbes obtenues (Fig. 3.7) montrent des cycles eustatiques emboîtés. Au premier ordre, l'amplitude des variations eustatiques est forte, 200–300 mètres, la constante de temps, plusieurs centaines de millions d'années. Une origine tectonique liée au cycle de vie des supercontinents (cycle de Wilson) et aux variations du volume des dorsales est proposée. Un second ordre présente des variations importantes (plusieurs dizaines de mètres) mais une constante de temps plus faibles (>1 Ma). Le forçage tectonique reste la cause la plus probable. Au troisième ordre, la périodicité n'excède pas 1–2 Ma, et pourrait être liée au climat. Enfin des variations encore plus rapides pourraient être liées au glacioeustatisme (les variations eustatiques pilotées par le volume des calottes de glace). Mais cette interprétation de la variabilité

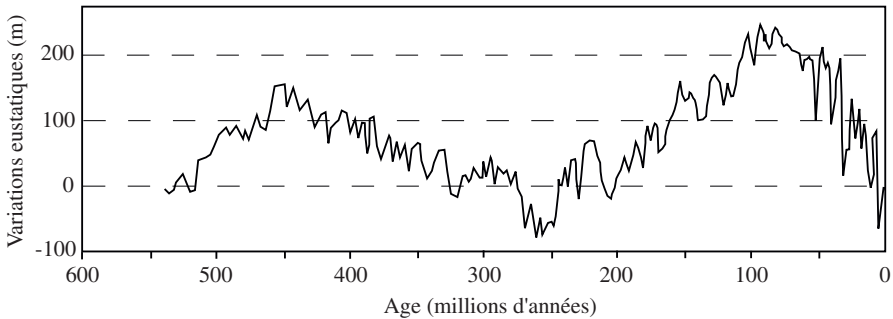


FIG. 3.7 – Courbe des variations du niveau marin par rapport à l'actuel (d'après Haq *et al.*, 1987 ; Haq et Al-Qahtani, 2005).

haute fréquence présente sur une courbe eustatique à l'échelle des temps géologiques a été remise en question. De plus, les recouvrements côtiers observés dans les systèmes sédimentaires ne se traduiraient pas forcément en termes de variations eustatiques.

Une méthode différente de celle de Haq *et al.* (1987) a été proposée par Miller et son équipe (2005). Elle permet de déterminer les variations eustatiques à l'aide d'un modèle inverse en calculant les effets de la charge sédimentaire, de la compaction et de la charge océanique nécessaires pour simuler la déformation d'un bassin (subsidence ou soulèvement) située sur une marge passive. Les variations du niveau marin obtenues par cette méthode n'excèdent pas les 100 mètres, soit deux fois moins que celles proposées par Haq *et al.* (1987) pour la même période. De plus, les variations eustatiques obtenues par ces deux méthodes peuvent être déphasées. Contrairement à la courbe de Haq *et al.* (1987), qui reposait sur de nombreux enregistrements, la courbe de variation de niveau marin de Miller s'appuie sur un nombre de sites réduit, situés sur la marge est de l'Amérique du Nord. La déformation subie par ce bassin par des processus dynamiques internes d'origine mantellique n'est pas corrigée. Ce bassin pourrait avoir enregistré une topographie « dynamique » de grande longueur d'onde (par opposition à la topographie liée à l'isostasie d'une colonne lithosphérique) biaisant en partie le signal eustatique.

Pour comprendre ces désaccords, il est nécessaire d'analyser les mécanismes des changements de niveau marin. Les variations de la position des rivages ont plusieurs origines possibles : variation du volume d'eau (le contenu) ou variation du volume des bassins océaniques (le contenant). Changer le volume d'eau océanique implique un processus de contraction ou de dilatation thermique et/ou de séquestration ou de relâchement de cette eau par un autre réservoir (par exemple, les calottes de glace). Bien que fondamental pour le fonctionnement du système climatique, le volume d'eau présent dans l'atmosphère sous forme vapeur et liquide ($\sim 13\,000\text{ km}^3$) est totalement négligeable au regard des volumes d'eau des bassins océaniques ($\sim 1\,347$ millions de km^3).

Les variations de cette quantité d'eau atmosphérique, en réponse à des changements climatiques, n'auront qu'une incidence centimétrique sur le niveau des océans, bien en deçà des variations qu'il est possible de détecter à l'échelle des temps géologiques. Mais les changements climatiques peuvent également induire des variations de volume des océans par le biais de la dilatation ou de la contraction des eaux. Un réchauffement climatique global de quelques degrés de la surface de la Terre se traduit par une dilatation des océans de l'ordre de quelques dizaines de centimètres, hausse toutefois encore bien trop modeste pour expliquer les changements observés à l'échelle des temps géologiques.

Les variations des volumes d'eau des bassins océaniques sur des échelles de temps comprises entre 1 ka et 100 ka peuvent trouver leur origine dans la formation ou la fonte d'une calotte de glace. La quantité d'eau séquestrée sous forme de glace peut conduire à des variations eustatiques supérieures à 100 m. La présence de glace au pôle est un phénomène épisodique, car elle implique la présence d'un continent en position (quasi-)polaire et des conditions climatiques permettant la formation d'une couverture neigeuse pérenne. À l'échelle des temps géologiques, ces conditions sont parfois remplies. Ainsi, la glaciation gondwanienne couvre de glace le sud du continent Gondwana (qui correspond actuellement à la zone sud de l'Amérique du Sud, la partie sud de l'Afrique, le sud de la péninsule arabique, une partie de l'Inde et de l'Australie et tout l'Antarctique, ces zones étant à l'époque réunies) pendant environ 50 millions d'années (320 – 270 Ma), marqués par quelques phases alternées de développement et de résorption de la calotte de glace. La modélisation numérique permet d'estimer la variation du niveau des océans correspondant au volume d'eau séquestré à environ 200 m (contre 70 m pour la calotte antarctique aujourd'hui). Il est également possible que l'assèchement de mers ou de bassins marginaux ait entraîné une hausse du niveau marin global. C'est le cas de la crise messinienne, autour de 5,5 Ma, qui se manifeste par un assèchement de la mer Méditerranée, à l'exception de quelques bassins profonds (dans lesquels se déposent d'importantes quantités d'évaporites), et une hausse du niveau marin de l'ordre de 10 mètres (variation partiellement masquée par les fluctuations de volume de la calotte antarctique). Enfin, les stockages d'eau dans des lacs, fleuves et rivières ($\sim 0,26$ millions de km^3) ou dans des réservoirs souterrains (~ 9 millions de km^3) doivent contribuer de manière très marginale.

Les variations du niveau des océans résultent également des variations du volume des bassins océaniques. Le mécanisme le plus fréquemment évoqué pour expliquer les variations du niveau de la mer à l'échelle des temps géologiques réside dans les variations topographiques du plancher océanique. Hays et Pitman (1973) ont montré que le profil topographique du plancher océanique, plus précisément de la dorsale, était fonction de sa vitesse d'accrétion. De ce fait, les périodes pendant lesquelles les vitesses d'ouverture sont élevées doivent correspondre à des périodes de haut niveau marin. Le taux de production de croûte océanique (normalisé par rapport au taux de production

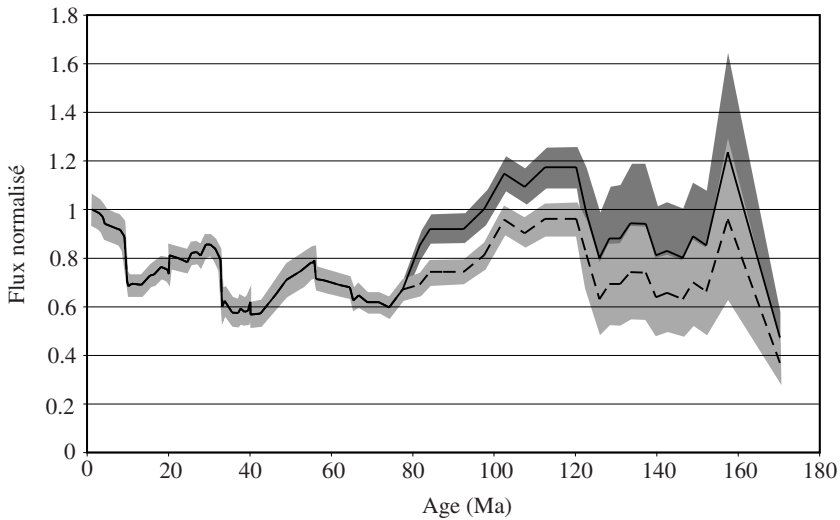


FIG. 3.8 – Évolution de la production de croûte océanique au cours des 170 derniers millions d'années normalisé par le flux actuel (d'après Cogné et Humler, 2006). Au-delà de 80 Ma, deux scénarii possibles : un flux normalisé faible (courbe tiretée et incertitude en grisé clair) dans le cas d'un manteau terrestre sans évolution thermique au cours du temps ; un flux normalisé plus fort (courbe noire et incertitude en grisé foncé) dans le cas d'un manteau terrestre plus chaud de 50 °C que l'actuel avant 80 Ma.

actuel) traduit la vitesse moyenne globale de fonctionnement des dorsales et peut être comparé aux variations du niveau marin. Dans les années 1980, les reconstructions depuis le Jurassique de ce flux normalisé suggéraient un flux presque deux fois supérieur à l'actuel pendant le Crétacé inférieur et une chute d'environ 50 % au cours des 50 derniers millions d'années. Mais ces estimations ont été remises en question, suite aux récentes déterminations des vitesses d'accrétion et des flux normalisés (Fig. 3.8), lesquelles suggèrent des variations des flux n'excédant pas une amplitude de 30 % autour de la valeur actuelle (Cogné et Humler, 2006), voire même moins. Si les variations de volume des dorsales sont bien le moteur des variations eustatiques, des contradictions apparaissent entre la courbe du niveau marin et les estimations les plus récentes des flux de croûte océanique produite. Ces nouvelles déterminations pourraient remettre en question le rôle joué par les dorsales sur les variations du niveau marin. Certains ont vu dans les cycles de Wilson, c'est-à-dire la construction puis la fragmentation de supercontinent, un mécanisme pour expliquer les variations eustatiques au premier ordre (Fig. 3.7). En effet, les périodes de fragmentation produisent de la croûte océanique jeune. Le volume occupé par les dorsales au détriment de la croûte ancienne perdue par subduction réduit le volume total des océans et élève leur niveau, et

réciiproquement en période de construction de supercontinent, le volume total des dorsales décroît et le niveau des océans baisse. En d'autres termes, l'âge moyen des océans reflète les variations eustatiques au premier ordre (Cogné et Humler, 2006).

La topographie dynamique liée à la subsidence de bassin, à la déformation associée aux zones de subduction, où même à la dérive globale de la lithosphère que nous avons déjà évoquée, résulte d'une redistribution interne de masse pilotée par la convection mantellique. Elle induit des mouvements verticaux des continents qui conduisent à leur inondation ou à leur exondation.

3.2.5 Un survol des visages de la Terre à travers les âges

Reconstruire la paléogéographie passée implique déjà de connaître la position des grandes plaques définies par Morgan en 1967 et d'un certain nombre de petits blocs continentaux. Cette tâche s'avère difficile pour les périodes antérieures à 1,1 Ga (1 100 Ma) en raison du faible nombre de données paléomagnétiques disponibles. La position des paléorivages dépend des informations lithologiques disponibles. Côté topographie, les estimations des paléoaltitudes sont entachées d'une incertitude importante, y compris pour des orogénèses récentes comme celle de la chaîne de l'Himalaya, mais les données géologiques permettent de localiser les orogénèses. À partir des données disponibles, nous allons esquisser le portrait de la Terre depuis l'Archéen. Les grands traits de l'évolution paléogéographique sont reportés dans l'atlas (Fig. 3.9).

Actuellement, les plus vieilles unités géologiques observables à l'affleurement datent de plus de 3 milliards d'années. Néanmoins, elles sont rares et ne permettent pas d'estimer les surfaces continentales présentes à cette époque. Mais la datation d'un grand nombre de zircons, minéral omniprésent dans de nombreuses roches (ignées, métamorphiques ou sédimentaires) a permis de retracer les grandes périodes de production de croûte continentale. Des zircons âgés de plus de 4 Ga découverts dans des formations géologiques archéennes témoignent de l'existence d'une croûte continentale, même éphémère, quelques centaines de millions d'années après la formation de la Terre. Vers 3,5 Ga, les premiers blocs continentaux stables apparaissent. L'analyse des plus anciens cratons révèle que ceux-ci se sont formés par l'amalgamation de lambeaux de croûte continentale de taille modeste, d'arcs insulaires, de prisme d'accrétion, de plateaux volcaniques océaniques. Le premier grand pic de production de croûte continentale date de 2,7 Ga, une avalanche dans le manteau induisant la formation d'un grand nombre de panaches mantelliques en serait la cause. Cet événement à 2,7 Ga se traduit par l'augmentation du nombre de cratons, c'est-à-dire de croûte continentale pérenne, et donc par un brusque accroissement de la surface continentale. Toutefois, l'existence de supercontinent dès cette époque reste peu probable (Bleeker, 2003).

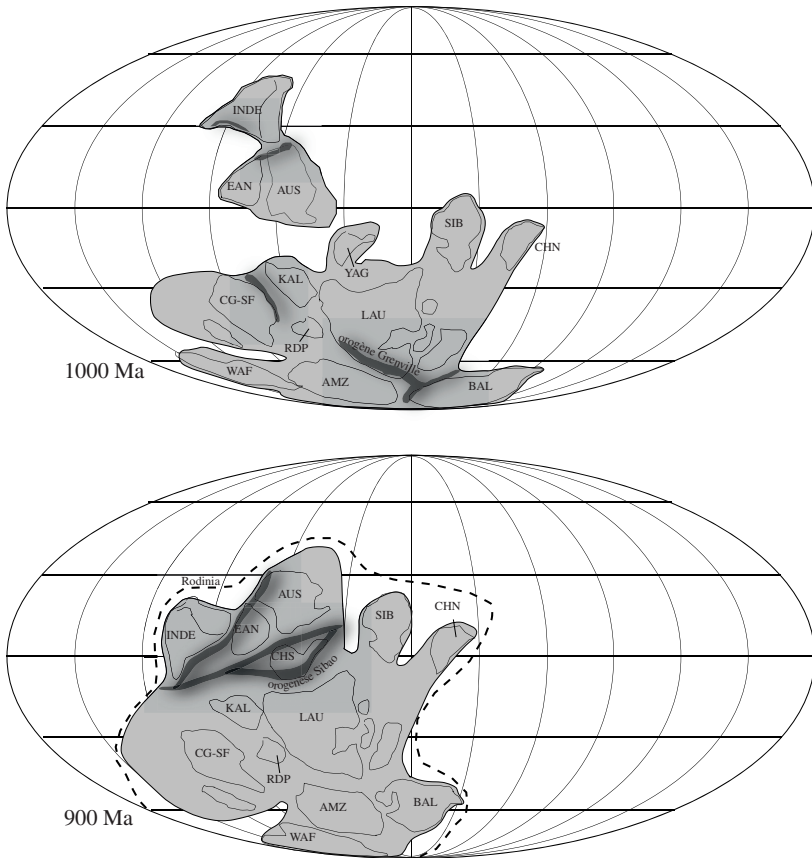


FIG. 3.9 – Position des principaux continents et blocs dans le passé (d'après Li *et al.*, 2008 pour le Néoprotérozoïque; McElhinny *et al.*, 2003 pour le Paléozoïque; Atlas Téthys et Périthés, ainsi que les reconstructions réalisées par l'auteur pour différentes études sur le Mésozoïque; Fluteau *et al.*, 2001, 2006). AFR = Afrique; AMN = Amérique du Nord; AMZ = Amazonie; ANT = Antarctique; ARA = Arabie; AUS = Australie; BAL = Baltique; CHN = Chine du Nord; CHS = Chine du Sud; EAN = Antarctique de l'Est; IND = Indochine; INDE = Inde; IRA = Iran; KAL = Kalahari; KAZ = Kazakhstan; LHA = Lhasa; LAU = Laurussie; MAD = Madagascar; NUB = Nubie; QAN = Qiantang; RDP = Rio de Plata; SF-CG = Sao Francisco-Congo; SIB = Sibérie; WAF = Afrique de l'Ouest; WAN = Antarctique de l'Ouest. Les traits épais représentent la localisation supposée des dorsales (plaques lithosphériques divergentes); les traits épais noirs ornés de triangles représentent la localisation supposée des zones de subductions (plaques lithosphériques convergentes). Les zones grisées indiquent les zones orogéniques en activité pour la période considérée. Les noms des principales orogénèses sont indiqués en italique. Pour le Crétacé, les principales mers épicontinentales sont représentées en blanc (de manière simplifiée).

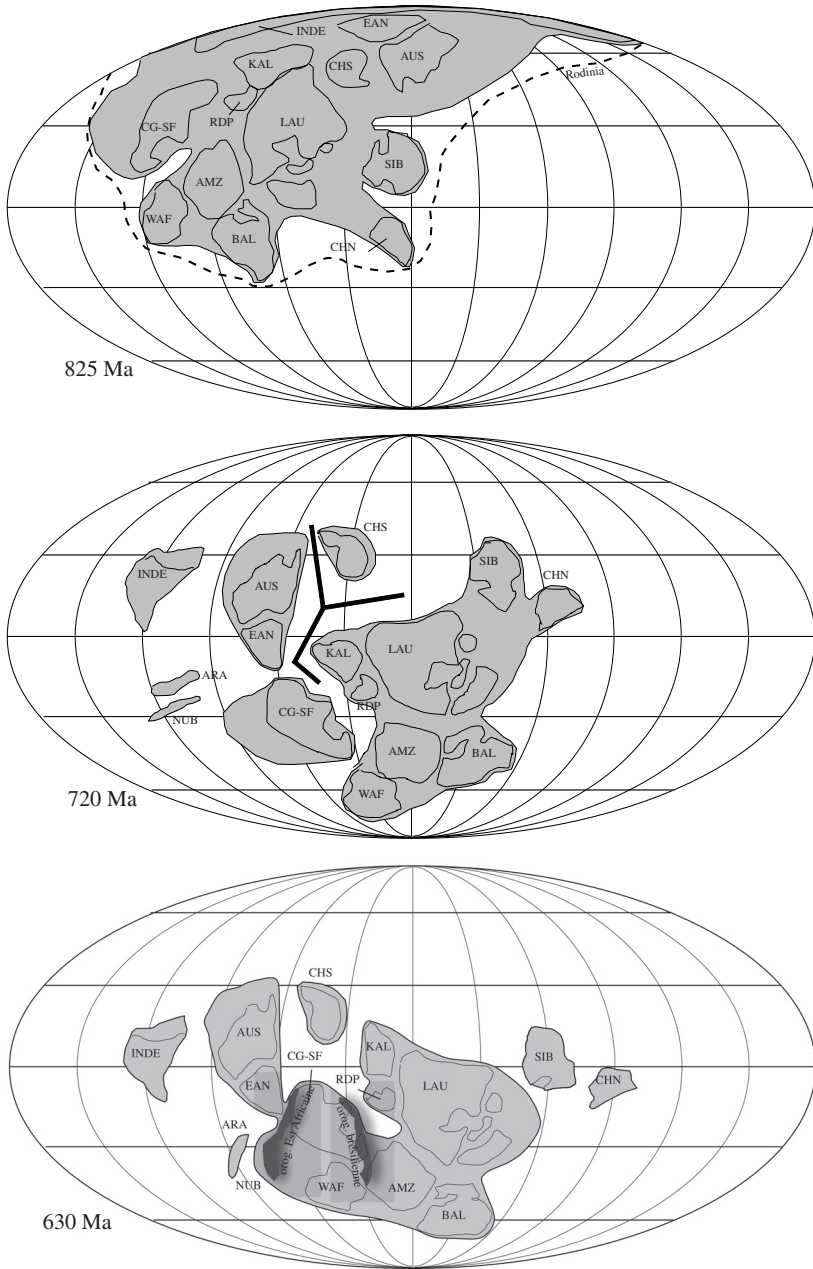


FIG. 3.9 – Suite.

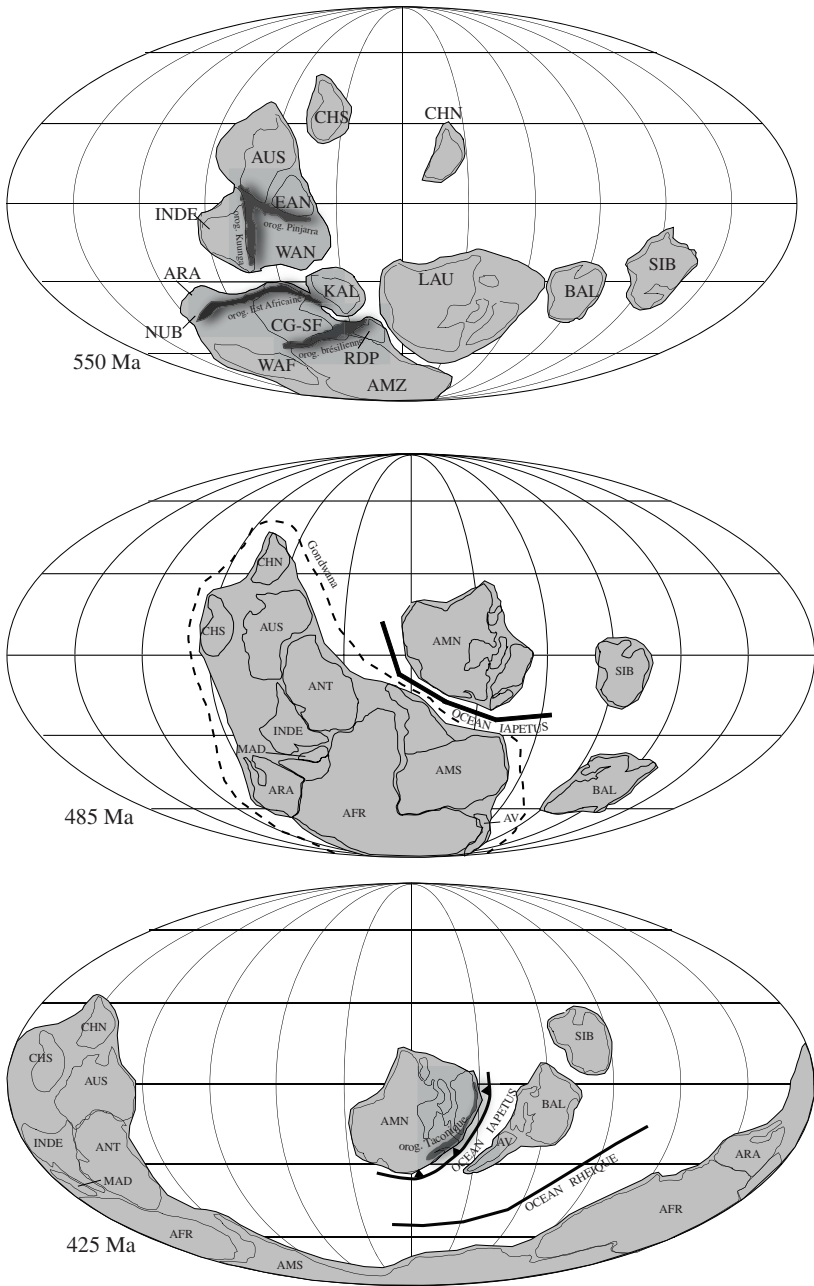


FIG. 3.9 – Suite.

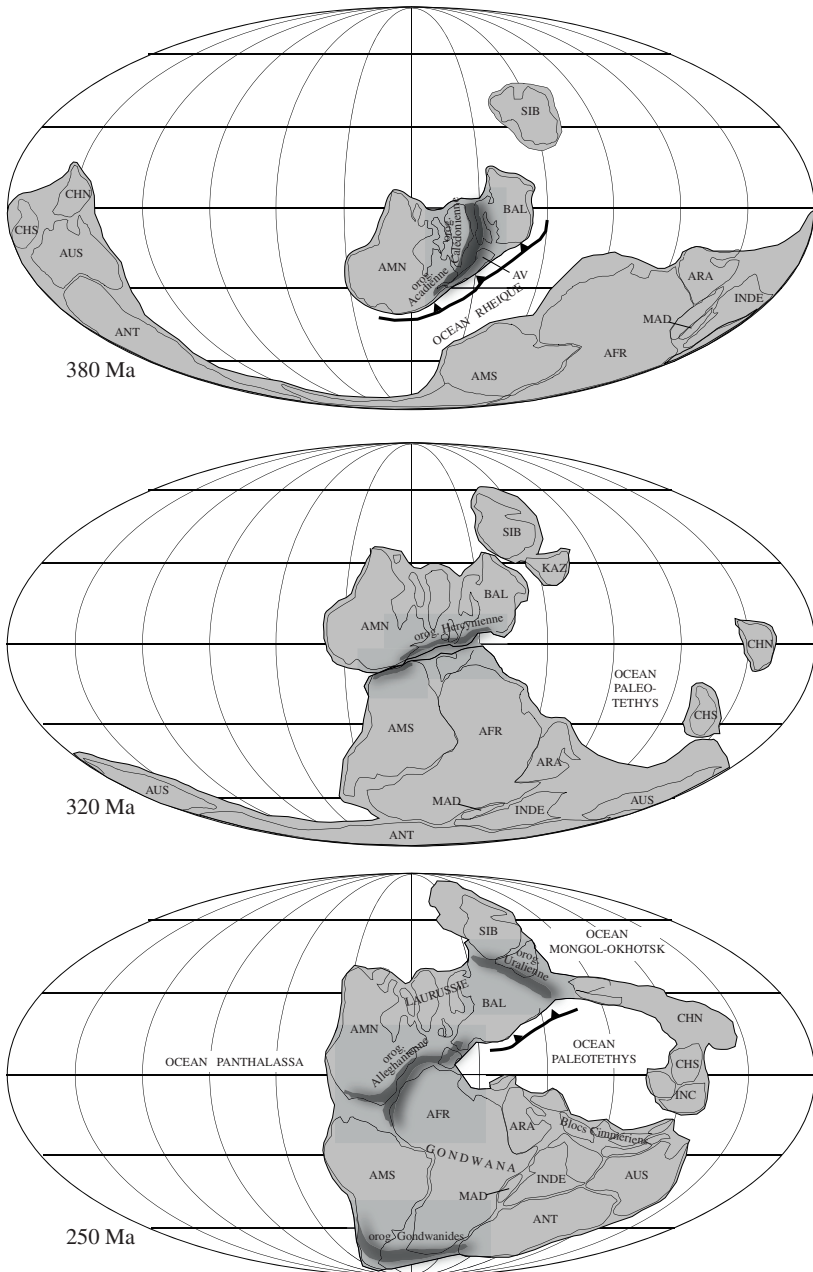


FIG. 3.9 – Suite.

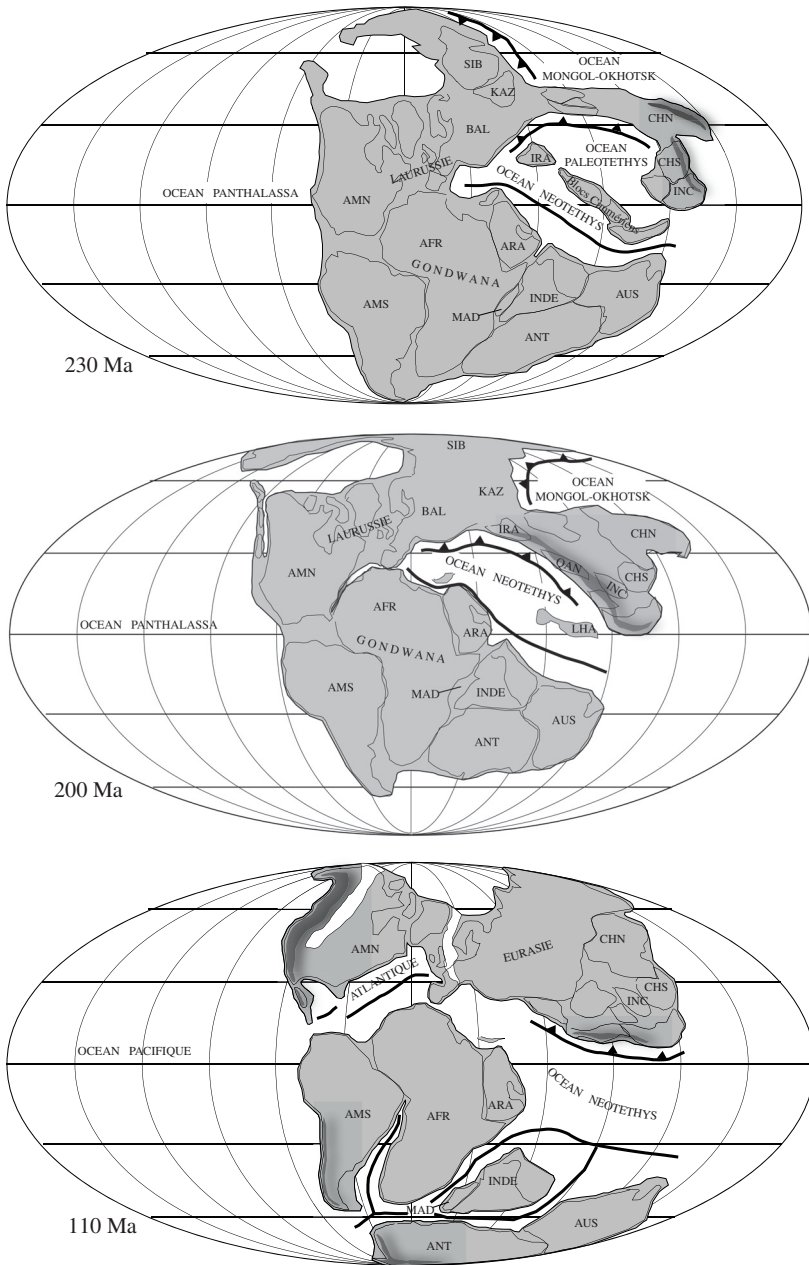


FIG. 3.9 – Suite.

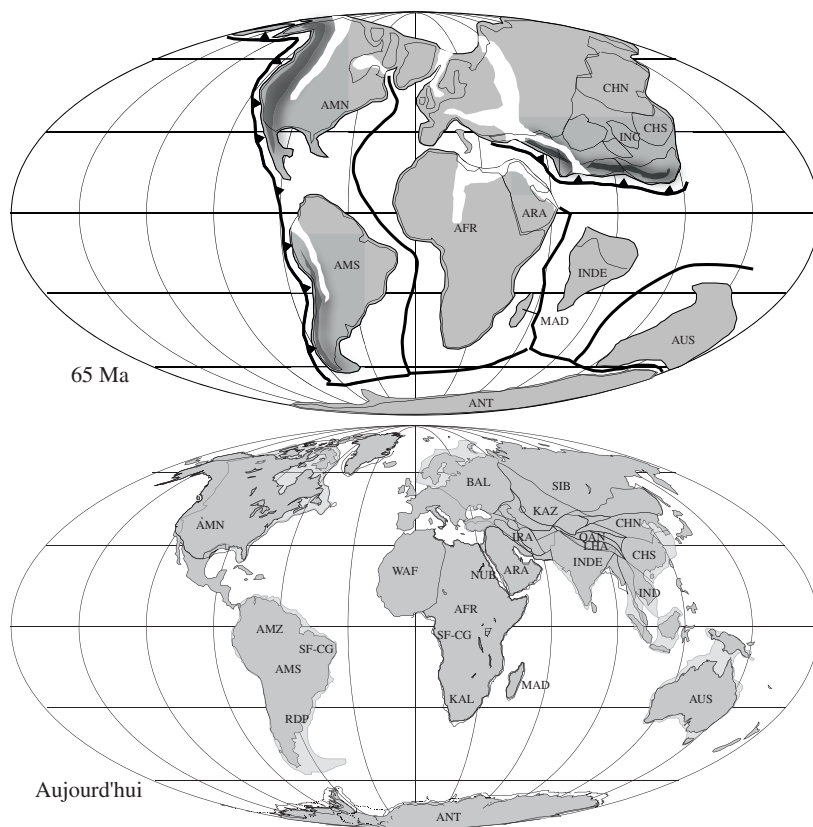


FIG. 3.9 – Suite.

Reconstruire la paléogéographie à cette époque s'apparente aux pièces d'un puzzle que l'on essaie d'associer en comparant leurs histoires géologiques, car nous ne disposons pas de données paléomagnétiques suffisamment contraignantes dans l'espace et le temps pour proposer une reconstruction précise. Les scénarii esquissés se basent sur la similarité des séries géologiques préservées sur chaque craton (similarité des séquences lithologiques, synchronisme des événements magmatiques et métamorphiques affectant les cratons). Toutefois l'utilisation de ces arguments n'aboutit pas à un scénario unique. Pour la période comprise entre 2,7 Ga et 1,8 Ga, Bleeker (2003) ne dénombre pas moins de 35 pièces pour ce puzzle paléogéographique. Un flux de chaleur d'origine interne deux fois plus fort à cette époque favorise une organisation des plaques davantage fragmentée qu'elle ne l'est aujourd'hui, et rend peu probable l'existence d'un vaste et unique supercontinent. Mais il n'est pas exclu que des regroupements de petits cratons se produisent. En effet, la présence

de nombreux dykes datés entre 2,4 Ga et 2,1 Ga pourrait témoigner de la dislocation de ces continents éphémères.

La période suivante comprise entre 2,1 Ga et 1,8 Ga est marquée par la formation du premier supercontinent Columbia par assemblage de petits cratons occasionnant de très nombreuses orogénèses (Zhao *et al.*, 2004). Cette période marque également la structuration de nombreux grands cratons (Laurentie, Baltique, Groenland, Sibérie, Australie Occidentale, Inde, Amazonie-Afrique de l'Ouest, Congo-Sao Francisco). Le craton Laurentie résulte du collage de plusieurs cratons (Superior, Rae, Slave, Hearne) et de lambeaux de croûtes continentales (ou *terrane*s en anglais) entre 1,95 Ga et 1,8 Ga. Le supercontinent Columbia est entièrement assemblé vers 1,8 Ga. Entre 1,8 et 1,3 Ga, le supercontinent Columbia connaît une période d'accrétion continue le long de ces marges actives (zones de subduction). Ces ceintures accrétionnaires magmatiques augmentent significativement la surface continentale. Le développement de rifts continentaux vers 1,6 Ga marque le début de la fragmentation du supercontinent Columbia qui dure environ 300 millions d'années. Mais, très rapidement, un nouvel assemblage s'initie et aboutira à la formation du supercontinent Rodinia vers 950 Ma.

Pour la période néoproterozoïque, entre 1 050 Ma (1,05 Ga) et 540 Ma (0,54 Ga), les données paléomagnétiques, plus nombreuses que pour le Paléo- et Mésoproterozoïque, mais aussi les arguments géologiques permettent d'établir des reconstructions paléogéographiques globales. Les cartes proposées ici sont adaptées de la synthèse récente de Li *et al.* (2008). Elles constituent une solution possible mais non unique aux données disponibles.

La configuration paléogéographique, il y a 1 000 Ma, est très différente de l'actuelle. La côte sud de la Laurentie (qui correspond actuellement à la côte est du continent Nord-Américain) entre en collision avec le bloc Amazonie (un bloc constitutif de l'Amérique du Sud), puis peu après, la côte nord de la Laurentie, avec celles de l'Australie, de l'Antarctique de l'Est et le bloc Chine du Sud. Le regroupement de l'ensemble des cratons existant à cette époque s'achève vers 950 Ma et forme le supercontinent Rodinia. De ces différentes collisions continent-continent naissent plusieurs grandes chaînes de montagnes, dont on retrouve la signature géologique au travers de ceintures métamorphiques. C'est le cas en Amérique du Nord, avec l'orogénèse Grenville datée à 1 Ga, et l'orogénèse Sibao en Chine du Sud. Mais il n'existe pas encore de consensus sur l'histoire du supercontinent Rodinia. Le nombre de continents constituant Rodinia, l'âge de sa formation ou de sa dislocation, voire même son existence pour certains, restent des questions ouvertes. En effet, il n'existe pas encore de consensus, car le nombre et la qualité des données géologiques, géochronologiques et paléomagnétiques ne permettent pas d'aboutir à une solution unique. Pour une analyse beaucoup plus approfondie des données paléomagnétiques et des conséquences en termes de configurations, le lecteur pourra se référer aux travaux de Li *et al.* (2008).

Après avoir dérivé vers le nord, le supercontinent Rodinia se disloque vers 780–750 Ma. La dispersion des continents se traduit par l'ouverture de bassins océaniques orientés approximativement nord-sud. Du fait de la symétrie sphérique du champ magnétique dipolaire géocentré, la largeur de ces bassins océaniques est mal contrainte. À la fin du Néoprotérozoïque, vers 600 Ma, un nouveau supercontinent, Panotia, pourrait se former. Constitué du continent Laurentie et de l'assemblage des blocs Amazonie et Rio de Plata, ce supercontinent, à l'existence éphémère, pourrait n'exister qu'en raison des incertitudes qui entachent l'âge de la séparation des cratons Laurentie et Amazonie et l'âge de l'assemblage des cratons Amazonie et Rio de Plata dans le futur continent Gondwana. C'est pourquoi l'option du supercontinent Panotia n'a pas été retenue dans les reconstructions présentées dans cet ouvrage.

La période allant de la fin du Précambrien au début du Paléozoïque est marquée par l'assemblage progressif du continent Gondwana à partir d'une mosaïque de blocs séparés par des océans. Ces océans se résorbent par subduction, les blocs entrent en collision, ce qui occasionne des orogénèses. Les reliefs ont disparu depuis longtemps, mais les continents actuels en portent encore les stigmates sous forme d'une ceinture métamorphique de haute pression, de magmatisme et/ou de déformations. Ces événements ont été datés par des méthodes isotopiques. Nous allons en faire le tour rapidement mais une discussion plus complète a récemment été proposée par Cawood et Buchan (2007).

Le craton Nubie (NUB) et plusieurs micro-blocs s'assemblent entre 750 Ma et 600 Ma. Cet événement se traduit par une première phase de l'orogénèse est-africaine datée entre 750 Ma et 600 Ma selon les sites d'étude. Un peu plus à l'est, la convergence des cratons Congo-Sao Francisco (CG-SF) et Amazonie (AMZ) entraîne la fermeture de l'océan Adamaster, puis leur collision vers 650 Ma cause l'orogénèse brésilienne. Cet assemblage de cratons constitue une partie du futur continent Gondwana. À la fin du Précambrien, autour de 550 Ma, la Laurentie et l'Amazonie se séparent, marquant l'ouverture de l'océan Iapétus, tandis que les cratons Australie, Est Antarctique, Ouest Antarctique et Inde s'assemblent pour former l'autre partie du futur continent Gondwana. Cet événement se traduit par les orogénèses Kuunga et Pinjarra. L'océan séparant les cratons Kalahari et Congo-Sao Francisco se résorbe, et les blocs entre en collision peu après 520 Ma, c'est l'orogénèse Damara/Zambèze. Cet événement est approximativement synchrone de l'assemblage final du continent Gondwana, daté autour de 530 Ma. Cette ultime étape dans la construction du continent Gondwana induit une nouvelle phase orogénique en Afrique de l'Est et australe (qui se superpose à celle plus ancienne, datée à 600 Ma). Étape finale de la construction du Gondwana, la marge passive qui bordait la partie ouest de ce continent devient une marge active (la croûte océanique est subductée sous le continent Gondwana) sur près de 18 000 km, comme en attestent les âges de l'activité magmatique compris entre 550 et 500 Ma. Cette marge active est associée à l'orogénèse Ross-Delamerian en

Australie et Antarctique, à l'orogénèse Saldanian en Afrique australe et Pampean en Amérique du Sud. L'assemblage final du Gondwana et la mise en place d'une marge active marquent la fin des orogénèses le long des sutures de la mosaïque gondwanienne. La hauteur des reliefs reste évidemment très hypothétique, mais l'ampleur des collisions et les évidences géologiques suggèrent des reliefs élevés.

L'existence du continent Gondwana va perdurer près de 400 millions d'années avant de prendre fin au Crétacé. Au début de l'Ordovicien (~480 Ma), le bloc Avalon situé initialement à proximité du pôle Sud (dont on trouve les archives géologiques au nord-est de l'Amérique du Nord et en Europe occidentale) se sépare du Gondwana, cela correspond à la naissance d'un nouvel océan, l'océan Rhéique (voir Windley, 1995, pour une synthèse). Le bloc Avalon migre vers le nord et entre en collision avec le bloc Baltique à la fin de l'Ordovicien vers 440 Ma. L'océan Iapétus se résorbe, entraînant la déformation de la marge continentale de la Laurussie, c'est l'orogénèse taconique de la chaîne des Appalaches. À la fin du Silurien (~420 Ma), la collision entre les blocs Laurentie (une partie de l'Amérique du Nord) et Baltique (une partie de l'Europe) parachève la disparition par subduction de l'océan Iapétus. Un nouveau continent est constitué, la Laurussie. Cette collision engendre l'orogénèse Calédonide/Acadienne, qui affecte la Scandinavie, le Groenland, l'Europe de l'Ouest et le nord-est de l'Amérique du Nord. L'océan Rhéique se résorbe progressivement par subduction sous la Laurussie, rapprochant inexorablement Laurussie et Gondwana. La fermeture de cet océan se poursuit jusqu'au Dévonien (~360 Ma), période à partir de laquelle une collision généralisée se produit le long de la suture entre Gondwana et Laurussie (Matte, 1986). Coté Laurussie, c'est l'orogénèse alléghanienne en Amérique du Nord et l'orogénèse hercynienne (ou Varisque) en Europe. L'orogénèse Alléghanienne affecte la marge est du continent nord-américain (Canada et États-Unis) et se prolonge vers le sud à travers l'État du Texas aux États-Unis jusqu'au Mexique par l'orogénèse des Ouachitas. L'orogénèse alléghanienne-ouachita est également observable coté Gondwana à travers les orogénèses Mauritanides, Basseride et Rokelide en Afrique de l'Ouest. Les âges des déformations et du métamorphisme associés à cette collision s'échelonnent de 340 Ma à 270 Ma. L'orogénèse hercynienne affecte une large partie de l'Europe occidentale et central. Cet événement est daté entre 340 Ma et 290 Ma. Ces reliefs pourraient avoir été, à la fin du Carbonifère, aussi élevés que ceux de l'Himalaya actuellement (Matte, 1986). L'accrétion du Gondwana et de la Laurussie forme le supercontinent Pangée, qui va exister jusqu'à 170 Ma. La taille maximale de ce supercontinent est atteinte avec l'accrétion du bloc Sibérie-Kazakhstan à la marge nord-est de la Pangée, au cours du Permien. La collision s'achève vers 250 Ma. Cette collision donne lieu à la surrection de la chaîne de l'Oural. La marge active au sud du Gondwana connaît un nouvel épisode orogénique, qui s'échelonne de la fin du Carbonifère (~310 Ma) au Trias supérieur (~220 Ma). L'orogénèse Gondwanide affecte les régions Australie, Afrique australe et sud

de l'Amérique du Sud, déjà déformées par l'orogénèse ross-delamerian, saldanian et pampean au Cambrien.

La configuration de la Pangée (ce débat n'est pas représenté sur les figures) est entachée d'incertitudes ; il est possible qu'un vaste système décrochant dextre ait fonctionné au cours du Permien et du Trias, entraînant un mouvement relatif entre la Laurussie au nord et le Gondwana au sud. Le rejet total de ce décrochement pourrait avoir atteint plusieurs milliers de kilomètres si l'on se base sur les données paléomagnétiques, mais serait très inférieur si l'on se réfère aux observations sur le terrain des rejets cumulés des failles décrochantes connues ayant fonctionné à cette époque. De plus, la non-dipolarité du champ magnétique (forte contribution d'un champ octupolaire) à cette période ou le manque de fidélité d'enregistrement du champ magnétique dans les grès rouges, fréquent à cette période, pourraient avoir « faussé » les données paléomagnétiques. Le débat est loin d'être tranché. Quant à la chaîne Varisque, elle pourrait avoir subsisté jusqu'au Permien supérieur ou bien avoir été réactivée par le mouvement entre Gondwana et Laurussie. Le Permien inférieur marque le début de la séparation d'un assemblage de blocs, appelés blocs Cimmériens, de la marge nord-est du Gondwana, entraînant l'ouverture d'un nouvel océan, la Néotéthys (appelé également Mésotéthys) (Metcalf, 2002). Les blocs Cimmériens (Chine du Sud, Indochine, Lhassa, Qiangtang et quelques autres) dérivent vers le nord, résorbant d'autant l'océan Paléotéthys par subduction sous la marge nord-est de la Pangée (partie orientale de la Laurussie et Kazakhstan) et sous les blocs Tarim et Chine du Nord, tandis qu'au sud, l'océan Néotéthys continue de s'ouvrir. Ce chapelet de blocs pourrait avoir isolé épisodiquement l'océan Paléotéthys de l'océan Panthalassa.

Le supercontinent Pangée se disloque au début du Jurassique, vers 200 Ma, en deux vastes continents, au nord la Laurasie (Laurussie + Sibérie + d'autres blocs plus petits) et au sud le Gondwana. Cette dislocation marque le début de l'ouverture de l'océan Atlantique central. Cette ouverture oriente la direction de dérive de l'Amérique du Nord vers le nord-ouest. Cela amorce la subduction des plaques Farallon et Kula (région nord-est de l'océan Pacifique) sous la marge ouest de l'Amérique du Nord, avec pour conséquence l'accrétion de petits blocs hétérogènes et d'arcs insulaires au continent Nord-Américain au cours du Jurassique. Cette marge se déforme, c'est l'orogénèse Siever qui perdure jusqu'au Crétacé inférieur.

Plus à l'est, l'océan Paléotéthys est totalement subducté vers 200 Ma, les blocs Cimmériens entrent en collision avec les blocs Chine du Nord et Tarim. Cette mosaïque continentale est séparée de la marge sud de la Sibérie par l'océan Mongol-Okhotsk. De forme triangulaire, cet océan se referme, tel un ciseau, au cours du Jurassique et le petit continent formé de la mosaïque des petits blocs entre en collision à la fin du Jurassique (~150 Ma) avec la marge sud de la Sibérie. Le continent Eurasie est formé. Les multiples collisions entre les petits blocs ont sans doute produit de la déformation, mais probablement pas de reliefs très importants. L'ouverture de l'océan Atlantique central se

poursuit. Tous les océans Panthalassa, Néotéthys et Atlantique central sont connectés dans la zone subtropicale de l'hémisphère nord.

Le Jurassique moyen (~ 170 Ma) marque le début de la dislocation du Gondwana. Madagascar, Inde, Australie et Antarctique se séparent du binôme Afrique-Amérique du Sud. Au Crétacé inférieur (~ 130 Ma), Amérique du Sud et Afrique commencent à s'individualiser, l'océan Atlantique Sud s'ouvre entre Patagonie et Afrique australe. La séparation complète de ces deux continents et la connexion avec l'océan Atlantique central n'intervient qu'à la fin du Crétacé inférieur, environ 30 millions d'années plus tard. Au début du Crétacé inférieur (~ 110 Ma), l'Inde entame sa dérive vers le nord au rythme exceptionnel de 15 cm/an. L'océan Téthys est subducté sous la marge sud de l'Eurasie, alors qu'au sud, s'ouvre le bassin Antarctique. Vers 90 Ma, Madagascar et l'Inde se séparent, la dorsale de Carlsberg entre en fonctionnement et marque le début de l'ouverture de la partie nord-ouest de l'océan Indien. Le Crétacé se caractérise par une période de haut niveau marin qui conduit à la formation de vastes mers épicontinentales à partir de l'Albien (~ 100 Ma) jusqu'au Maestrichtien (~ 65 Ma). L'inondation des continents atteint son paroxysme au début du Crétacé supérieur, vers 95 Ma, avec l'inondation d'une large partie de l'Europe. Une mer peu profonde se développe sur l'Afrique du Nord à travers l'actuel désert du Sahara, mettant en relation de manière éphémère, au moment du paroxysme de la transgression marine, l'océan Téthysien à l'océan Atlantique Sud. En Amérique du Nord, un passage maritime, le Western Interior Seaway, s'établit à cette époque entre l'océan Arctique et le golfe du Mexique, tandis qu'une nouvelle phase orogénique affecte la marge de ce continent (orogénèse Laramide) au Crétacé supérieur. Un passage maritime se forme au pied de l'Oural, dans l'ouest de la Sibérie reliant l'océan Arctique et l'océan Téthysien, qui contrairement au Western Interior Seaway, ne disparaîtra qu'à l'Eocène.

Le début du Cénozoïque est marqué dans l'hémisphère nord par l'ouverture de la troisième et dernière partie de l'océan Atlantique, la partie nord. Amérique du Nord et Eurasie se séparent. Dans l'hémisphère sud, Australie et Antarctique s'individualisent définitivement à l'Eocène. L'Antarctique migre en position polaire. Le bassin circum-Antarctique est formé. Dans la partie ouest de l'Amérique du Nord, la géométrie de la subduction évolue, la déformation progresse vers l'est, les montagnes Rocheuses se soulèvent, alors que certains reliefs plus côtiers s'abaissent en raison d'un changement du régime des contraintes dans cette région. En Amérique du Sud, la surrection de la Cordillère des Andes semble s'accélérer vers la fin du Cénozoïque.

L'Inde entre en collision avec l'Asie au début du Cénozoïque (~ 50 Ma). La dérive vers le nord de l'Inde se poursuit après la collision au rythme de 5 à 6 cm/an. Une partie du raccourcissement est accommodée par le jeu de grands décrochements dextres réactivant d'anciennes sutures entre les blocs constituant la mosaïque asiatique, et par la surrection de l'Himalaya et de quelques autres chaînes plus au nord. Ces grands systèmes décrochants

éjectent latéralement des blocs comme la Chine du Sud et l'Indochine (Tapponnier *et al.*, 2001). Cette déformation de la marge sud de l'Asie se généralise en réalité à toute la marge sud de l'Eurasie, en réponse au raccourcissement Afrique-Europe, c'est l'orogénèse alpine. De vastes mers épicontinentales existent en Eurasie au cours du Cénozoïque. La déformation de la marge sud de l'Eurasie contribue au développement de bassins marins, quelquefois profonds, en Eurasie. Ces bassins sont connectés les uns aux autres et s'étendent de l'Europe occidentale au pied de la zone tibétaine (en cours de surrection) et forme la Paratéthys. Cette mer est connectée à l'océan Atlantique et à la Téthys. La déformation intense de la marge sud de l'Eurasie au Miocène isole progressivement la Paratéthys du reste des océans. Uniquement alimentée par les eaux de ruissellement et soumise à la déformation du substratum, cette mer se résorbe progressivement. Aujourd'hui, la mer Caspienne et la mer Noire sont les seuls descendants de la Paratéthys.

Au cours du Miocène, les passages maritimes entre les océans dans les basses latitudes se ferment progressivement. Au Miocène inférieur, la partie nord de la péninsule arabique est exondée, marquant la naissance de la mer Méditerranée. Celle-ci connaîtra un assèchement presque complet (crise Messinienne) à la fin du Miocène, durant quelques centaines de milliers d'années, en raison d'un soulèvement de la zone bétique (région de Gibraltar) conjugué à une légère baisse du niveau marin. Au Miocène supérieur, l'extrusion du bloc indochinois et la dérive vers le nord de l'Australie ferme le passage maritime indonésien. Au Pliocène, vers 3 Ma, la fermeture de l'isthme de Panama liée à un soulèvement tectonique isole définitivement les eaux atlantique et pacifique.

3.3 Impact des changements paléogéographiques sur l'évolution climatique

Nous avons décrit les grands traits de l'évolution climatique et les différents visages de la Terre à travers les âges. Maintenant, nous allons voir à travers différents exemples de quelle manière les changements paléogéographiques affectent le climat. Nous nous appuierons à la fois sur des données et sur des simulations climatiques réalisées avec des modèles de circulation générale de l'atmosphère et/ou de l'océan.

3.3.1 La dérive des continents

La dérive des continents joue-t-elle un rôle sur le climat ? Évidemment oui, dans le cas d'un continent dérivant en latitude, et par conséquent, traversant les zones climatiques. Pour les mouvements en longitude, la quantité d'ensoleillement reste inchangée, mais les circulations atmosphérique et océanique

peuvent évoluer. Pour illustrer ce mécanisme, nous allons prendre l'exemple de l'ouverture de l'océan Atlantique Sud. Avant le Crétacé (~ 135 Ma), Amérique du Sud et Afrique ne forment qu'un continent unique. Les indicateurs paléoclimatiques indiquent la présence d'un climat chaud et sec sur le sud de l'Afrique et de l'Amérique du Sud (en dehors de certaines zones côtières). L'ouverture de l'océan Atlantique Sud scinde ce continent en deux et favorise le développement d'un anticyclone au-dessus du jeune océan (Fluteau *et al.*, 2006). Le sud-ouest de l'Afrique reste épargné par les masses d'air humides venues de l'océan, et un climat chaud et sec se développe (il perdure encore aujourd'hui). À l'opposé, les données et les modèles montrent que l'ouverture de l'Atlantique Sud permet le développement d'un climat tempéré chaud et humide sur le sud-est de l'Amérique du Sud.

La configuration des continents joue également un rôle important. Au Permien supérieur (~ 260 Ma), des surfaces continentales importantes sont situées dans les zones subtropicales, sous la subsidence de la cellule d'Hadley. Les indicateurs paléoclimatiques suggèrent qu'un climat chaud et sec se développe sur une large partie du Gondwana (hémisphère sud) située entre l'étroite bande équatoriale pluvieuse et l'étroite bande tempérée des moyennes latitudes (Fig. 3.10). Ce type de configuration limite très fortement les effets des océans aux zones côtières. Une forte saisonnalité s'installe dans les moyennes et hautes latitudes dans l'hémisphère sud (Gondwana) en raison de la faible capacité thermique des continents, uniquement atténuée par la présence de vastes lacs, vestiges de la glaciation permo-carbonifère (Fluteau *et al.*, 2001). Les températures estivales simulées dépassent 15 °C dans les hautes latitudes du Gondwana. En hiver, c'est au contraire une zone de haute pression située à hautes latitudes qui s'étend jusqu'aux moyennes latitudes. Le froid des hautes latitudes envahit une large partie sud du Gondwana. Une glaciation majeure de l'histoire climatique se déroule au cours du Carbonifère supérieur, au Permien inférieur (~ 300 Ma). Les changements paléogéographiques entre 300 Ma et 250 Ma se traduisent par un faible mouvement de rotation de la Pangée qui translate l'est du Gondwana vers les zones subtropicales. Les simulations réalisées indiquent que cette configuration favorise un été plus frais sur le sud du Gondwana, mais pas suffisamment froid pour un maintien de la glace en dehors de quelques reliefs élevés. D'autres mécanismes, comme une baisse de la pression partielle en CO_2 atmosphérique ($p\text{CO}_2$), sont nécessaires pour expliquer cette période glaciaire. La colonisation des terres émergées par les plantes au cours du Dévonien pourrait accroître l'intensité de l'altération chimique des silicates et réduire la $p\text{CO}_2$. La baisse de la $p\text{CO}_2$ est limitée par des mécanismes régulateurs comme la baisse de la température.

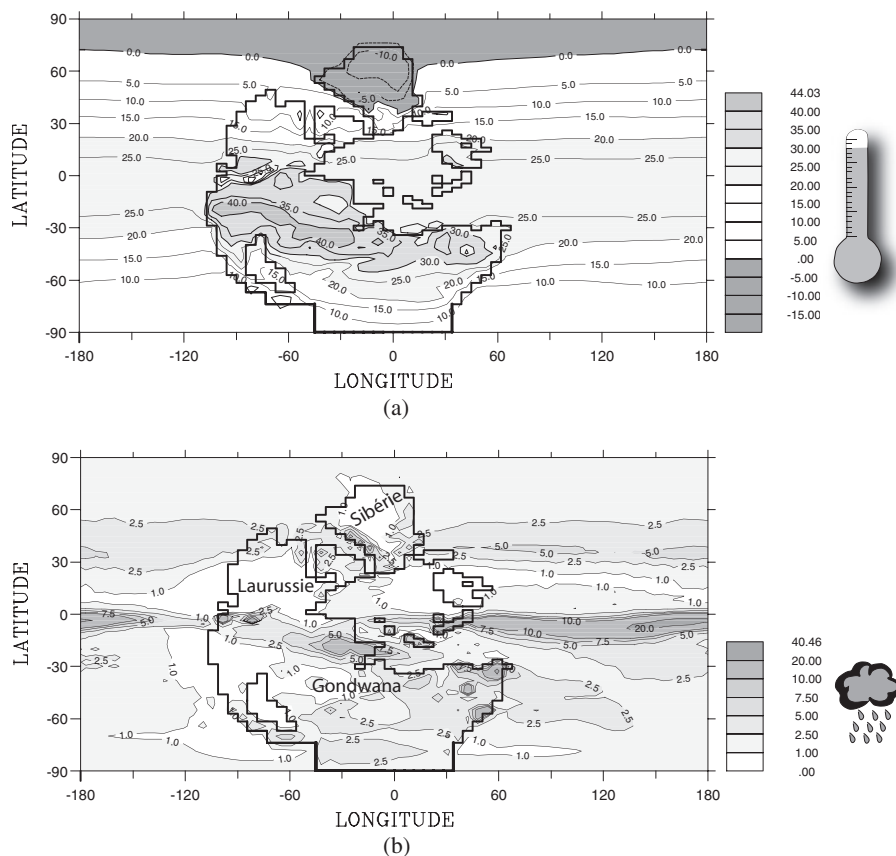


FIG. 3.10 – Température (°C) et précipitations (mm/jour), moyennes simulées pour décembre-janvier-février et juin-juillet-août à l'aide du modèle climatique LMD5.3 pour le Permien supérieur (260 Ma, période de supercontinent). a) Température moyenne simulée pour la période décembre-janvier-février. b) Précipitations moyennes simulées pour la période décembre-janvier-février.

3.3.2 Changements paléogéographiques et circulation océanique

Nous venons de voir que la configuration des continents affectait la circulation atmosphérique et le climat. Est-ce que ces changements peuvent influencer le climat via des changements de la dynamique océanique ?

Intéressons-nous maintenant à une période marquée par un refroidissement majeur global, le Cénozoïque. Nous avons vu que les 40 derniers millions d'années de la Terre étaient marqués par un refroidissement progressif auquel se superposent quelques transitions climatiques rapides, accélérant ainsi la

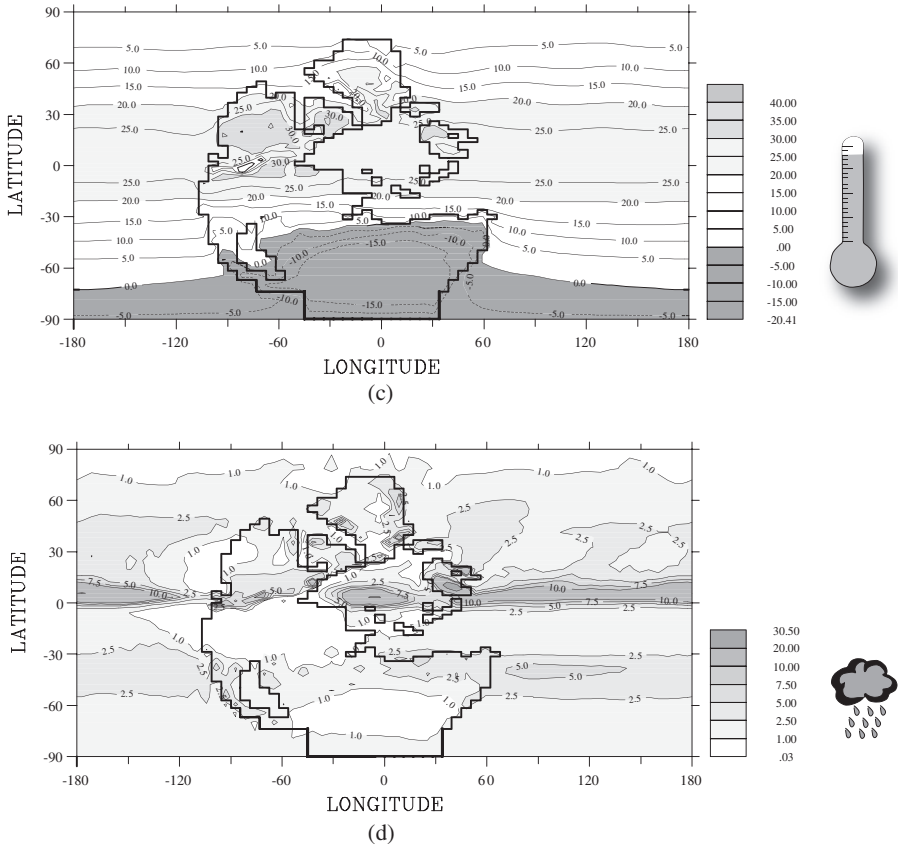


FIG. 3.10 – c) Identique à a) mais pour la période juin-juillet-août. d) Identique à b) mais pour la période juin-juillet-août.

tendance générale (Zachos *et al.*, 2001). La tectonique des plaques explique-t-elle le refroidissement ? La dérive en latitude de la plupart des continents est très faible au cours des 40 derniers millions d'années et ne peut pas expliquer les changements climatiques observés. Toutefois cette période est marquée par une réorganisation majeure de la circulation océanique. Au-début du Cénozoïque, la répartition des continents autorise des échanges de masses d'eau dans la bande tropicale entre les bassins Pacifique, Atlantique et Indien (Fig. 3.11). Les masses d'eaux tropicales de cet océan sont transportées vers les plus hautes latitudes. Certains y ont vu la cause du climat globalement chaud du début du Cénozoïque. L'affaiblissement, puis la disparition de cette circulation tropicale en réponse à la déformation de la marge sud de l'Eurasie (surrection de l'Himalaya et du plateau tibétain), à la tectonique en Amérique centrale et à la mise en place du courant circum-antarctique au

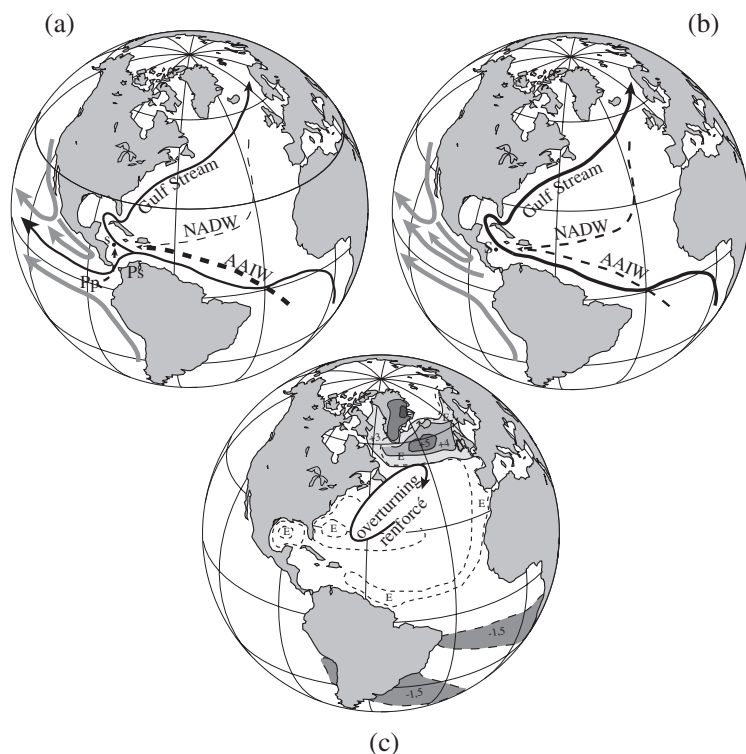


FIG. 3.11 – Isthme de Panama a) ouvert et b) fermé. a) Un courant de surface (Ps, trait continu) circule de l’océan Atlantique à l’océan Pacifique (1,6 Sv) (d’après Lunt *et al.*, 2008), un courant de retour (Pp, trait pointillé) transporte des masses d’eau de l’océan Pacifique vers l’océan Atlantique (9,6 Sv) (d’après Lunt *et al.*, 2008). Avant 4,6 Ma, les eaux de fond de la mer Caraïbes sont marquées par un $\delta^{13}\text{C}$ faible, caractéristique des masses d’eaux Antarctique intermédiaire (AIW). Par la suite, on observe l’arrivée de masses d’eaux enrichies en $\delta^{13}\text{C}$ typique des masses d’eaux formées dans l’océan Atlantique Nord (Haug et Tiedemann, 1998). La fermeture de l’isthme de Panama entraîne une hausse (+0,8 ‰) de la salinité (sites s et S) et une hausse (+1,5 ‰) du $\delta^{18}\text{O}$ mesurée sur des foraminifères benthiques pendant l’intervalle compris entre 3 à 4 Ma dans la mer Caraïbes (Haug et Tiedemann, 1998). b) Conséquences simulées de la fermeture de l’isthme de Panama (d’après Lunt *et al.*, 2008) : hausse de l’évaporation E dans le golfe du Mexique et la mer des Caraïbes, ainsi que dans l’ouest de l’océan Atlantique central et l’Atlantique Nord ; renforcement du Gulf Stream et de la circulation océanique profonde ; hausse de la température de surface des océans (en grisé) jusqu’à +5 °C ; croissance de la calotte de glace groenlandaise (en gris clair : +40 m, en gris foncé : +100 m). Les simulations climatiques sont en accord avec les données obtenues dans la mer des Caraïbes mais infirment l’impact de la fermeture de l’isthme de Panama dans le développement de la calotte de glace au Groenland.

cours du Cénozoïque, en réponse à la dérive vers le nord de la plaque indo-australienne pourraient jouer un rôle significatif sur le climat global, mais qui reste à confirmer.

La mise en place de la circulation circum-antarctique a été considérée comme une cause probable de l'englacement de l'Antarctique à la fin de l'Eocène, dès la fin des années 1970. En effet, l'ouverture de la mer de Tasmanie et les échanges océaniques, à travers le passage de Drake au sud de l'Amérique du Sud, favorisent un isolement thermique de l'Antarctique. Cette théorie a pourtant été remise en question à l'aide de simulations climatiques. La mise en place de la circulation circum-antarctique ne semble pas être un mécanisme suffisant pour refroidir le continent Antarctique de manière à maintenir des neiges pérennes. Une baisse significative de la $p\text{CO}_2$, de quatre à deux fois, est nécessaire pour basculer vers un continent Antarctique entièrement englacé (mais la calotte de glace est tout de même plus petite que l'actuelle). Cette diminution de la $p\text{CO}_2$ est dans la gamme des estimations pour cette période de temps. Les partisans de l'influence de la paléogéographie font toutefois remarquer que l'englacement de l'Antarctique, loin d'être la conséquence des changements de la $p\text{CO}_2$, pourrait en être également l'un des moteurs. En effet, l'englacement de l'Antarctique renforce le gradient latitudinal des températures, ainsi que la circulation thermohaline et des courants de surface générés par la friction des vents. L'augmentation des *upwellings* intensifierait la production des diatomées qui, à leur tour, ferait chuter la $p\text{CO}_2$.

3.3.3 La fermeture des passages maritimes

La fermeture des passages maritimes pourrait-elle affecter le climat à l'échelle régionale et globale? Nous allons analyser les conséquences de la fermeture de l'isthme de Panama d'une part et la fermeture du passage indo-nésien d'autre part.

La fermeture de l'isthme de Panama au Pliocène vers 3,6 Ma isole les océans Atlantique et Pacifique, interdisant tout échange maritime. Les mesures des rapports isotopiques de l'oxygène ($\delta^{18}\text{O}$) et du carbone ($\delta^{13}\text{C}$) sur des foraminifères planctoniques de carottes sédimentaires prélevées dans le bassin des Caraïbes et de l'océan Pacifique Est reflètent les changements de circulation océanique de cette zone (salinité pour le $\delta^{18}\text{O}$, ventilation des masses d'eau pour le $\delta^{13}\text{C}$) (Haug et Tiedemann, 1998). Les mesures isotopiques révèlent une hausse de la salinité et de la ventilation des eaux dans la mer des Caraïbes. La signature des masses d'eau change au cours de la fermeture, la contribution des eaux en provenance de l'Atlantique Nord se renforce au détriment des masses d'eau de l'hémisphère sud. La fermeture de l'isthme de Panama renforce le courant du Gulf Stream (Fig. 3.11). Vers 3 Ma, une intensification de la glaciation de l'hémisphère nord se produit. Le renforcement du Gulf Stream apporte plus de chaleur mais aussi plus d'humidité au Groenland, à la Scandinavie et au nord-est de l'Amérique du Nord,

autant de conditions favorables à la survenue d'abondantes chutes de neige, et donc à un englacement de ces régions, qui s'intensifie vers 2,7 Ma (Haug et Tiedemann, 1998). À l'aide de modèles numériques, les effets de la fermeture de Panama ont été simulés. Le renforcement du Gulf Stream et de la salinité sont reproduits, en revanche, l'englacement du Groenland n'aboutit pas. La fermeture de l'isthme de Panama ne serait pas une condition suffisante (Lunt *et al.*, 2008), une baisse de la $p\text{CO}_2$ serait responsable de l'englacement du Groenland. Ainsi l'englacement des deux calottes permanentes du Quaternaire serait intimement lié à la baisse du CO_2 atmosphérique.

Regardons maintenant ce qu'il se passe au niveau du passage indonésien. Au cours du Cénozoïque, la dérive vers le nord de l'Australie d'une part, et l'extrusion vers le sud-est de l'Indochine en réponse à la collision Inde-Asie, d'autre part, ont fortement restreint les échanges maritimes entre l'océan Pacifique et l'océan Indien à travers le passage indonésien. Cane et Molnar (2001) ont modélisé les changements océaniques et climatiques induits par la fermeture (incomplète) du passage indonésien contrôlée par la dérive vers le nord de l'Australie (le sud-est asiatique étant immobile). Avant la fermeture vers 4 Ma, un courant océanique chaud circule entre l'océan Pacifique tropical et l'océan Indien. Après la fermeture, ce courant océanique chaud est bloqué et est remplacé par un courant plus froid en provenance du nord du Pacifique (Fig. 3.12). Les conséquences sont un refroidissement des eaux de surface de l'océan Indien et un assèchement marqué en Afrique de l'Est, propice à la disparition des arbres au profit d'une végétation de type savane. Les résultats des simulations sont en accord avec les paléoindicateurs climatiques.

3.3.4 L'influence des mers épicontinentales

Des variations du niveau marin ont jalonné l'histoire de la Terre. Mais avec quelles conséquences sur le climat ? Les reconstructions des variations eustatiques de Haq *et al.* (1987) montrent qu'un niveau marin haut à la base du Crétacé supérieur (~ 95 Ma) est à l'origine de la formation de nombreuses mers épicontinentales. Par rapport à la base du Crétacé, la transgression marine atteint environ 150 mètres, d'après ces mêmes estimations. Le rôle de ces mers épicontinentales et leur fonctionnement sont encore mal connus. Nous ne disposons d'aucun analogue moderne, à l'exception de la modeste mer Baltique. D'un point de vue climatique, la réponse semble simple, plus le niveau marin est élevé, plus la surface du continent est réduite, et plus le cycle saisonnier est atténué et le climat homogène. Récemment, nous avons montré, à l'aide d'un modèle de circulation générale atmosphérique que la réponse du climat lors de la formation de mers épicontinentales est plus complexe qu'il ne paraît (Fluteau *et al.*, 2006). En Amérique du Nord, la transgression marine du Crétacé moyen, couplée à la flexure de la lithosphère induite par l'orogénèse Sevier qui affecte l'ouest de ce continent, forme un bras de mer, le Western Interior Seaway (WIS). À l'Aptien (~ 120 Ma), ce bras de mer n'existe pas

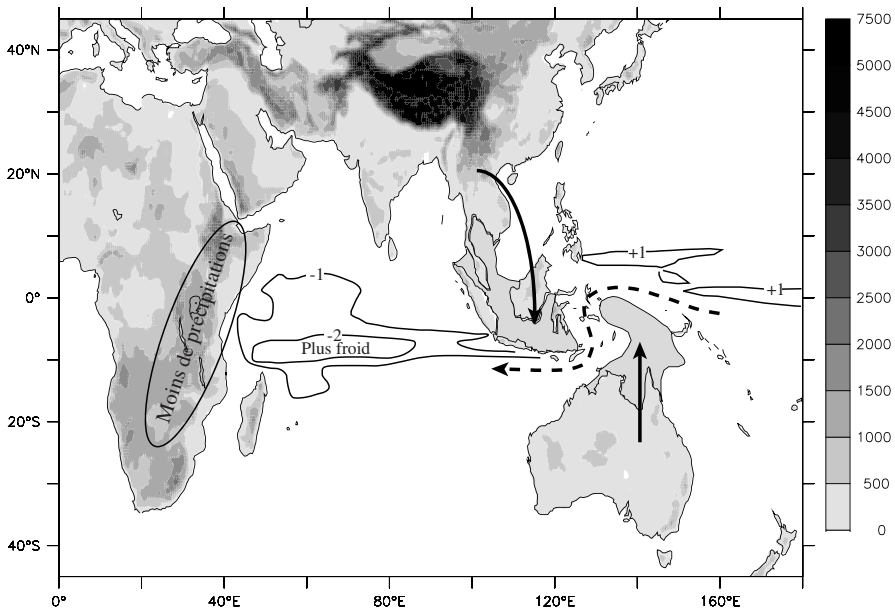


FIG. 3.12 – Conséquences simulées de la fermeture du passage indonésien au Pliocène (d'après Cane et Molnar, 2001) induite par l'extrusion latérale de l'Indochine et la dérive vers le nord de l'Australie (mouvements représentés par des flèches). Les zones en grisé représentent des terres émergées. Ces changements paléogéographiques réduisent fortement la circulation océanique entre les océans Pacifique et Indien, avec pour conséquence, un réchauffement des eaux de surface de l'océan Pacifique Ouest et un refroidissement des eaux de surface de l'océan Indien (jusqu'à $-2\text{ }^{\circ}\text{C}$) entraînant une baisse des précipitations sur l'Afrique de l'Est.

encore. La circulation atmosphérique en hiver sur l'Amérique du Nord est pilotée par une zone de haute pression située sur le nord-est du continent. En été, c'est au contraire, une zone de basse pression qui se développe sur le sud-ouest de l'Amérique du Nord à l'est des reliefs bordant l'océan Pacifique. La présence du WIS bouleverse totalement la circulation atmosphérique estivale à l'échelle du continent (Fig. 3.13). En effet, le WIS se forme là où, quelques millions d'années plus tôt, régnait une basse pression estivale. La présence de cette mer repousse donc la zone de basse pression plus à l'est, mais la température y étant plus basse (d'environ $2\text{ }^{\circ}\text{C}$) atténue la basse pression. L'anticyclone hivernal est toujours situé sur le nord-est du continent, très loin du WIS. Il n'y a donc pas de changements à grande échelle de la circulation atmosphérique. En revanche localement, dans les régions proches du WIS, les températures hivernales augmentent de $4\text{ }^{\circ}\text{C}$ environ et les précipitations, parfois neigeuses le long de l'océan Arctique, s'intensifient. D'un point de vue

climatique, les zones tempérées chaudes se décalent vers le nord de 1 000 km au maximum le long du WIS en réponse à la mise en place de celui-ci. Mais ces résultats ne sont pas transposables à un autre continent. L'impact sur l'atmosphère dépend de la position des mers épicontinentales par rapport aux zones de hautes et basses pressions qui se développent au-dessus du continent. Les effets de ces mers sur les températures semblent maximaux dans les moyennes latitudes et restent beaucoup plus modestes aux autres latitudes. En revanche, des hausses importantes de précipitation aux basses latitudes sont simulées, les mers épicontinentales constituant des réservoirs importants d'eau pour l'atmosphère.

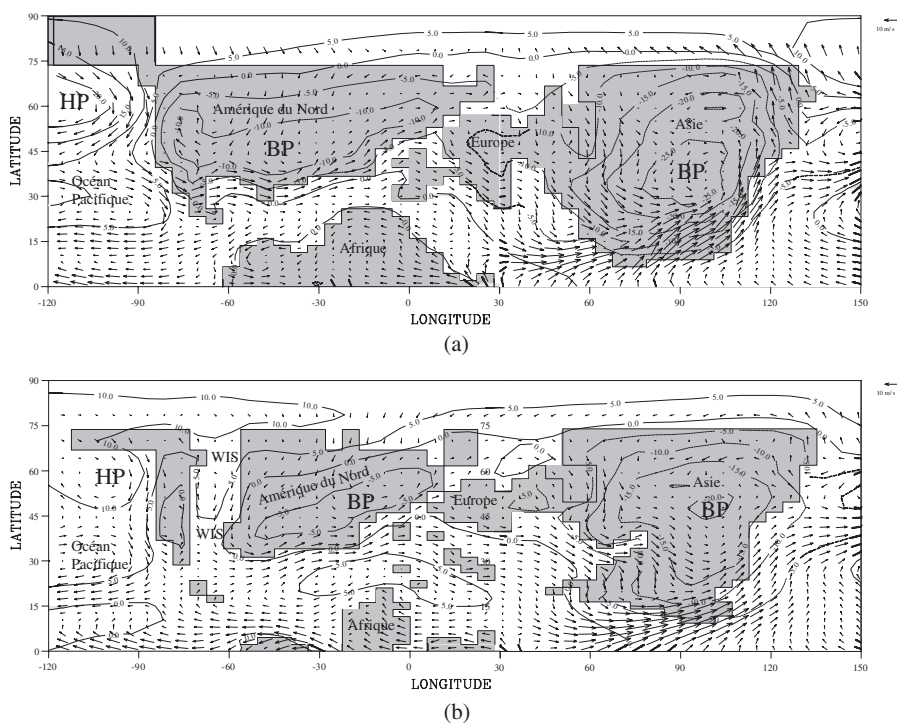


FIG. 3.13 – Conséquence de la mise en place du Western Interior Seaway (d'après Fluteau *et al.*, 2006). a) La circulation atmosphérique en été à l'Aptien (120 Ma). b) Même chose au Cénomaniens (95 Ma). Les champs de pression sont représentés par des isobares ($P - 1000$ hPa) (HP = haute pression et BP = basse pression) et par des vents (flèches) à 850 hPa (environ 1 500 m). En grisé, les terres émergées.

3.3.5 Impact des mouvements verticaux de la croûte sur le climat

Les reliefs constituent des obstacles qui influencent la circulation atmosphérique et donc le climat. Prenons l'exemple classique d'une masse d'air humide devant franchir un relief placé perpendiculairement à l'écoulement. En s'élevant le long du flanc d'une montagne, la vapeur d'eau contenue dans la masse d'air se condense (en raison de la diminution de la pression de vapeur saturante avec la baisse de la température) et génère des précipitations. Sur le flanc opposé de cette montagne, la masse d'air subsidente est plus sèche, et la zone bénéficiera d'un climat moins pluvieux. C'est par exemple le cas de part et d'autres des Pyrénées. La surrection des reliefs affecte également le bilan radiatif de la Terre dans lequel intervient éventuellement la rétroaction positive de l'albédo sur la température.

L'impact des reliefs sur le climat a été envisagé dès le milieu du XIX^e siècle. Mais c'est plus d'un siècle plus tard que des études se focalisent de nouveau sur la relation relief-climat. Depuis les années 1980, cette relation est étudiée par le biais de modèles numériques de climat. Un événement géologique particulier focalise l'attention des scientifiques : la surrection du plateau tibétain et de la chaîne de l'Himalaya, qui s'inscrit dans le cadre de la collision Inde-Asie, qui a eu lieu au début de l'Éocène. Depuis 50 Ma, la vitesse moyenne de convergence entre Inde et Asie se maintient autour de 5 cm/an. La chaîne de l'Himalaya correspond à la déformation de la bordure nord du sous-continent indien, alors que ce dernier est subducté sous le continent asiatique. Au sud de la suture du Tsangpo, c'est le domaine himalayen : de la croûte indienne, des restes de la couverture sédimentaire téthysienne et du prisme d'accrétion associé à la subduction de l'océan Téthysien anté-collision. Au nord de la suture, le plateau tibétain avec la couverture sédimentaire de la paléomarge asiatique. Deux univers très différents et des histoires géologiques au Cénozoïque tout aussi différentes, bien que liées à un même événement. Dans les millions d'années qui suivent la collision, une proto-chaîne de l'Himalaya a dû se développer sur les vestiges de la chaîne andine associée à la subduction de la Téthys, mais l'ampleur de celle-ci n'est pas connue. Le plateau tibétain est encore une zone à basse altitude. Deux visions s'affrontent pour expliquer la surrection du plateau tibétain : un modèle de « Tibet mou » et le modèle « en gradins ». Le modèle du « Tibet mou » considère la surrection comme le résultat d'un rebond isostatique provoqué par le « naufrage » de la racine de la croûte d'un proto-plateau tibétain épaissi. Le plateau atteint son altitude de « croisière », environ 5 000 m, et commence à fluer, comme en témoignent les failles normales qui jalonnent le sud du plateau. L'autre scénario (Tapponnier *et al.*, 2001) considère, au contraire, que la surrection se déroule par étapes successives. Une partie du raccourcissement Inde-Asie est absorbée par l'extrusion latérale de blocs (Chine du Sud, Indochine), qui fait rejouer en décrochement d'anciennes sutures héritées de l'accrétion de petits blocs au Paléozoïque et au Mésozoïque, modifiant profondément la

paléogéographie de l'Asie du Sud-Est (avec pour conséquence la fermeture du passage indonésien). Sur ces grandes failles décrochantes, individualisant les blocs, se connectent de petites failles inverses parallèles les unes aux autres. Les reliefs qui y sont associés isolent de petits bassins sédimentaires endoréiques qui se remplissent progressivement des produits de démantèlement de la chaîne « comme une baignoire ». La surrection du plateau tibétain se déroule ainsi par paliers successifs depuis 50 Ma. La partie sud du plateau du Tibet s'est soulevée à l'Éocène, la partie centrale à l'Oligocène-Miocène, la partie nord-est est en train de se soulever.

Les premiers travaux d'évaluation à l'aide d'un modèle climatique, de l'impact de cette surrection reposent sur des études de sensibilité à la hauteur du plateau (Tibet bas, Tibet à mi-hauteur, Tibet actuel) sans que soit différenciée l'orogénèse Himalayenne de celle du Tibet, ni pris en compte les autres changements paléogéographiques (Ruddiman *et al.*, 1997). Ces travaux soulignent le rôle crucial de la surrection du plateau tibétain sur la circulation atmosphérique et le climat. La surrection du plateau tibétain mais également, et dans une moindre mesure, de la Cordillère Nord-Américaine affectent la circulation atmosphérique des moyennes latitudes en amplifiant et stabilisant les ondes planétaires, avec pour conséquence des changements climatiques significatifs. L'Asie centrale (conséquence de la surrection du plateau tibétain) et les grandes plaines de l'Amérique du Nord (conséquence de la surrection de la Cordillère Nord-Américaine) connaissent un climat beaucoup plus aride, ce que confirment les paléoindicateurs climatiques. Mais les changements ne se limitent pas à l'atmosphère. Rind *et al.* (1997) ont montré à l'aide d'un modèle de circulation générale couplée océan-atmosphère (AOGCM) que ces surrections induisaient une hausse des températures (~ 2 °C) de surface de l'océan dans l'Atlantique Nord (mer de Norvège), du transport de chaleur dans les hautes latitudes (paramètre crucial pour comprendre les changements climatiques aux hautes latitudes et potentiellement l'englacement du Groenland) et une réduction de l'ordre de 10 % de la production d'eau profonde en mer de Norvège (liée à la diminution de la densité de la masse d'eau, conséquence du réchauffement de l'océan Atlantique Nord). Récemment, il a été montré à l'aide d'un AOGCM que la surrection de la Cordillère Nord-Américaine ne permettait pas des changements climatiques suffisamment drastiques pour entraîner l'englacement du Groenland, alors qu'une baisse de la pression partielle de CO₂ le permet.

Revenons à la surrection du plateau du Tibet. Celle-ci a également eu pour effet d'altérer le bilan radiatif. En effet, la surrection favorise la présence d'une couverture neigeuse sur le plateau en hiver. L'albédo élevé de la neige réduit l'énergie solaire incidente absorbée par la surface et donc induit un refroidissement. Autre conséquence, à l'aplomb d'un haut plateau comme le Tibet ($\sim 5\,000$ m d'altitude), la masse d'une colonne atmosphérique est divisée par deux par rapport au niveau de la mer. Il est donc beaucoup plus facile de chauffer cette colonne atmosphérique par le flux de chaleur sensible. Le

bilan radiatif joue un rôle crucial dans le fonctionnement de la mousson en Asie. Au cours du printemps, dès la fonte de la neige, le chauffage de la masse d'air à l'aplomb du plateau tibétain développe des mouvements convectifs qui déclenchent l'advection de masses d'air humide de l'océan Indien (Fig. 3.14). Progressivement, cette surchauffe s'étend à une large partie sud de l'Asie. Un fort gradient thermique et donc de pression s'instaure entre un continent chaud et l'océan Indien, causant l'advection de masses d'air humide en provenance de l'océan Indien. La convection de ces masses d'air au-dessus du continent asiatique surchauffé entraîne la condensation de la vapeur d'eau et un dégagement de chaleur latente très important. Certaines régions du sud de l'Asie reçoivent des hauteurs de précipitations exceptionnelles. La chaleur latente cédée à l'atmosphère renforce les mouvements verticaux des masses d'air et le régime estival de mousson s'instaure. Après la mousson d'été, le continent asiatique se refroidit, le gradient thermique et de pression s'inverse, des masses d'air en provenance du nord de l'Asie circulent au-dessus du sud de l'Asie, apportant peu de pluies. La mousson se caractérise par un reversement saisonnier des vents.

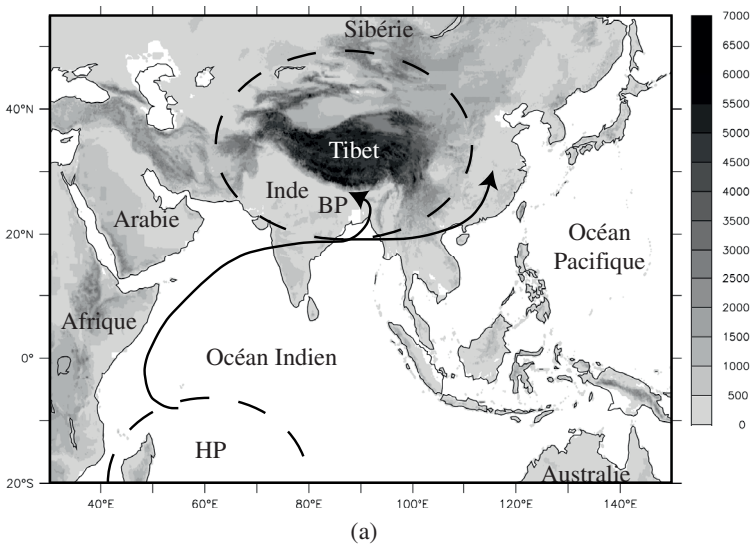


FIG. 3.14 – a) La mousson d'été en Asie. Le contraste de pression entre la zone de haute pression (HP) située dans l'océan Indien et la zone de basse pression située sur le sud de l'Asie résulte d'un chauffage différentiel de ces deux zones. Un océan présentant une forte capacité calorifique mais aussi une forte inertie thermique et un continent marqué par une faible capacité calorifique et une faible inertie thermique favorisant un réchauffement important des masses d'air au-dessus des continents au cours du printemps. Les mouvements convectifs se développent formant une zone de basse pression sur l'Inde qui advecte des masses d'air humide en provenance de l'océan Indien.

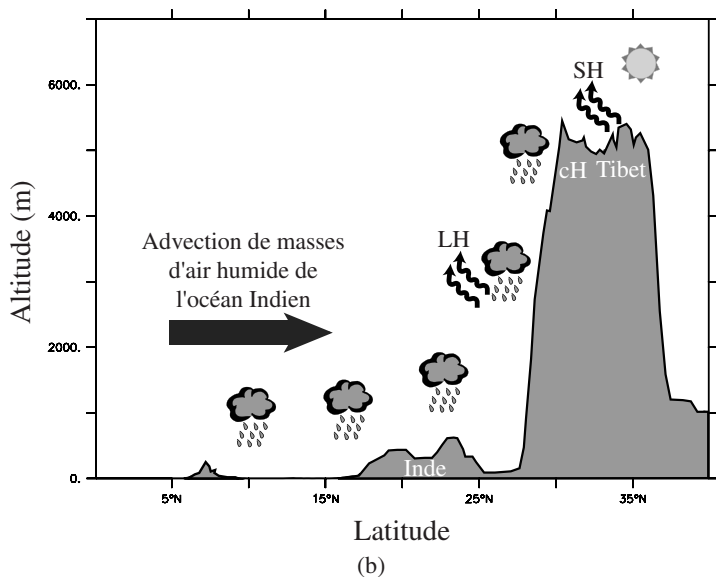


FIG. 3.14 – b) Vue en coupe de la topographie (entre 80°E et 85°E) et l'advection des masses d'air (flèche). Dès le début du printemps, juste après la fonte de la neige, les masses d'air à l'aplomb du plateau tibétain sont rapidement réchauffées par la chaleur sensible (SH ou conduction). Puis c'est l'ensemble de l'Asie qui se réchauffe entraînant la formation d'une basse pression et l'advection de masses d'air humide océanique. Les précipitations sur le sud de l'Asie relâchent de grandes quantités de chaleur latente qui auto-alimentent la circulation de la mousson. (cH = chaîne de l'Himalaya).

En analysant les données, il apparaît qu'un changement climatique majeur se déroule entre 6 et 9 Ma à l'échelle du continent : apparition des *upwellings* en mer d'Arabie, synonyme d'un régime de vents forts (de mousson d'été), passage des plantes C3 aux C4, entre autres. Ces données et les premiers résultats des modélisations numériques allaient dans le sens d'une initiation du régime des moussons en Asie, à la faveur de la surrection du plateau tibétain et de l'Himalaya, vecteur déclencheur de la mousson en Asie. Dans ce scénario, l'absence de relief ne signifie pas l'arrêt du régime de mousson. Mais, la mousson résulte du contraste thermique entre un continent et un océan. Il est tout à fait possible d'initier une mousson sans relief, celle-ci sera simplement plus faible (Fluteau *et al.*, 1999). L'Himalaya a en revanche un rôle important en raison des intenses précipitations sur le flanc sud de la chaîne à l'origine d'un flux de chaleur latente important qui entretient la circulation de la mousson en été. Donc même en l'absence de plateaux Tibétain, la chaîne himalayenne peut, grâce aux précipitations orographiques et à la chaleur latente produite, entretenir un régime de mousson intense (Fluteau *et al.*, 1999). Est-ce que ces scénarii sont cohérents avec l'histoire géologique de l'Asie ?

Les expériences de sensibilité réalisées (Ruddiman *et al.*, 1997) ont montré l'impact de la surrection du plateau tibétain d'un seul bloc. Maintenant nous allons voir si la prise en compte de changements paléogéographiques plus réalistes (dérive des continents, surrection du Tibet en gradins, retrait progressif d'une mer épicontinentale en Eurasie) affectent l'évolution de la mousson d'été (Fig. 3.15). Ces expériences soulignent principalement le rôle joué par le retrait de la mer Paratéthys au Cénozoïque (Fluteau *et al.*, 1999). Ce retrait renforce le chauffage de l'Asie centrale, et par conséquent, le contraste thermique entre océan Indien et Asie, l'un des moteurs de la mousson. Les pluies s'intensifient sur l'Inde et la chaîne de l'Himalaya, ce qui est conforme aux données. Nous disposons donc de deux mécanismes susceptibles de renforcer la mousson d'été.

L'histoire de la Terre est jalonnée d'orogènes (ou de pénéplanations des reliefs), mais les conséquences sur la circulation atmosphérique ou le climat ne seront pas identiques. En effet, les effets dépendent des dimensions de la chaîne, de sa localisation. Prenons l'exemple de la surrection du rift est-africain, contemporaine de l'assèchement de cette région au Mio-Pliocène et donc de la disparition des forêts au profit d'un couvert végétal de type savane. Nous avons vu un peu plus haut que la fermeture du passage indonésien en était responsable. La surrection de ces reliefs, pourtant peu élevés (environ 1 500–2 000 m en moyenne) bloque la circulation des masses d'air humides en provenance de l'océan Indien et induit également un assèchement causant la disparition des forêts (Sepulchre *et al.*, 2006). Deux événements géologiques, la fermeture du passage indonésien et la surrection du rift est-africain peuvent produire les mêmes effets climatiques.

3.3.6 Tectonique, climat et érosion

L'altitude d'une chaîne de montagnes dépend de différents paramètres dont l'érosion. Intéressons-nous au rôle du climat sur l'érosion. Reprenons l'exemple de la collision Inde-Asie. Les produits d'érosion mécanique des reliefs formés par la collision Inde-Asie s'accumulent dans différents bassins périphériques, qui se combinent progressivement. Ces bassins sont donc la mémoire de l'érosion à travers les âges, mais aussi des facteurs tectoniques et climatiques. Le golfe du Bengale reçoit ainsi les produits de l'érosion du Haut Himalaya depuis plus de 20 Ma, comme le montre la signature isotopique en néodyme de ces sédiments. Les sédiments se déposent jusqu'à 3 000 km de l'estuaire du Gange et localement, l'épaisseur de ces dépôts atteint 22 km. Si la source des sédiments reste inchangée pendant toute cette période, on estime en revanche que le flux sédimentaire dans le golfe du Bengale a brusquement augmenté vers la fin du Miocène. Les changements se situent donc au niveau de la chaîne de l'Himalaya. Quelle est la raison de cette augmentation rapide ? Une origine tectonique ou climatique ?

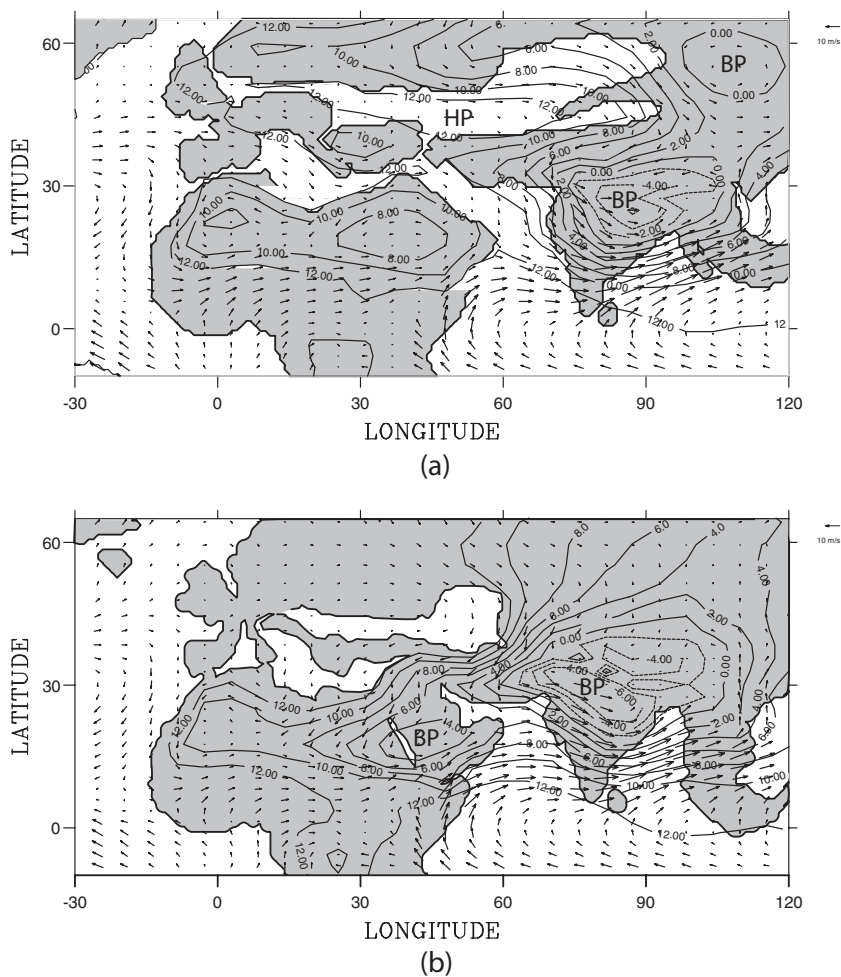


FIG. 3.15 – Évolution de la circulation atmosphérique associée à la mousson d’été en Asie simulée par un modèle de circulation générale atmosphérique (d’après Fluteau *et al.*, 1999). Les champs de pression sont représentés par des isobares (hPa – 1000) et par les vents à 850 hPa (flèches). a) À l’Oligocène (~30 Ma). Une zone de basse pression de faible extension advecte des masses d’air humide qui conduisent à des précipitations sur l’Asie du Sud-Est. Une zone de haute pression (HP) centrée sur la mer Paratéthys limite le chauffage du continent asiatique durant la saison estivale. b) Au Miocène moyen (~10 Ma). Le retrait de la mer Paratéthys et la surrection des reliefs (Tibet et Himalaya) favorisent l’extension de la zone de basse pression et un renforcement de la mousson sur le subcontinent indien et le flanc sud de la chaîne himalayenne.

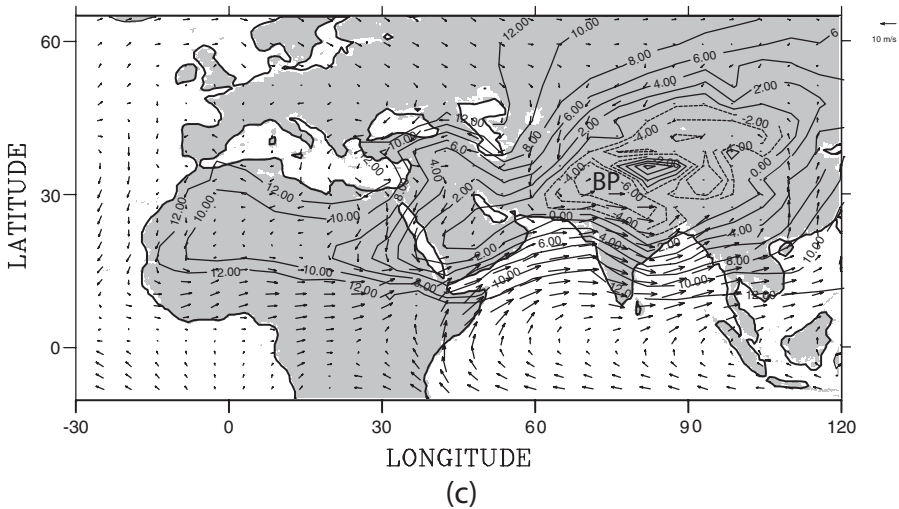


FIG. 3.15 – c) Aujourd'hui. La disparition de la Paratéthys (sauf la mer Caspienne) favorise la mousson estivale développée sur le sud et le sud-est de l'Asie.

Analysons les changements hydrologiques sur l'Himalaya à l'aide de simulations climatiques. Fluteau *et al.* (1999) simulent une faible augmentation des précipitations estivales sur la chaîne de l'Himalaya entre une simulation forcée par une paléogéographie du Miocène supérieur (~10 Ma) et aujourd'hui, mais une stabilité du cumul annuel des précipitations. Alors comment expliquer cette forte hausse du taux d'accumulation au cours du Miocène? Deux facteurs semblent prépondérants : un contraste entre mousson d'hiver et d'été de plus en plus marqué, et un nombre d'événements pluvieux intenses en forte augmentation pendant la mousson d'été (Fluteau *et al.*, 1999). D'après ces expériences numériques, ces deux facteurs pourraient expliquer l'augmentation de l'érosion de la chaîne de l'Himalaya depuis le Miocène moyen. L'érosion mécanique a pour effet d'ôter de la masse à la montagne. Pour les chaînes de montagne tectoniquement inactives, cela conduit à la pénéplanation des reliefs, mettant progressivement à nu les roches (métamorphiques) constituant la racine de ces reliefs. Dans le cas d'une chaîne active comme l'Himalaya, la masse de sédiments soustraite pourrait avoir pour conséquence d'alléger le relief et d'induire un soulèvement supplémentaire de la chaîne évoluant vers un nouvel équilibre isostatique (Molnar et England, 1990).

3.3.7 Les effets indirects des changements paléogéographiques

La pression partielle de dioxyde de carbone ($p\text{CO}_2$) dans l'atmosphère est pilotée par le cycle du carbone. À l'échelle des temps géologiques, la $p\text{CO}_2$

traduit l'équilibre entre les flux d'émission de CO_2 des systèmes volcaniques (dorsales océaniques et volcanisme aérien), du degré d'activité magmatique mantellique (plume) et par décarbonatation au niveau des zones de subduction, et les flux de CO_2 consommés par l'altération des silicates des roches à la surface de la Terre et de la croûte océanique, par enfouissement de la matière organique. Les fluctuations de la $p\text{CO}_2$ reflètent l'évolution de l'un de ces flux (ou des deux). Les émissions de CO_2 sont proportionnelles au taux annuel de production de croûte océanique. Nous avons vu que la variabilité de ce taux de production n'excède pas 30 % au cours des 170 derniers millions d'années (Cogné et Humler, 2006). À ces taux, il convient d'ajouter les émissions de CO_2 par le volcanisme des plumes mantelliques et par décarbonation dans les zones de subduction. Des événements magmatiques importants datés du Crétacé moyen et associés à la mise en place de quelques grandes provinces basaltiques sous-marines, comme le plateau d'Ontong-Java, augmentent le taux de production de croûte d'environ 25 % (Cogné et Humler, 2006) et environ d'autant le flux de CO_2 injecté dans le système océan-atmosphère. La contribution des zones de subduction est moins bien contrainte. Actuellement, ce processus est limité à quelques zones de subduction du Pacifique ou autour de l'arc indonésien, alors que les principales zones de dépôt se situent dans l'océan Atlantique et Indien. Dans le passé, la subduction de l'océan Téthysien a pu émettre un flux de CO_2 significatif.

L'intensité de l'altération chimique est fonction de paramètres climatiques comme la température de surface et le ruissellement. Par ailleurs, la plupart des modèles géochimiques considèrent le ruissellement comme une fonction de la température de surface : plus la température est élevée, plus le ruissellement est fort, et par conséquent, l'altération chimique. L'altération chimique des silicates agit comme un régulateur climatique. Nous savons maintenant que cette relation de proportionnalité entre température et ruissellement, basée sur des données actuelles, n'est pas transposable aux périodes passées. Cela se comprend aisément en analysant le climat au Permien supérieur. L'altération chimique simulée n'est efficace que dans quelques zones bénéficiant d'un climat tropical et humide. Cette altération chimique faible des silicates liée au contexte paléogéographique implique une $p\text{CO}_2$ d'équilibre relativement élevée, environ 2 500 ppm, et une température moyenne globale élevée, environ 21 °C (en considérant que le flux de CO_2 émis au niveau des dorsales est égal au flux actuel). Les données paléoclimatiques confirment le climat chaud et sec simulée sur une large partie de la Pangée. La paléogéographie du Trias maintient la Terre dans un contexte climatique relativement inchangé, dominé par une $p\text{CO}_2$ simulée élevée, autour de 3 000 ppm et une température moyenne globale simulée élevée (entre 21,5 °C et 23 °C). Au Jurassique, la dérive de la Pangée vers le nord et sa dislocation induit une augmentation des surfaces continentales soumises au climat chaud et humide de la bande équatoriale. Il en résulte une intensification de l'altération chimique des silicates provoquant ainsi une augmentation de la consommation de CO_2 . La $p\text{CO}_2$

simulée est plus basse, environ 700 ppm ainsi que la température moyenne du globe, un peu plus de 18 °C. La fin du Mésozoïque est marquée par la dislocation finale du Gondwana. Les zones arides se réduisent, renforçant l'altération chimique à l'échelle du globe. Il en résulte une $p\text{CO}_2$ simulée assez faible, entre 300 et 500 ppm pour le Crétacé. L'effet de la paléogéographie sur le climat (à travers la régulation de l'altération chimique des silicates) est donc un processus efficace visible sur les tendances à long terme, même s'il n'explique pas toutes les variations climatiques.

3.4 Conclusion

Le rôle des changements paléogéographiques sur le climat et son évolution est primordial. La présence d'un supercontinent engendre des climats caractérisés par de forts contrastes (climat continental aux hautes latitudes, large zone aride dans les subtropiques, comme au Permien), alors qu'un continent disloqué, qui plus est, associé à de vastes mers épicontinentales, conséquence d'un haut niveau marin, comme au début du Crétacé supérieur, sera propice à un climat relativement peu contrasté. La distribution des continents au gré de leur regroupement et de leur dispersion représente un forçage climatique important, ils n'expliquent pas toute l'histoire de la Terre. Les orogénèses constituent également un forçage majeur du climat. L'orogénèse himalayenne et la surrection du plateau tibétain sont certainement les deux événements géologiques les plus étudiés au cours de ces trois dernières décennies en termes d'impact sur la circulation atmosphérique et le climat. Mais les paléoaltitudes des reliefs, y compris celles de l'Himalaya ou du plateau tibétain au cours du Cénozoïque, restent entachées d'une incertitude très importante, qui pourrait être réduite avec le développement actuel de nouveaux outils isotopiques. Si l'impact de la paléogéographie sur la circulation atmosphérique a été largement étudié par le biais de la modélisation numérique, l'impact des changements paléogéographiques sur la circulation océanique est loin d'être aussi bien connu. Des études ont montré l'impact des ouvertures de passages maritimes (Panama ou Indonésien) ou océaniques (connexion Atlantique Sud – Atlantique central) sur le climat à travers la redistribution de la chaleur transportée par les courants océaniques. Mais il s'avère que l'on connaît encore très mal le rôle des océans sur le climat et le fonctionnement de la circulation thermohaline dans des configurations géographiques différentes de la configuration actuelle, bien que quelques études se soient intéressées à ce sujet par le biais des données ou des modèles.

Comme nous pouvons le voir, la paléogéographie est un forçage direct majeur, toutefois elle ne saurait expliquer l'intégralité des changements climatiques observés à l'échelle des temps géologiques, en particulier les variations de la température moyenne du globe. Mais la paléogéographie influence également le climat de manière indirecte, en agissant sur l'intensité de l'effet de serre. Le degré de fragmentation des supercontinents et la position des

continents régulent fortement le puits de carbone à travers l'altération chimique des silicates. En effet, nous avons vu que le visage de la Terre s'était profondément transformé au fil du temps. D'une Terre constituée uniquement d'une croûte océanique, on est passé à l'édification des premiers noyaux de croûte continentale au cours de l'Archéen, puis à leur croissance par une production épisodique de croûte continentale, principalement au Précambrien. La paléogéographie de cette époque est pour le moins incertaine, compte tenu du faible nombre de données paléomagnétiques disponibles, mais il semble que les premiers regroupements de continents en supercontinents (suivis d'une période de fragmentation) datent de cette époque. Ce n'est qu'à partir de la fin du Précambrien, que nous disposons de reconstructions paléogéographiques globales. Néanmoins, il n'existe pas de solutions uniques et définitives pour les reconstructions paléogéographiques pour une grande partie du Paléozoïque. Des incertitudes subsistent sur l'agencement de certains continents et les dimensions des océans. Les reconstructions paléogéographiques gagnent en fiabilité à la fin du Paléozoïque. Les données de la cinématique des océans permettent de contraindre les positions relatives de certains continents par rapport à d'autres. Mais ceci ne concerne que la position des continents. Au gré de leur valse, la fragmentation des supercontinents et les collisions entre blocs causent une déformation intense des bordures continentales. L'ampleur de ces déformations en termes de paléoaltitudes des reliefs est très difficile à établir. Le développement de nouveaux outils isotopiques doit permettre de quantifier de manière plus fiable les altitudes anciennes produites, au moins, par les orogènes récentes.

Dans un système où enveloppe solide et enveloppe fluide sont étroitement couplées, comprendre l'évolution des climats de la Terre à l'échelle des temps géologiques implique de connaître son histoire paléogéographique.

Références bibliographiques

- Besse, J. et Courtillot, V. (1991), « Revised and Synthetic Apparent Polar Wander Path of the African, Eurasian, North American and India Plates, and True Polar Wander since 200 Ma ». *J. Geophys. Res.*, 95, pp. 4029-4050.
- Bleeker, W. (2003), « The Late Archean Record: a Puzzle in ca. 35 Pieces », *Lithos*, 71, pp. 99-134.
- Cane, M. A. et Molnar, P. (2001), « Closing of the Indonesian Seaway as a Precursor to East African Aridification around 3-4 Million Years Ago ». *Nature*, 411, pp. 157-162.
- Cawood, P. A. et Buchan, C. (2007), « Linking Accretionary Orogenesis with Supercontinent Assembly », *Earth-Science Reviews*, 3-4, pp. 217-256.

- Cogné J. P. et Humler, E. (2006), « Trends and Rhythms in Global Seafloor Generation Rate », *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 7, Q03011, doi:10.1029/2005GC001148.
- Eiler, J. M. (2007), « “Clumped-Isotope” Geochemistry – The Study of Naturally-Occuring, Multiply-Substituted Isotopologues », *Earth Planet. Sci. Letters*, 262, pp. 309-327.
- Fluteau, F. *et al.* (1999), « Simulating the Evolution of the Asian and African Monsoons during the Past 30 Myr Using an Atmospheric General Circulation Model », *Journ. Geophys. Res.*, 104, pp. 11 995-12 018.
- Fluteau, F. (2001), « The Late Permian Climate. What Can Be Inferred from Climate Modelling Concerning Pangea Scenarios and Hercynian Range Altitude? », *Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol.*, 167, pp. 39-71.
- Fluteau, F. *et al.* (2006), « The Impacts of the Paleogeography and Sea Level Changes on the Mid Cretaceous Climate », *Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol.*, 247, pp. 357-381.
- Haq, B. U. *et al.* (1987), « Chronology of Fluctuating Sea Levels since the Triassic (250 Million Years Ago to Present) », *Science*, 235, pp. 1 156-1 166.
- Haq, B. U., Al-Qahtani, A. M. (2005), « Phanerozoic Cycles of Sea-Level Change on the Arabian Platform », *GeoArabia*, 10, pp. 127-160.
- Haqq-Misra, J. D. *et al.* (2008), « A Revised, Hazy Methane Greenhouse for the Archean Earth », *Astrobiology*, 8, pp. 1 127-1 137.
- Haug, G. H., Tiedemann, R. (1998), « Effect of the Formation of the Isthmus of Panama on Atlantic Ocean Thermohaline Circulation », *Nature*, 393, pp. 673-676.
- Kasting, J., Howard, M. T. (2006), « Atmospheric Composition and Climate on the Early Earth », *Phil. Trans. R. Soc. B*, 361, pp. 1 733-1 742
- Li, Z. X. *et al.* (2008), « Assembly, Configuration, and Break-Up History of Rodinia : A Synthesis », *Precambrian Research*, 160, pp. 179-210.
- Lowe, D. R., Tice, M. M. (2004), « Geologic Evidence for Archean Atmospheric and Climatic Evolution : Fluctuating Levels of CO₂, CH₄, and O₂ with an Overriding Tectonic Control », *Geology*, 32, pp. 493-496.
- Lunt, D. J. *et al.* (2008), « Closure of the Panama Seaway during the Pliocene: Implications for Climate and Northern Hemisphere Glaciation », *Climate Dynamics*, 3, pp. 1-18.
- Matte, P. (1986), « Tectonics and Plate Tectonics Model for the Variscan Belt of Europe ». *Tectonophysics*, 126, pp. 329-374.

- McElhinny, M. W. *et al.* (2003), « Paleozoic Terranes of Eastern Australia and the Drift History of Gondwana », *Tectonophysics*, 362, pp. 41-65.
- Metcalfe, I. (2002), « Permian Tectonic Framework and Palaeogeography of SE Asiav », *Journ. Asian Earth Sci.*, 20, pp. 551-566.
- Miller, K. G. *et al.* (2005), « The Phanerozoic Record of Global Sea-Level Change » *Science*, 310, pp. 1 293-1 298.
- Molnar, P., England, P. (1990), « Late Cenozoic Uplift of Mountain Ranges and Global Climate Change: Chicken or Egg ? » *Nature*, 346, pp. 29-34.
- Müller, R. D. *et al.* (1998), « Digital Isochrons of the World's Ocean Floor », *Journ. Geophys. Res.*, 102, pp. 3 211-3 214.
- Quade, J. *et al.* (2007), « Paleoelevation Reconstruction Using Pedogenic Carbonates », *Rev. Mineral. Geochem.*, 66, pp. 53-87.
- Ruddiman, W. F. *et al.* (1997), « The Uplift-Climate Connection: A Synthesis », Ruddiman, W. F. (Ed.), *Tectonic Uplift and Climate Change*, Plenum, New York, pp. 471-515.
- Sepulchre, P. *et al.* (2006), « Tectonic Uplift and Eastern Africa Aridification », *Science*, 313, pp. 1 419-1 423.
- Tapponnier, P. *et al.* (2001), « Oblique, Stepwise Rise and Growth of the Tibet Plateau. *Science*, 294, pp. 1 671-1 677.
- Windley, B. F. (1995), *The Evolving Continents*, Wiley, Chichester, 526 p.
- Zachos, J. *et al.* (2001), « Trends, Rhythms, and Aberrations in Global Climate 65 Ma to Present », *Science*, 292, pp. 686-693.
- Zhao, G. C. *et al.* (2002), « Review of Global 2.1-1.8 Ga Orogens : Implications for a Pre-Rodinia Supercontinent », *Earth-Sci. Rev.*, 59 pp. 125162

Chapitre 4

La modélisation en paléoclimatologie

Masa KAGEYAMA, Didier PAILLARD, *Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement, Orme des Merisiers, 91191 Gif-sur-Yvette, France.*

4.1 Pourquoi construire des modèles en paléoclimatologie ?

Aujourd'hui, les modèles climatiques font souvent parler d'eux en raison de leur prévisions pour le siècle à venir (voir chapitre 10, tome 2), notamment lors de la publication des rapports du GIEC (Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat, en anglais IPCC : Intergovernmental Panel on Climate Change). Ces modèles utilisés pour la prévision climatique sont développés en premier lieu en regard des observations les plus récentes, sur les dernières décennies. Avant d'être utilisés pour la prévision, ces modèles sont ainsi évalués en fonction de leur capacité à représenter le climat présent et ses variations récentes, au cours des dernières décennies. Ils représentent ainsi notre compréhension du climat actuel, des mécanismes jouant un rôle important dans ses variations récentes, mais aussi notre capacité à résumer cette compréhension par des codes informatiques nécessairement limités par la puissance des calculateurs. Ainsi, même si, à l'heure actuelle, les calculateurs les plus puissants sont utilisés pour obtenir les simulations basées sur les modèles climatiques les plus complexes, ceux-ci sont limités en termes de résolution et de processus par la puissance de ces calculateurs. Nous reviendrons plus loin sur cette question cruciale du compromis à effectuer entre la durée voulue pour une simulation climatique et la complexité du modèle climatique utilisé, question plus cruciale encore en paléoclimatologie, où les échelles de temps sont bien plus longues que celles de la prévision pour le GIEC (quelques siècles au maximum).

On comprend bien pourquoi on a recours à des modèles pour la prévision des climats futurs : il n'y a en effet pas d'autres moyens d'obtenir ces prévisions, basées sur notre compréhension physique du système climatique. Mais la modélisation peut également beaucoup apporter à notre connaissance des climats actuels et passés, lesquels sont décrits par des observations ou des reconstructions. Une première justification est l'évaluation des modèles utilisés pour les prévisions futures. Lors du développement des modèles, l'évaluation s'effectue tout d'abord par comparaison aux observations disponibles du climat actuel et de sa variabilité à court terme, sur des échelles de temps allant de quelques années à quelques décennies. La perturbation anthropique nous emmène actuellement vers des concentrations atmosphériques en gaz à effet de serre inexpérimentées au cours des dernières décennies, et les modèles doivent donc être testés dans des configurations climatiques différentes du climat actuel. Il n'y a pas d'analogie paléoclimatique parfait au forçage que représente la perturbation anthropique, mais les paléoclimats, même s'ils sont documentés moins précisément que le climat présent, offrent des exemples de climats très différents de l'actuel et de transitions plus ou moins rapides entre ces états. Si nous avons bien compris le système climatique et que nous voulons utiliser cette compréhension pour prévoir le climat futur, nous devons montrer que nous sommes capables de représenter ces variations passées du climat.

Un exemple d'évaluation basée sur les paléoclimats est celui de la dernière entrée en glaciation. Celle-ci a eu lieu il y a environ 115 000 ans, et la perturbation externe et majeure du système climatique à cette période est la différence d'insolation reçue par la Terre. *A priori*, un modèle climatique, même s'il n'inclut pas de modèle de calottes glaciaires, devrait pouvoir simuler une couverture de neige pérenne sur les sites de formation des premières calottes glaciaires, au nord de l'actuel Canada. Au fil des différents essais, on s'est aperçu que très peu de modèles de circulation générale atmosphérique étaient capables de simuler une telle couverture pérenne. Par ailleurs, ceux qui y parvenaient étaient parfois ceux qui simulaient déjà un climat actuel trop froid par rapport aux observations. Ces essais étaient donc loin d'être systématiquement satisfaisants. Mais, au fur et à mesure que des composantes (océan, végétation) étaient ajoutées aux modèles de climat, on s'est aperçu que ces composantes pouvaient jouer un rôle important d'amplificateur du signal d'insolation initial. Ainsi, la disparition de la forêt ou l'apparition de banquise sur une durée plus longue, initiées par la différence d'insolation, favorise une couverture de neige pérenne par modification de l'albédo. On peut donc considérer qu'il était en fin de compte normal qu'avec un modèle d'atmosphère seule, il était difficile d'obtenir une couverture de neige pérenne, puisqu'il manquait des mécanismes de rétroaction positive. On voit ici qu'une simple évaluation peut déboucher sur une plus grande compréhension du système, mais qu'elle peut être le début d'un véritable feuilleton où l'on cherche,

parmi des modèles de plus en plus complexes, celui qui explique le mieux les données.

La simulation paléoclimatique ne se borne cependant pas à évaluer les modèles utilisés pour les prévisions climatiques sur le prochain siècle. Ceci serait extrêmement réducteur, surtout pour ce qui concerne les échelles de temps abordables par de tels modèles. Le point de départ des développements en modélisation paléoclimatique est ainsi indéniablement les hypothèses émises lors de l'interprétation des données. Un modèle paléoclimatique cherchera à formaliser ces hypothèses en se basant sur les principes physiques du système climatique, et à tester si ces principes peuvent en effet expliquer l'évolution climatique observée. On comprend alors que, suivant les données que l'on cherche à comprendre, les modèles peuvent être extrêmement variés. En effet, même si les composantes du système climatique sont toutes interdépendantes, ce qui d'ailleurs définit ce système, il n'est pas forcément nécessaire de les représenter toutes en détail pour reproduire un phénomène observé. Il est en fait beaucoup plus intéressant d'isoler les processus ou les composantes clés responsables d'un phénomène. C'est l'une des approches de la modélisation paléoclimatique, visant à construire le modèle « minimal » pour expliquer un phénomène. Nous sommes alors très loin des modèles utilisés pour la prévision du climat du siècle à venir, mais ces approches sont aussi nécessaires à notre meilleure compréhension du système climatique et de son évolution.

La modélisation peut aussi mettre en évidence l'importance de tel ou tel forçage ou processus. En effet, en comparant des expériences incluant un certain processus ou forçage à des expériences ne les incluant pas, on peut étudier leur impact et quels mécanismes expliquent cet impact. Ces expériences, nommées « expériences de sensibilité » ne sont pas nécessairement réalistes mais complètent souvent des simulations le plus réaliste possible de paléoclimats, pour mieux les comprendre. Un exemple, développé en section 4.4.4, est la compréhension de l'impact de la présence de calottes glaciaires en comparaison à celui d'une concentration atmosphérique en CO_2 plus basse dans le climat du Dernier Maximum glaciaire (DMG). Les simulations nécessaires à cette compréhension, dans lesquelles on impose les calottes glaciaires du DMG en conservant la concentration actuelle en CO_2 , ou bien la concentration en CO_2 du DMG mais les calottes glaciaires actuelles, ne correspondent pas à des situations avérées, mais permettent de mieux comprendre le climat glaciaire simulé en imposant à la fois calottes glaciaires et concentration en CO_2 du DMG.

Ce chapitre présente tout d'abord des notions de base en modélisation, des définitions essentielles à la compréhension des modèles et des expériences numériques utilisés en climatologie et paléoclimatologie. Nous nous intéressons ensuite aux trois grandes familles de modèles paléoclimatiques : les modèles de circulation générale, les plus complexes, les modèles climatiques de complexité intermédiaire, et enfin les modèles conceptuels. Pour chacune de ces familles, nous donnons des exemples d'utilisation de ces modèles en paléoclimatologie.

4.2 Quelques notions de base en modélisation

4.2.1 Vocabulaire

Avant de présenter comment la modélisation du climat permet d'étudier les climats du passé, il est utile de bien définir la notion de modèle. En effet, ce mot prend des acceptions assez variées dans les différentes disciplines scientifiques. De façon générale, un « modèle » représente un ensemble d'idées scientifiques, formulées dans un cadre le plus rigoureux possible, et qui permettent d'expliquer tout un groupe de phénomènes. Le modèle est jugé d'autant plus efficace qu'il est simple et concis, et qu'il explique un maximum de choses. Il devient quantitatif lorsqu'il est basé sur des relations mathématiques. Lorsque l'on parle de modélisation du climat, il s'agit plus précisément de modèles « physiques » du système climatique, c'est-à-dire d'un ensemble d'équations mathématiques qui permettent de décrire l'évolution du système, étant donné une condition initiale et des conditions aux limites. Il s'agira donc d'un système d'équations différentielles du premier ordre, que l'on peut écrire, de façon générale, sous la forme :

$$\frac{dX(t)}{dt} = f(X(t), t) \quad (4.1)$$

où $X(t)$ est un vecteur de dimension N qui décrit complètement l'état du modèle à chaque instant t , et $f(X, t)$ est une fonction de X et du temps t , qui décrit l'évolution du système. La dimension N du vecteur $X(t)$ représente donc la « taille » du modèle, que l'on nomme parfois le « nombre de degrés de liberté » du système, et l'espace de dimension N de tous les vecteurs X s'appelle « l'espace des phases ». Si l'on connaît l'état du système à un instant donné t_0 , que l'on note $X_0 = X(t_0)$ et que l'on nomme « condition initiale », alors l'équation (4.1) permet de connaître l'état du système à tout instant.

Lorsque l'on parle de modèle de climat, on imagine aisément un système très « complexe », ayant un très grand nombre de degrés de liberté. C'est effectivement souvent le cas, mais pas toujours. En effet, il faut souligner deux aspects contradictoires de la modélisation du climat. D'une part, la modélisation a pour but de mieux comprendre le fonctionnement du système, et d'autre part, elle ambitionne de le représenter au mieux. Si l'on veut bien maîtriser et bien comprendre ce qui se passe dans un système d'équations, il est préférable que le nombre de degrés de liberté N soit petit. À l'inverse, pour représenter au mieux un système aussi complexe que le climat, le nombre de degrés de liberté N sera très grand, et limité uniquement par les ressources en calcul des ordinateurs les plus puissants. S'il s'agit bien dans les deux cas de modélisation, il est plus précis de parler de « simulation du climat » dans le second cas, lorsque l'on souhaite avant tout un maximum de réalisme, au détriment d'une compréhension intime du fonctionnement du système. Les modèles de climat les plus sophistiqués possèdent plusieurs millions de degrés de liberté : il est parfois très difficile de comprendre et d'analyser l'enchaînement des processus

qui interviennent lors des simulations effectuées par ces modèles. Une stratégie classique consiste alors à multiplier les simulations en réalisant, comme cela sera décrit plus loin, des expériences de sensibilité. À l'inverse, des modèles peu réalistes, mais beaucoup plus simples, permettent parfois de comprendre les fondements de certains mécanismes qui sont à la base des phénomènes que l'on souhaite représenter. Si l'on résume la modélisation à une maxime « comprendre, pour mieux simuler », on comprend alors qu'il est souhaitable d'utiliser tout un spectre de modèles de complexités différentes, afin d'aborder les différents aspects d'un problème.

Avant de décrire davantage la modélisation du climat en général, et les problèmes spécifiques rencontrés en paléoclimatologie, nous allons revenir plus en détail sur l'équation (4.1) afin d'introduire quelques notions très largement utilisées, que ce soit implicitement ou explicitement. Le vecteur $X(t)$ qui décrit l'ensemble du système est aussi appelé l'ensemble des **variables pronostiques** du modèle. Il s'agit donc de toutes les quantités $X_i(t)$ qui possèdent une équation d'évolution dans le système (4.1). Par ailleurs, il est très souvent utile d'introduire des variables supplémentaires qui vont représenter des grandeurs physiques utilisées dans les équations, grandeurs qui dépendent directement des variables pronostiques $X_i(t)$ sans avoir besoin d'une équation d'évolution associée. Par exemple, la quantité $y(t) = X_1(t) + X_2(t)$ se déduit des quantités $X_i(t)$ et l'équation d'évolution pour la dérivée $dy(t)/dt$ serait redondante par rapport au système d'équations (4.1). Ces variables supplémentaires sont nommées des **variables diagnostiques** du modèle, car elles sont surtout utiles pour la meilleure compréhension du modèle en termes de grandeurs physiques usuelles. Ainsi, classiquement, dans un modèle de circulation atmosphérique (Section 4.1.1), les seules grandeurs pronostiques sont, en chaque point de la grille du modèle, la température, l'humidité, et la vitesse du vent sur l'horizontale, avec des équations d'évolution qui représentent la conservation de l'énergie et de l'eau (les équations de transport) et la conservation de la quantité de mouvement (c'est-à-dire l'équation de Navier-Stokes) sur l'horizontale. Toutes les autres grandeurs (vitesses verticales, flux d'énergie, précipitations, nuages...) en sont déduites plus ou moins directement. Ce ne sont donc que des variables diagnostiques, ou secondaires, mais qui sont néanmoins très utiles durant toutes les étapes de la modélisation, de la conception du modèle jusqu'à l'analyse des résultats. Ces variables diagnostiques, souvent beaucoup plus nombreuses que les variables pronostiques, ne constituent pas des degrés de liberté supplémentaires.

Par ailleurs, l'écriture du système d'équations (4.1) fait toujours intervenir des quantités que l'on se donne *a priori*, en considérant que celles-ci sont ou des grandeurs physiques externes au modèle considéré, ou bien des constantes plus ou moins bien déterminées. Ces grandeurs sont appelées des **paramètres** du modèle. Lorsque ces paramètres sont spatialisés, c'est-à-dire qu'ils dépendent de la position géographique, on parle alors de **conditions aux limites**. Lorsque ces paramètres dépendent du temps, on parle parfois

de **forçage** du modèle. Par exemple, pour un modèle d'atmosphère seule, la température de surface des océans est une condition aux limites (et aussi un forçage, si elle dépend du temps), et la concentration atmosphérique en CO_2 est un paramètre (et aussi un forçage, si elle dépend du temps). Pour un modèle couplé océan-atmosphère, cette même température de surface de l'océan sera une variable pronostique du modèle alors que la $p\text{CO}_2$ reste un paramètre. Pour un modèle couplé climat-carbone, la $p\text{CO}_2$ est calculée explicitement et devient donc aussi une variable du modèle. Il est souvent intéressant d'explorer comment les résultats du modèle changent lorsque les valeurs de certains paramètres changent. On parle alors d'**expériences de sensibilité**, car l'objectif n'est alors pas d'effectuer des simulations réalistes du climat, mais de voir à quel point le modèle est sensible à certains paramètres (des exemples de telles expériences sont donnés en sections 4.4.4 et 4.5.2). Lorsque ce type d'étude revêt un caractère assez systématique pour de nombreuses valeurs des paramètres et de nombreux paramètres, on parle de **l'exploration de l'espace des paramètres** du modèle, parfois même, par abus de langage, de l'exploration de « l'espace des phases » (bien que celui-ci soit, en toute rigueur, l'espace des variables pronostiques et non celui des paramètres).

4.2.2 Systèmes dynamiques

Il est également important de décrire rapidement les résultats que l'on peut obtenir, de façon générale, à partir d'un système d'équation comme le système (4.1). Tout d'abord, il faut restreindre le choix des fonctions $f(X,t)$ aux seuls cas qui sont susceptibles d'avoir un sens physique. Au lieu de partir d'une seule condition initiale X_0 , partons d'un ensemble de conditions initiales voisines, qui remplissent un volume initial V_0 dans l'espace des phases. Pour les cas « physiques », le second principe de la thermodynamique implique qu'à l'instant t , les états correspondants $X(t)$ remplissent un volume $V(t)$ qui diminue avec le temps (dans le cas des systèmes dissipatifs), ou bien reste constant (dans le cas des systèmes conservatifs). Alors que les systèmes conservatifs gardent la mémoire de la condition initiale, puisque le volume $V(t)$ reste de taille constante, les systèmes dissipatifs perdent peu à peu cette information. En effet, en général, ce volume tend vers zéro quand le temps t tend vers l'infini. Le climat (comme beaucoup d'autres systèmes physiques) est un système dissipatif. La figure 4.1 donne des exemples typiques de comportements d'un système pour deux conditions initiales différentes.

Si les systèmes dissipatifs oublient peu à peu leur condition initiale, cela peut sembler être une bonne nouvelle : puisque cette information initiale est de toute façon perdue au bout d'un certain temps, ce n'est pas une information pertinente pour le comportement à long terme du système. On pourra donc s'intéresser seulement au « comportement limite » du modèle, c'est-à-

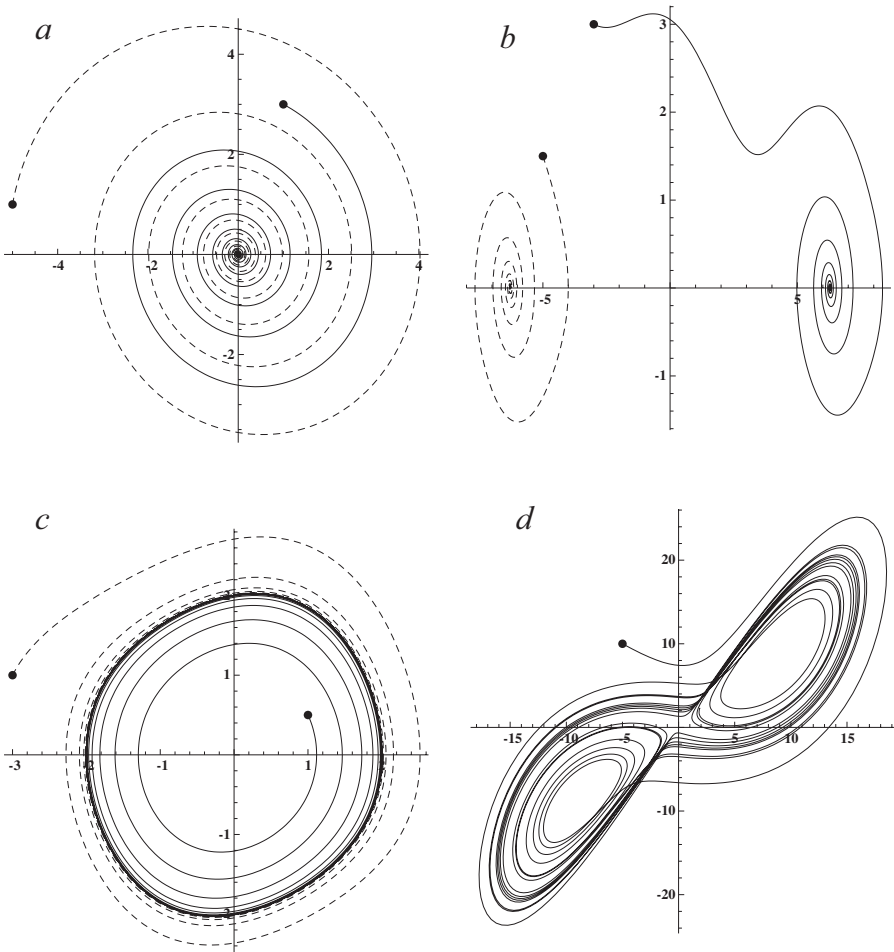


FIG. 4.1 – Exemples de comportements de systèmes dynamiques dissipatifs simples. Les points de départ sont figurés par les points noirs. a) Convergence de trajectoires vers un point d'équilibre unique. b) Convergence vers un point d'équilibre qui dépend de la position initiale. On peut ainsi définir un « bassin d'attraction » pour chaque point d'équilibre. c) Convergence vers un cycle limite. Après une phase transitoire, le système oscille de façon périodique. d) Ici, les trajectoires convergent vers un objet plus complexe qu'un simple point ou un cycle. Cet objet est appelé un « attracteur étrange » (ici, c'est l'exemple bien connu du système de Lorenz, 1963).

dire à son comportement à partir du moment t_1 où cette condition initiale est oubliée. À l'inverse, la phase transitoire, entre le début de la simulation t_0 et l'instant t_1 , dépend fortement du choix de la condition initiale, et les résultats seront pertinents seulement si celle-ci est bien connue. Sachant que

cette durée t_1 est de quelques semaines pour la dynamique atmosphérique, on entrevoit ici une différence essentielle entre un modèle climatique et un modèle météorologique. Pour ce dernier, c'est cette phase transitoire qui est intéressante, et une grosse difficulté de la prévision météorologique est de fournir, en temps réel, une condition initiale qui représente l'état de l'atmosphère « maintenant » pour être en mesure de prévoir son état dans les jours à venir. Pour le climatologue, l'état initial de l'atmosphère est sans grande importance, puisqu'il sera oublié rapidement. Notons cependant que ce n'est peut-être pas le cas de l'état initial d'autres composantes physiques du système, comme par exemple l'océan, qui possèdent des constantes de temps beaucoup plus longues.

Néanmoins, cet état initial de l'atmosphère n'est pas complètement anodin. En effet, on sait, depuis la mise en évidence des systèmes chaotiques dans les années 1970, que le « rapprochement » des trajectoires d'un système dissipatif ne signifie pas nécessairement que le modèle « converge » vers un point d'équilibre (Fig. 4.1a), ou même vers une trajectoire simple comme un cycle limite (c'est-à-dire une oscillation périodique, Fig. 4.1c). En effet, si le volume $V(t)$ tend vers zéro, cela n'implique en rien qu'il s'agisse d'un point limite, ni même d'une ligne simple (comme une courbe fermée, pour un oscillateur). Le système peut éventuellement « converger » vers des objets beaucoup plus complexes, que l'on nomme « attracteurs étranges ». Un exemple classique est l'attracteur de Lorenz, en forme d'ailes de papillon, qui possède une structure fractale (Fig. 4.1d). Celui-ci correspond à l'attracteur d'un modèle très simple, à trois degrés de liberté seulement, qui a été formulé par Edward Lorenz (1963), afin d'illustrer le comportement chaotique de l'atmosphère.

Il en résulte que, si la condition initiale est effectivement oubliée, elle n'en est pas moins déterminante pour la « vraie trajectoire » du système. Telle-ment déterminante qu'il devient même absurde, pour des simulations « à long terme », de se focaliser sur « une seule trajectoire réelle » du modèle qui serait issue d'un état initial donné. Les systèmes chaotiques, comme l'atmosphère, sont en effet caractérisés par une très grande dépendance aux conditions initiales : une différence infinitésimale entre deux points de départ différents croît de façon exponentielle. On peut montrer qu'ils sont également très dépendants des paramètres utilisés. Pour de tels systèmes, la prédiction déterministe n'a tout simplement plus de sens à « long terme ». Il est alors nécessaire de s'intéresser à un ensemble de trajectoires, pour définir non pas un résultat unique, mais une statistique de résultats possibles. En effet, seule la trajectoire « moyenne » a une signification, en représentant une certaine statistique de l'attracteur du système.

En pratique, il est donc absurde de calculer le temps qu'il fera un jour donné en un lieu donné, au-delà de quelques semaines dans le futur. Seules les grandeurs climatiques (moyennes, variances...) ont alors un sens. Pour calculer ces moyennes climatiques, deux solutions sont envisageables. Si l'on considère que le système est stationnaire, c'est-à-dire que ses grandeurs statis-

tiques n'ont pas de raison de changer avec le temps (ce sera le cas par exemple en l'absence de forçage), alors il suffit de calculer la moyenne des résultats du modèle sur plusieurs dizaines d'années, tout comme les géographes font la moyenne des variables météorologiques sur une trentaine d'années pour définir « le climat ». On considère que la trajectoire suivie par le modèle est une réalisation du système que l'on peut interpréter en terme statistique, tout comme le climat réel. À l'inverse, lorsque le système est soumis à un forçage important, comme par exemple la perturbation anthropique actuelle, on ne peut plus considérer le système comme « stationnaire », et ses caractéristiques statistiques (c'est-à-dire les grandeurs climatiques) vont changer en fonction du temps. Faire la moyenne temporelle n'est donc plus très pertinent et il est nécessaire de réaliser plusieurs simulations, qui diffèrent uniquement par leur condition initiale. On parle alors de simulation d'ensemble, et l'on établit ainsi une statistique de différentes trajectoires, qui échantillonne le domaine des possibles.

4.2.3 Climat et déterminisme

Avant d'aller plus loin dans la description des modèles (paléo-)climatiques, il faut souligner certains paradoxes qui entourent la notion de climat. Comme nous l'avons vu ci-dessus, le climat est un point de vue statistique, qui s'oppose à la météorologie, dont le point de vue est avant tout déterministe. La cause fondamentale de cette distinction provient essentiellement du caractère chaotique de l'atmosphère, laquelle devient intrinsèquement imprévisible « à long terme ». Si l'on considère que toutes les conditions aux limites de l'atmosphère (et tous ses paramètres) sont soit constants, soit avec un simple forçage cyclique annuel, alors le système sera stationnaire, autrement dit les grandeurs statistiques qui définissent le climat seront stables dans le temps. Bien que les termes du système d'équations (4.1) ne soient jamais nuls et que l'atmosphère change de façon incessante, on parle alors d'**équilibre** du modèle de climat. À l'inverse, le climat changera seulement lorsque les conditions aux limites de l'atmosphère, ou bien certains de ses paramètres, changent avec des temps de l'ordre de la dizaine d'années ou plus, c'est-à-dire compatibles avec la notion de climat. D'une certaine façon, si un modèle de climat se doit de représenter avant tout des grandeurs atmosphériques, seules les composantes physiques plus lentes, en dehors de l'atmosphère, sont susceptibles d'induire une évolution « climatique » du modèle, c'est-à-dire un changement dans la distribution statistique des résultats. C'est le cas, par exemple, lorsque l'océan, le cycle du carbone, les calottes de glace changent. L'évolution du climat est donc prévisible si ces composantes « en-dehors » de l'atmosphère le sont. Le caractère chaotique de l'atmosphère n'implique absolument pas que le climat soit imprévisible.

4.3 Les contours d'un modèle de climat

4.3.1 Choix d'un sous-ensemble du système climatique : modèle et conditions aux limites

En pratique, il n'est ni possible (ni peut-être même souhaitable) de disposer d'un modèle mathématique qui simulerait l'ensemble de tous les phénomènes susceptible d'interagir avec le climat et de le modifier, c'est-à-dire non seulement l'atmosphère et l'océan, mais aussi, la biosphère terrestre et marine, les cycles biogéochimiques, la dynamique des calottes de glace, l'hydrologie et l'érosion continentale... La première difficulté est donc de choisir un sous-ensemble pertinent, qui va définir les variables du modèle, et faire l'objet d'une évolution temporelle donnée par un système d'équations d'évolution, comme plus haut en (4.1). Le reste devra être imposé, c'est-à-dire choisi comme conditions aux limites ou forçages. Par exemple, lorsque les modèles couplés océan-atmosphère sont utilisés pour simuler des périodes de temps passées, il faut typiquement leur imposer : 1) tout ce qui concerne les surfaces continentales, en particulier la végétation, la forme des calottes de glace, d'éventuels changement de topographie... ; 2) tout ce qui concerne les concentrations atmosphériques, notamment en gaz à effet de serre, mais aussi, si besoin, les poussières et autres aérosols ; 3) les changements dans les paramètres orbitaux de la Terre. On s'intéressera alors à la réponse du système océan-atmosphère à ces conditions aux limites, soit prises toutes ensemble afin d'obtenir une simulation réaliste du climat, soit prises séparément afin d'étudier le rôle de chacune d'elles séparément. On parlera alors d'expérience de sensibilité.

4.3.2 Couplages entre plusieurs composantes

De façon générale, suivant la question scientifique qui est abordée, et suivant les moyens de calcul disponibles avec les ordinateurs actuels, il faut donc avant tout identifier la partie du système qui sera explicitement représentée par le modèle. Si l'on souhaite, par exemple, représenter l'évolution des calottes de glace sous l'influence des changements dans les paramètres orbitaux de la Terre, il sera nécessaire de se focaliser sur un modèle qui représentera explicitement la dynamique des calottes de glace. Néanmoins, lorsque l'on se focalise sur les composantes rapides (océan-atmosphère), il est assez légitime de fixer les composantes lentes du système, en imposant celles-ci comme conditions aux limites. L'inverse n'est pas vrai. Ainsi, l'évolution des calottes de glace n'a de sens qu'en interaction avec un système climatique qui lui-même va devoir changer. C'est ici que réside une des difficultés principales de la modélisation du climat sur de grandes échelles de temps (passées ou futures). Comment calculer de façon cohérente les interactions (échanges d'énergie, de matière...) entre des objets physiques ayant des constantes de temps aussi différentes ? Plusieurs stratégies sont possibles.

A – Si l'on s'intéresse uniquement à un état d'équilibre du système, on peut tenter d'équilibrer un système (par exemple, les calottes) en fixant l'autre (l'atmosphère, prise comme conditions aux limites fixe), puis en effectuant l'opération inverse (on calcule l'atmosphère, en fixant les calottes), puis en répétant le processus jusqu'à obtenir une convergence des résultats. On parle alors de couplage asynchrone. En effet, les deux composantes physiques sont couplées, mais d'une façon qui ne respecte pas (ou très mal) l'écoulement du temps réel. Ceci permet d'accélérer considérablement la mise à l'équilibre du système couplé, puisque la composante rapide (l'atmosphère, celle qui coûte le plus cher en temps de calcul, car elle possède intrinsèquement des variations à petites échelles de temps) est toujours calculée en supposant un équilibre avec la composante lente, donc sur une durée relativement courte (par exemple, quelques dizaines d'années pour l'atmosphère).

B – Si le couplage asynchrone peut être une bonne stratégie pour calculer des équilibres climatiques, ce n'est par contre pas une façon très rigoureuse de calculer une évolution cohérente du système. Cela peut rester une approximation valable si les constantes de temps des systèmes physiques sont bien différentes (comme, par exemple, l'atmosphère et les calottes), auquel cas cela revient à considérer que la composante lente pilote entièrement l'évolution du système, la composante rapide ne faisant que s'ajuster à la composante lente. Si l'on ajoute des composantes physiques avec des temps « intermédiaires » (comme, par exemple, l'océan, plus lent que l'atmosphère, mais plus rapide que les calottes), une telle stratégie risque d'échouer. Il est parfois donc souhaitable de simplifier la physique des composantes rapides (en particulier, l'atmosphère) pour tenter de ne calculer que des variations à long terme, qui pourront être utilisées directement par les composantes plus lentes. C'est ainsi que l'on a été amené à définir des modèles dits de « complexité intermédiaire ».

4.3.3 Comparaison aux données paléoclimatiques

En général, l'objectif est d'expliquer des variations climatiques déjà observées dans des enregistrements paléoclimatiques via une modélisation la plus physique possible. Il est donc d'emblée important de pouvoir évaluer les résultats de ces modèles en les comparant aux données disponibles. Là surgit immédiatement une seconde difficulté majeure des simulations en paléoclimatologie : les indicateurs (*proxies*) paléoclimatiques ne sont jamais univoques en terme de grandeurs physiques, telles qu'elles peuvent être simulées dans les modèles. Ces indicateurs dépendent certes de certains paramètres climatiques, mais ceux-ci sont-ils bien ceux qui sont simulés ? Il est donc dangereux de se contenter d'utiliser les mêmes modèles physiques que ceux qui ont été développés pour être comparés aux observations actuelles, là où l'on peut demander aux océanographes, glaciologues, météorologues de mesurer les paramètres importants. Idéalement, on aimerait que les simulations paléoclimatiques puissent elles aussi se comparer quantitativement aux indicateurs

paléoclimatiques. La stratégie la plus prometteuse est sans doute de simuler explicitement dans les modèles ces indicateurs, ce qui permet éventuellement de tenir compte des multiples facteurs susceptibles de les influencer. Par exemple, il est très utile de simuler explicitement les isotopes de l'eau ($\delta^{18}\text{O}$ et δD) dans les modèles atmosphériques et océaniques, ou bien du carbone ($\delta^{13}\text{C}$) dans les modèles biogéochimiques, afin de comparer les résultats plus directement aux mesures. Un exemple d'application d'un de ces modèles est donné dans le chapitre 8, tome 2.

Une autre difficulté importante concerne la chronologie des événements. En effet, les modèles climatiques ont besoin de conditions aux limites (par exemple, les variations d'insolation, la concentration atmosphérique en CO_2 , ou bien le niveau de la mer) afin de produire des résultats, par exemple des températures ou des précipitations. Il est souvent délicat d'avoir tous les paramètres de forçage sur une même échelle chronologique en entrée du modèle. Il est également souvent problématique de comparer les résultats issus de ces simulations par rapport à des données paléoclimatiques dont l'échelle de temps n'est pas certaine. Ceci est particulièrement vrai lorsque l'on utilise des simulations courtes, comme les résultats de modèles de circulation générale (atmosphériques ou couplés océan-atmosphère). Par exemple, pour mieux comprendre l'entrée en glaciation, des simulations de l'atmosphère, ou bien du système océan-atmosphère, peuvent être réalisées. Mais qu'appelle-t-on l'entrée en glaciation ? Si l'on en croit les isotopes marins, les calottes commencent à croître aux alentours de 120 ou 122 ka BP. On pourrait donc tenter de simuler au mieux cet instant en forçant le modèle avec l'insolation, les gaz à effet de serre... qui correspondent le mieux à cette période de temps. S'il s'agit d'une simulation « à l'équilibre » qui va intégrer numériquement l'atmosphère pendant quelques décennies, ou bien le système océan-atmosphère pendant 1 000 ou 2 000 ans, avec des forçages constants, alors il est très probable qu'une telle stratégie risque d'être décevante, puisque le forçage est « à peine » suffisant pour simuler ce que l'on recherche, c'est-à-dire une accumulation de neige pérenne sur les continents aux hautes latitudes nord. La stratégie de modélisation consiste alors à se situer plutôt à 115 ka BP, lorsque le forçage astronomique semble le plus favorable, pour maximiser la réponse du système. Comme il est difficile de modifier de façon cohérente toutes les conditions aux limites du modèle pour se placer dans la situation qui existait il y a 115 ka BP, il est de plus souvent judicieux de ne pas changer les conditions qui restent proches de la situation de contrôle, « actuelle » ou plutôt « pré-industrielle », comme par exemple le niveau marin ou bien les gaz à effet de serre. Bien souvent, lorsque les modélisateurs parlent d'une expérience d'entrée en glaciation avec des OAGCM, il s'agit en fait d'une simulation de contrôle avec une insolation qui correspond au forçage astronomique, il y a 115 ka BP. L'objectif n'est pas de faire « pousser » une calotte de glace (ce qui nécessiterait un véritable modèle de calotte et des milliers d'années d'intégration) mais juste de vérifier que, lorsque l'insolation est modifiée, la neige peut

s'accumuler en certains endroits. Cela ne correspond que de très loin à ce qui est accessible dans les observations paléoclimatiques, et la comparaison aux données n'est donc pas immédiate car les conditions imposées à l'expérience numérique sont en faite très idéalisées.

De façon générale, les modèles ne peuvent représenter qu'une partie restreinte du système climatique global, le reste étant prescrit ou idéalisé à l'extrême. S'ils ont vocation à décrire de la manière la plus réaliste possible certains aspects du problème, ils ne peuvent prétendre à l'exhaustivité. Avant tout exercice de modélisation, il est donc nécessaire de formuler une hypothèse bien précise qui correspond à la configuration retenue. Pour reprendre l'exemple de l'entrée en glaciation ci-dessus, il n'est pas possible de « simuler l'entrée en glaciation » sous tous ses aspects. Par contre, on peut tenter de répondre à certaines questions. Par exemple, pour un modèle de circulation général atmosphérique : « partant d'une situation de contrôle comme un climat pré-industriel, le simple fait de changer le forçage radiatif au sommet de l'atmosphère, sans changer les températures de surface océanique (ce qui nécessiterait un modèle d'océan), ni la végétation (ce qui nécessiterait un modèle de végétation), ni l'étendue des calottes (ce qui nécessiterait un modèle de calotte), ni rien d'autre, cela suffit-il à obtenir la persistance de la neige dans certaines régions nordiques ? » Formulée de cette façon, on comprend mieux la distance qu'il y a avec une simulation de l'entrée en glaciation sous tous ses aspects. Des modèles plus complets répondront à des questions plus générales, mais il n'existe pas de modèle du « grand tout ». Il est donc important de bien comprendre quelle est l'hypothèse que l'on souhaite tester, et de choisir les configurations de modèle qui le permettent.

Les sections suivantes décrivent les grandes familles de modèles climatiques, des modèles les plus complexes aux modèles conceptuels. Chacune donne des exemples d'application de ces modèles à des questions paléoclimatiques.

4.4 Modèles de circulation générale, modèles complexes du système Terre

4.4.1 Équations, discrétisation et paramétrisations : exemple des modèles de circulation générale atmosphérique

Une approche naturelle pour simuler les caractéristiques du climat à la surface de la Terre est de s'appuyer sur les équations fondamentales décrivant le comportement de l'atmosphère et de l'océan. Exposons tout d'abord comment sont construits les modèles de circulation générale atmosphérique (MCGA, en anglais AGCM pour « Atmospheric General Circulation Model ») dont l'objectif est de représenter l'évolution des caractéristiques de l'atmosphère

(températures, vents, précipitations, etc) à l'échelle globale. Nous savons (voir tome 1, chapitre 1) que la circulation atmosphérique est pilotée, à cette échelle et au premier ordre, par le différentiel d'insolation entre l'équateur et les pôles. Les équations fondamentales sont donc celles de conservation de l'énergie, complétées par celles de conservation de la masse (de l'air et de l'eau), de la quantité de mouvement et la loi des gaz parfaits.

Conservation de l'énergie :

$$DI/Dt = -p(D\rho^{-1}/Dt) + Q \quad (4.2)$$

où I est l'énergie interne par unité de masse ($I = c_p T$, c_p étant la chaleur spécifique de l'air à pression constante),

ρ est la densité de l'atmosphère,

Q est le taux de chauffage de l'atmosphère par unité de masse,

D/Dt est la dérivée particulière : $D/Dt = \partial/\partial t + u\partial/\partial x + v\partial/\partial y + w\partial/\partial z$, u , v , w étant les composantes du vent suivant les dimensions x (longitude), y (latitude) et z (altitude).

Conservation de la quantité de mouvement :

$$Dv/Dt = -2\Omega \times v - \rho^{-1} \times \text{grad}(p) + g + F \quad (4.3)$$

où $v = (u, v, w)$ est la vitesse du vent par rapport à la surface de la Terre,

Ω est la vitesse angulaire de rotation de la Terre,

p la pression atmosphérique,

g l'accélération liée à la gravité,

F la force exercée par unité de masse.

Conservation de la masse (pour l'air et pour l'eau) :

$$D\rho/Dt = -\rho \text{div}(v) + C - E \quad (4.4)$$

où C est le taux de création de l'espèce considérée, et E le taux de destruction de cette espèce.

Loi des gaz parfaits :

$$p = \rho r t. \quad (4.5)$$

Telles que décrites plus haut, ces équations sont très générales et sont valables pour des petites échelles spatiales comme pour l'échelle globale. Tout l'art du modélisateur consiste en leur simplification pour un problème donné et en leur expression pour qu'elles puissent être résolues numériquement pour ce problème. C'est la différence dans les simplifications choisies et l'expression des équations qui fait la différence entre les modèles. Ceux-ci sont toujours basés sur un ensemble d'hypothèses dont on pense qu'elles sont importantes pour le problème auquel on s'intéresse. Les simulations numériques constituent alors un test de notre compréhension du système, que l'on a exprimée sous forme d'un ensemble d'équations qui définissent le modèle numérique.

Une première simplification des équations (2) à (5) est très souvent considérée dans les modèles de circulation générale atmosphérique actuels : l'approximation hydrostatique. L'objectif de ces modèles est en effet de représenter sur le globe les caractéristiques de la troposphère, c'est-à-dire la couche la plus basse de l'atmosphère, celle qui définit le climat à la surface de la Terre. L'épaisseur de cette couche, de 10 km (aux pôles) à 20 km (à l'équateur) est extrêmement faible par rapport au rayon de la Terre ($\sim 6\,400$ km), et elle peut être considérée comme une couche mince dans laquelle les vitesses et les distances parcourues par une particule d'air sont beaucoup plus grandes sur l'horizontale que sur la verticale. De ces considérations d'échelle, on peut déduire que lorsque l'on considère des circulations atmosphériques dont les échelles horizontales sont beaucoup plus grandes que l'épaisseur de la troposphère, l'atmosphère est proche de l'équilibre hydrostatique, décrit par l'équation :

$$\Delta p_{atm} = -\rho g \Delta z \quad (4.6)$$

où Δp_{atm} est la différence de pression atmosphérique entre deux niveaux séparés par l'altitude Δz , ρ est la densité de l'air, g est l'accélération liée à la gravité.

La correspondance aisée entre la pression et l'altitude conduit les spécialistes de l'atmosphère à fréquemment présenter les variations des propriétés atmosphériques sur la verticale en fonction de la pression : ainsi, une pression de 1 000 hPa indique un niveau proche de la surface, une pression de 500 hPa la moyenne troposphère, une pression de 200 hPa l'altitude où les courants-jets subtropicaux sont les plus intenses (voir Partie I, section 3.1). C'est juste au-dessus de ce niveau de pression que se trouve la transition entre troposphère et stratosphère. L'approximation hydrostatique simplifie considérablement la résolution du système d'équations (2-5), car en choisissant judicieusement la coordonnée verticale, la vitesse verticale se déduit des composantes horizontales du vent de manière diagnostique (grâce à l'équation de continuité). Les variables pronostiques du système d'équations sont alors la température, l'humidité, les deux composantes du vent horizontal. Toutes les autres caractéristiques de l'atmosphère peuvent être déduites de ces quatre variables. C'est donc l'évolution de ces quatre variables que l'on veut pouvoir calculer, à l'aide des équations fondamentales, simplifiées par l'approximation hydrostatique.

Ces équations sont résolues pour des conditions aux limites et forçages choisis par le modélisateur pour répondre aux questions qu'il se pose. Pour l'atmosphère, il s'agit des teneurs en gaz à effet de serre, de l'ensoleillement (quantité d'énergie entrant dans l'atmosphère à son sommet) et des conditions de surface : répartition des différents types de surface (océan, continents, calottes glaciaires, différents types de végétation), orographie, conditions de surface des océans (température et couverture de banquise). On choisit aussi un état initial pour toutes les variables pronostiques du modèle. À partir de cet état initial, on calcule l'évolution de l'atmosphère sur la durée nécessaire pour

que ses caractéristiques (température, précipitations, vents...) soient à l'équilibre avec les conditions aux limites qui lui sont données (voir section 8.1.2). Notons ici que de nombreux modèles climatiques de type « modèles de circulation générale » ont été développés à partir de modèles de prévisions météorologiques, du moins pour leur partie atmosphérique. Attention, cela ne signifie pas que ces modèles peuvent prévoir le temps (météorologique) à une date précise passée ou future. Étant donné le caractère chaotique de l'atmosphère, une telle prévision est impossible pour des périodes supérieures à une dizaine de jours. Ce que l'on cherche à prévoir, c'est un équilibre statistique pour des conditions aux limites et des forçages précis, et non le temps qu'il a fait ou fera à une date précise.

Comment procède-t-on en pratique ? Il n'est pas possible de résoudre les équations de manière analytique, c'est-à-dire qu'il n'est pas possible d'obtenir des formules générales décrivant l'évolution temporelle, en tout point de la troposphère, des variables pronostiques du système. La résolution des équations est effectuée grâce à des méthodes numériques qui consistent à les discrétiser. L'état de l'atmosphère est alors décrit par un nombre fini de valeurs, nombre qui est d'ailleurs, pour les modèles de circulation générale, grand (de l'ordre de 10^5 – 10^6). Il existe de nombreuses méthodes de discrétisation, nous y reviendrons. Une des méthodes les plus simples consiste à décrire l'état de l'atmosphère par les valeurs des variables pronostiques des équations sur une grille à trois dimensions couvrant le globe. Appelons $X(t)$ l'ensemble de ces valeurs décrivant l'état de l'atmosphère à l'instant t . L'unité de base de la discrétisation temporelle est appelée le « **pas de temps** ». Partant de l'état initial, décrivant l'état de l'atmosphère X_0 au temps $t = t_0$, les équations permettent de calculer l'état de l'atmosphère X au pas de temps $t = t_0 + \Delta t$ suivant :

$$X(t_0 + \Delta t) = X_0 + \Delta X$$

ΔX peut directement être obtenu grâce aux équations différentielles choisies pour décrire l'évolution de l'atmosphère, qui nous permettent de calculer $\Delta X/\Delta t$ et donc, une fois Δt fixé, ΔX et $X(t_0 + \Delta t)$. Ainsi, en avançant pas de temps par pas de temps, on calcule l'évolution de l'atmosphère sur une durée suffisamment longue pour obtenir des statistiques robustes, permettant de définir un climat simulé à partir des résultats du modèle.

Le pas de temps Δt ne peut être librement choisi. Bien évidemment, plus Δt est petit, plus le résultat se fera attendre. Mais il existe un pas de temps maximum, égal à $c \times \Delta x$, où Δx est la résolution spatiale choisie et c la vitesse caractéristique de propagation de l'information d'un point à un autre. Ce critère se nomme critère de Courant, Friedrichs et Lewy (ou critère CFL), d'après le nom des mathématiciens qui l'ont formulé. Ainsi, l'obtention d'une simulation à fine résolution spatiale est d'autant plus longue qu'elle nécessite non seulement des calculs sur davantage de points, mais aussi un pas de temps plus petit. Il faut donc faire un compromis entre résolution spatiale et durée de la simulation. Les études paléoclimatiques, nécessitant souvent des simulations

longues de plusieurs centaines voire milliers d'années, ont souvent utilisé des modèles de résolution plus grossière que celle des modèles utilisés pour les prévisions climatiques pour le siècle prochain. Ceci n'est plus toujours le cas à l'heure actuelle, car il est nécessaire, pour comparer les mécanismes de changements climatiques passés et futurs, d'utiliser les mêmes modèles de climat.

On distingue souvent, au sein des modèles de circulation générale atmosphérique, deux types de processus : les **processus dynamiques** et les **processus physiques**. Les premiers concernent l'évolution de la circulation et ne peuvent être calculés qu'à partir de la distribution spatiale, en trois dimensions, d'autres variables, comme la température. C'est en utilisant les lois dynamiques (équations (2-5)) que l'on peut « avancer » dans la simulation, pas de temps par pas de temps. Les seconds sont calculés séparément pour chaque colonne verticale pour un pas de temps donné. Il s'agit par exemple et principalement du rayonnement, des nuages, des précipitations et des échanges avec la surface. La distribution des variables en trois dimensions utilisée à l'étape dynamique de l'intégration dépend évidemment étroitement de l'évaluation des processus physiques pour chaque colonne verticale. Les calculs dynamiques et physiques sont donc effectués en alternance, en utilisant parfois différents pas de temps. Si l'on prend l'exemple du modèle atmosphérique inclus dans le modèle IPSL_CM4 utilisé pour quatrième exercice du GIEC en 2007, les pas de temps sont de 30 min pour la dynamique et de 6 h pour la physique, pour une résolution de $3,75^\circ$ en longitude, $2,5^\circ$ en latitude et 19 niveaux verticaux.

Dans un modèle de circulation générale, on cherche à représenter au mieux les deux types de processus. La circulation est calculée à partir des lois fondamentales de la mécanique des fluides, exprimées pour le cas particulier d'une couche atmosphérique mince entourant une planète en rotation. Nous avons vu comment ces équations pouvaient être quelque peu simplifiées pour ce cadre précis, en prenant en compte les échelles caractéristiques de la circulation atmosphérique globale. Cependant, il existe un deuxième type de simplifications inhérentes à la construction d'un modèle, ce sont celles liées aux processus physiques définis plus haut. Ceux-ci ne sont en effet pas toujours bien connus dans leurs plus fins détails. De plus, leur échelle spatiale caractéristique est souvent beaucoup trop petite pour qu'ils soient explicitement représentés dans les modèles actuels, dont la résolution spatiale est de l'ordre de la centaine de kilomètres. On ne cherchera pas alors à représenter en détail le processus, mais on rendra compte de son effet sur les caractéristiques atmosphériques à la résolution du modèle. Ainsi, par exemple, on ne représente pas chaque nuage individuellement, on met en place une formulation de leur impact sur le bilan radiatif et sur les précipitations. On parle alors de **paramétrisation** ou de **processus sous-maille**. Ces paramétrisations représentent des simplifications de la réalité dans le sens où on en a une connaissance parcellaire ou dans celui où on ne représente pas le processus en lui-même mais son impact

à l'échelle qui nous intéresse. L'ensemble des paramétrisations, ainsi que les méthodes de discrétisation des équations utilisées et les résolutions spatiale et temporelle constituent les caractéristiques principales d'un modèle.

Revenons maintenant sur les méthodes de discrétisation des équations gouvernant l'évolution de l'état de l'atmosphère. Il en existe deux familles. La première consiste en une description de l'atmosphère en un nombre fini de points, généralement organisés en une grille à trois dimensions. On parle alors de **modèles « en point de grille »**, en anglais « *grid-point models* » ou « *grid-box models* », la « boîte » faisant référence aux volumes unitaires, les plus petits, délimités par la grille. La résolution du modèle est définie par la taille de cette boîte, ou par le nombre de points utilisés pour décrire les longitudes, latitudes, ainsi que le nombre de niveaux verticaux. Il existe de nombreux exemples de grilles, les plus utilisées pour l'atmosphère étant les grilles dont les points sont espacés régulièrement en termes de longitude et latitude, et celles dont les points sont espacés régulièrement en termes de longitude et du cosinus de la latitude. Les niveaux verticaux ne sont pas, en général, répartis régulièrement. En particulier, ils doivent être plus proches les uns des autres dans la couche limite de l'atmosphère, c'est-à-dire la couche la plus proche de la surface.

Une seconde famille de méthodes consiste à utiliser des harmoniques sphériques pour décrire les variations de l'atmosphère sur l'horizontale. La méthode en point de grille est conservée pour la dimension verticale. Ces **méthodes**, dites « **spectrales** », sont particulièrement adaptées à l'atmosphère, qui forme un continuum à la surface d'une sphère. Les calculs selon cette méthode sont plus rapides, en particulier grâce au fait que dérivées premières et secondes dans l'horizontale s'expriment très facilement pour une telle décomposition. Les modèles spectraux sont bien adaptés à la représentation d'ondes dans l'atmosphère, et ce pour un nombre de degrés de liberté plus faible que pour les modèles en point de grille. Les avantages des modèles spectraux sont cependant moins importants pour des résolutions très fines, car il reste de nombreux calculs, en particulier pour les processus physiques, qui doivent tout de même être effectués sur une grille. On utilise, en général, une grille dont le nombre de points excède le nombre de degrés de liberté associés à la méthode spectrale pour éviter les problèmes d'*aliasing*. Ces grilles donnent donc l'impression d'une résolution plus fine que le nombre réel de degrés de liberté du modèle. C'est pourquoi la description de la résolution de tels modèles fait référence au nombre d'harmoniques retenues et au type d'harmoniques choisi.

Les modèles de circulation générale océanique sont aussi construits à partir des équations de la dynamique des fluides, auxquelles s'ajoute la contrainte de conservation en sel. La discrétisation utilisée, du fait de la géométrie des bassins, est en point de grille. Nous ne détaillons pas ici davantage les spécificités des modèles de circulation générale océanique.

4.4.2 Vers un modèle « intégré » du système Terre

Historiquement, les premières simulations climatiques effectuées avec des modèles de circulation générale utilisaient « seulement » des modèles atmosphériques. Les interactions avec la surface, surtout avec l'océan, étaient très limitées, puisque la majeure partie des caractéristiques de surface était imposées (température de surface des océans, présence de banquise, albédo de la surface, rugosité). On obtenait donc en réalité la circulation atmosphérique en équilibre avec ces conditions de surface et autres forçages. Ceci permettait en particulier d'évaluer la réaction de l'atmosphère à des changements de la surface océanique. On sait cependant que l'océan, comme la végétation et les surfaces continentales ne restent pas passifs face à un changement climatique. Les modélisateurs ont donc très vite cherché à évaluer l'importance des rétroactions des autres composantes du système climatique sur l'atmosphère, à partir de laquelle le climat à la surface est défini. La figure 4.2 montre l'évolution des modèles climatiques depuis leurs débuts. On y voit le couplage avec des modèles de couche de surface océanique, puis des modèles de circulation océanique complets. En parallèle, les modèles de la surface continentale sont passés du modèle hydrologique très simple, avec un albédo et une rugosité de la surface imposés, à des modèles de végétation interactive, permettant le calcul des caractéristiques de la surface en fonction des changements de végétation induits par les changements de climat ou par l'homme. Enfin, de plus en plus de modèles incluent une représentation de la chimie atmosphérique et des aérosols, qui ont une influence importante sur le rayonnement, et des grands cycles biogéochimiques tels que le cycle du carbone. Dans de tels modèles, on ne prescrit plus la concentration atmosphérique en CO_2 , celle-ci est calculée en fonction des émissions.

Les modèles climatiques ainsi développés nécessitent une grande puissance de calcul. Les simulations sont en général effectuées sur des super-calculateurs adaptés à ce type de code. Ces calculateurs sont rares, ce qui explique le nombre limité de modèles de circulation générale dans le monde. On compte ainsi en France deux modèles de ce type, celui de l'IPSL (Institut Pierre-Simon Laplace) et celui de Météo-France, une grosse vingtaine de modèles ayant participé au dernier exercice du GIEC et au projet PMIP d'intercomparaison des modèles paléoclimatiques. Les modèles, leur résolution, les composantes du système climatique et les processus qu'on y inclut sont tout d'abord choisis en fonction de la question à traiter, mais aussi en fonction des limites des ordinateurs actuels. Les performances des modèles sont assez différentes selon le modèle et le calculateur utilisé, mais on peut donner un ordre de grandeur du temps de calcul pour le modèle de l'IPSL en résolution moyenne (96 points en longitude, 72 en latitude, 19 niveaux verticaux) : il faut environ 4 mois pour obtenir une simulation de 1000 ans.

C'est grâce à l'amélioration des super-calculateurs sur les dernières décennies que le développement de modèles couplés atmosphère-océan, puis atmosphère-océan-végétation a été possible. De tels modèles nécessitent un

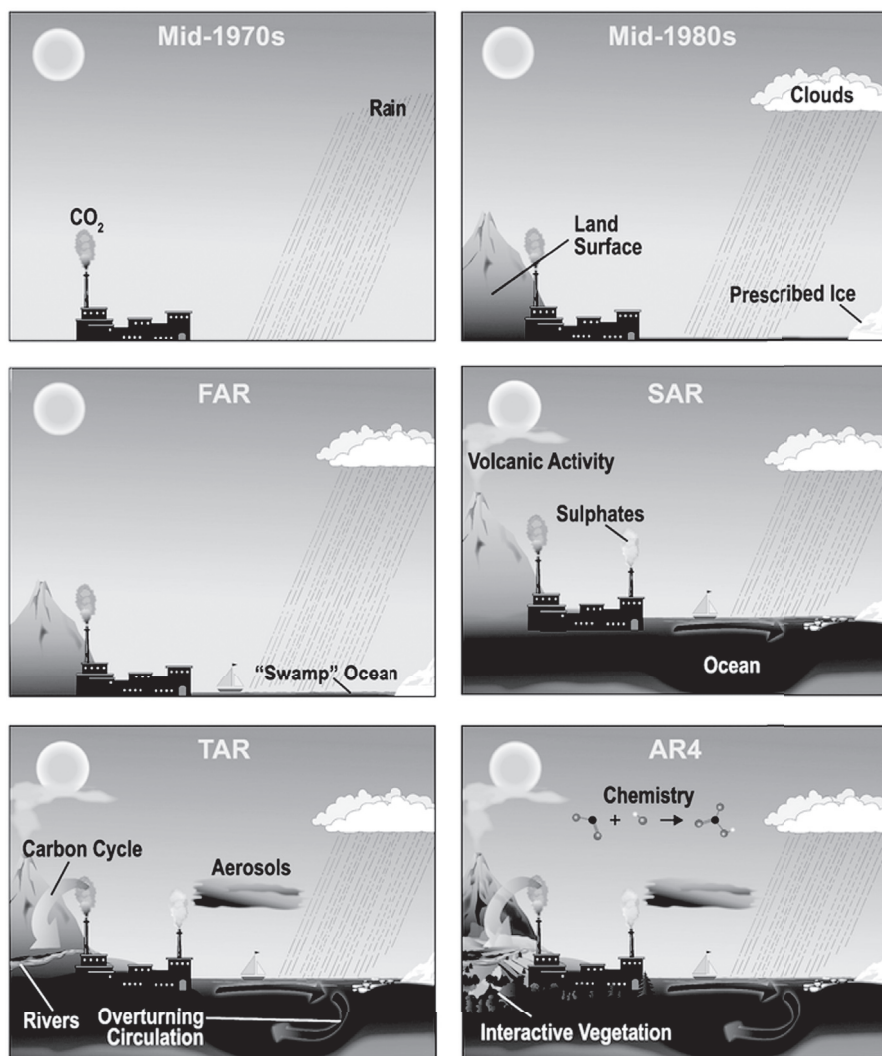


FIG. 4.2 – Historique des modèles climatiques utilisés dans les rapports successifs du GIEC. Adapté du 4^e rapport du GIEC (2007), Solomon *et al.* (Ed.), Cambridge University Press, http://www.ipcc.ch/publications_and_data/ar4/wg1/en/contents.html.

temps de calcul plus long, non parce qu'ils représentent beaucoup de calculs supplémentaires à effectuer pour une durée donnée, mais parce que la végétation, et plus encore l'océan sont des composantes du système climatique dont le temps de réponse est bien supérieur à celui de l'atmosphère. Alors que l'on

considère que des simulations utilisant un modèle d'atmosphère seule, forcé par des conditions aux limites se répétant d'année en année, doivent être intégrées sur une durée de 20 à 50 ans pour obtenir une réponse de l'atmosphère à l'équilibre avec ces conditions aux limites, un modèle couplé atmosphère-océan, devra en principe être intégré sur un, voire plusieurs milliers d'années. Le plus grand défi qui se pose alors est la fermeture des bilans en eau et en énergie dans le modèle pour éviter des dérives lentes et liées non au forçage imposé mais au modèle lui-même.

4.4.3 Modélisation « réaliste » des paléoclimats

4.4.3.1 Conditions aux limites conditions initiales

De nombreuses simulations paléoclimatiques visent à « reproduire » au mieux un climat du passé. Ceci permet d'évaluer les modèles dans des situations climatiques différentes du climat actuel et documentées par les indicateurs paléoclimatiques. Cela permet aussi de mieux comprendre les liens éventuels entre les différences de climats pour des régions éloignées les unes des autres, d'offrir des compléments par rapport aux reconstructions en termes de couverture spatiale et temporelle ou de phénomène de région non couverte par les reconstructions, compléments qui peuvent permettre de mieux les comprendre. Nous reviendrons sur les comparaisons entre modèles et données et sur leur intérêt en fin de section.

Comment obtenir une simulation « réaliste » d'un paléoclimat ? Il faut tout d'abord déterminer, selon la question que l'on se pose, le sous-système du système climatique que l'on veut étudier. Par exemple, si l'on veut étudier le climat continental en fonction de conditions océaniques données, on utilisera un modèle d'atmosphère, éventuellement couplé à un modèle de surface continentale ou de végétation dynamique. Une fois le sous-système choisi, on réalise une simulation paléoclimatique en imposant les forçages et conditions aux limites à ce sous-système de manière la plus réaliste possible pour la période dont on veut simuler le climat. Ainsi, plus le sous-système est restreint, plus il y aura de conditions à imposer, conditions que l'on doit connaître pour la période d'étude. Si nous poursuivons l'exemple de la simulation utilisant seulement un modèle de circulation générale atmosphérique, nous devons pouvoir prescrire les températures de surface des océans et l'extension de banquise en tout point du modèle atmosphérique de type océan. Ceci est dans les faits extrêmement contraignant, puisqu'il faudrait au moins disposer de reconstructions des conditions de surface océanique avec une résolution spatiale du même ordre que celle du modèle pour un cycle saisonnier type. De telles expériences numériques reposent alors presque toujours sur des hypothèses assez fortes, pour ce qui concerne les conditions de surface océanique comme pour ce qui concerne la distribution terre-océan, la topographie, l'étendue et l'altitude des calottes glaciaires. Les autres forçages sont mieux connus, du moins pour les

périodes relativement récentes du Quaternaire : insolation (Berger, 1978) et concentration atmosphérique en gaz à effet de serre, avec les mesures dans les carottes glaciaires de l'Antarctique qui remontent maintenant à 800 000 ans.

Ainsi, une simulation « réaliste » d'un paléoclimat repose sur plusieurs séries d'hypothèses : celles liées à la conception même du modèle et celles liées à la prescription des conditions aux limites pour l'expérience donnée. Cette simulation résume donc d'une part nos connaissances en termes de description du climat (incluses dans le modèle climatique), d'autre part nos connaissances en termes de forçages de ce climat (exprimées dans les forçages et conditions aux limites). Elle est aussi contrainte par les possibilités d'ordre technologique, informatique, au moment où elle a été réalisée.

Prenons l'exemple des simulations du climat du Dernier Maximum glaciaire, il y a environ 21 000 ans. Les premières simulations du climat de cette période (Gates, 1976) ont été effectuées dès les premières reconstructions de surface océanique (température de surface des océans, étendue de banquise) et continentale (étendue des calottes glaciaires) connues (CLIMAP, 1976). À l'époque, la concentration atmosphérique en CO_2 n'était pas connue. Ce n'est donc que dans les années 1980 (Manabe et Broccoli, 1985) qu'a été effectuée la première simulation numérique prenant en compte les forçages principaux pour le climat du Dernier Maximum glaciaire : étendue et altitude des calottes glaciaires, conditions de surface océanique, concentration atmosphérique en CO_2 . Il s'agissait d'une simulation utilisant un des modèles d'atmosphère seule les plus sophistiqués de cette époque. La durée de la simulation était courte (trois mois pour la première simulation!) en regard des standards actuels : il faut en théorie quelques dizaines d'années de simulations pour obtenir des résultats statistiquement robustes, selon la région et le phénomène auxquels on s'intéresse. Force est de reconnaître qu'à l'époque des premières simulations paléoclimatiques, la durée des simulations effectuées avec des modèles de circulation générale était fortement restreinte par le coût des calculs. Pour gagner du temps, on effectuait des expériences en conditions d'insolation de janvier ou juillet perpétuels, ce qui permettait d'obtenir des résultats significatifs pour des durées de simulations relativement courtes (90 jours, typiquement). De tels résultats, qui représentaient une prouesse à l'époque de leur publication, seraient maintenant probablement durement critiqués, surtout à cause de leur durée trop courte, même en conditions d'insolation fixe. Les modèles évoluent avec notre compréhension du système climatique et la capacité des calculateurs. Les simulations doivent donc être refaites périodiquement avec ces nouveaux outils. Les simulations de la première phase du projet PMIP (Paleoclimate Modelling Intercomparison Project, Joussaume et Taylor, 1995) utilisant des modèles de circulation générale duraient au moins dix ans, après un ajustement aux conditions aux limites d'au moins un an, le cycle saisonnier dans son entier étant simulé.

Ces premières simulations du climat du Dernier Maximum glaciaire utilisaient les conditions de surface océanique reconstruites par le projet CLI-

MAP (1981). Ces reconstructions étaient le fruit d'un important travail de synthèse, mais ont assez vite été critiquées, notamment sur les régions subtropicales, où une température plus chaude qu'à l'actuel était reconstruite, et sur l'Atlantique Nord, où la couverture hivernale de banquise était surestimée. Ces problèmes étaient partiellement amplifiés par les méthodes d'extrapolation des reconstructions pour chaque site à une couverture globale sur une grille régulière. Le projet CLIMAP fournissait, en particulier à la demande des modélisateurs, des reconstructions pour les mois de février et d'août. Or il est fort possible que les reconstructions basées sur certaines espèces ne soient pas réellement sensibles à ces mois précis, mais à d'autres facteurs. Ainsi, manipuler les données pour construire des conditions aux limites pour des modèles, notamment d'atmosphère, peut s'avérer extrêmement contraignant pour l'interprétation des enregistrements. En outre, comme ils sont utilisés pour l'élaboration des conditions aux limites, ils ne peuvent l'être pour la validation du modèle. Il a donc été très intéressant d'utiliser, dès qu'ils ont été disponibles, des modèles couplés atmosphère océan pour simuler les paléoclimats. Notons au passage, de nouveau, le défi que représentaient les premières simulations couplées du climat du DMG. Dans ce cas aussi, la première simulation publiée n'était longue que d'une trentaine d'années, ce qui est peu par rapport au temps de réponse de l'océan profond ! Au sein du projet international PMIP2, huit groupes ont effectué des simulations couplées atmosphère océan pluri-centenaires, ce qui prouve que ce type d'expériences reste difficile à effectuer. Cet exemple de la modélisation du climat du DMG montre bien que la modélisation « réaliste » de ce climat a évolué en fonction des outils et des forçages disponibles.

Nous avons vu que les incertitudes dans un exercice de simulation « réaliste » d'un climat étaient liées à deux types de facteurs : ceux liés à la formulation du modèle et ceux inhérents au choix des conditions aux limites. Les deux sections suivantes montrent comment quantifier ces incertitudes, à la fois par des comparaisons rigoureuses entre les résultats de modèles forcés par des conditions aux limites identiques, et par des études de sensibilité vis-à-vis de ces conditions aux limites.

4.4.3.2 Exercices de comparaison des modèles

Comment comparer les résultats de différents modèles ? Ces différences peuvent être liées aux modèles eux-mêmes, ou aux conditions aux limites et forçages imposés à ces modèles. Il n'est possible de comparer rigoureusement les résultats de plusieurs modèles qu'en leur assignant les mêmes conditions aux limites/forçages. De tels exercices ont été proposés à la fois pour la modélisation des climats actuels à l'aide de modèles de circulation générale atmosphérique (projet AMIP, Atmospheric Model Intercomparison Project, <http://www-pcmdi.llnl.gov/projects/amip/>), puis des modèles couplés, à la fois pour les climats actuels et futurs (projet CMIP, Coupled Model Intercomparison Project, <http://www-pcmdi.llnl.gov/projects/cmip/>).

Dans la même veine, le projet de comparaison des modèles paléoclimatiques PMIP (Palaeoclimate Modelling Intercomparison Project) a vu le jour dans les années 1990. Ce projet a tout d'abord concerné les modèles de circulation générale atmosphérique (projet PMIP1, <http://pmip.lsce.ipsl.fr/>) pour les périodes de l'Holocène Moyen (il y a 6 000 ans) et du Dernier Maximum glaciaire (il y a 21 000 ans). Il s'est ensuite étendu aux modèles couplés atmosphère-océan et atmosphère-océan-végétation (projet PMIP2, <http://pmip2.lsce.ipsl.fr/>, toujours en cours).

Le projet PMIP s'est attaché à définir des conditions aux limites et forçages précis pour les périodes de l'Holocène moyen et du Dernier Maximum glaciaire. Ceci a permis une comparaison rigoureuse des résultats des modèles participant au projet et une comparaison de ces résultats aux reconstructions paléoclimatiques. Nous montrons ici un exemple de comparaison de résultats des modèles PMIP2, pour l'Europe au Dernier Maximum glaciaire. La figure 4.3 montre la température du mois le plus froid simulée pour cette période par les huit modèles dont les résultats étaient disponibles dans la base de données en novembre 2009. Ce sont les différences par rapport au climat actuel qui sont montrées. La couleur des losanges indique la température moyenne reconstruite à partir de données polliniques par Wu *et al.* (2007). Sur cette figure, on voit que le refroidissement le plus notable, d'au moins 12 °C, est

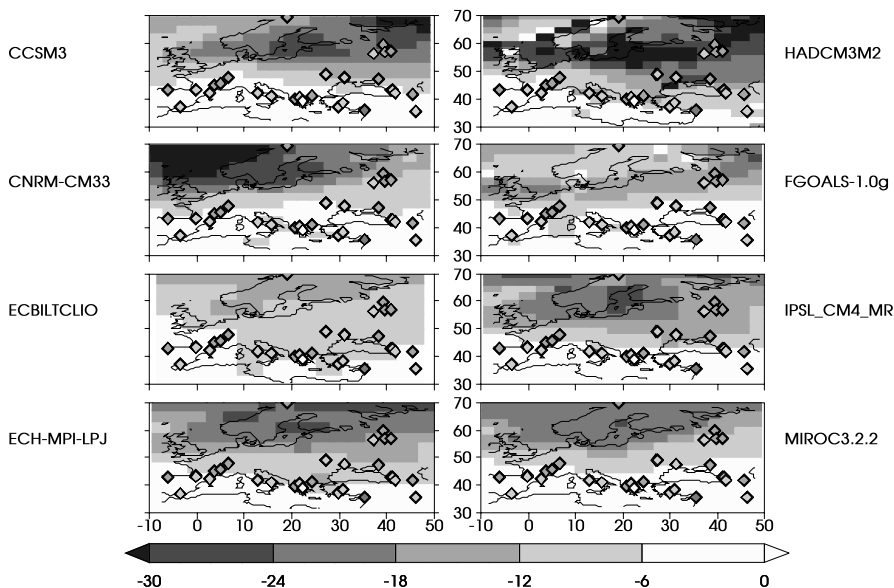


FIG. 4.3 – cartes : température du mois le plus froid simulée par les modèles couplés océan-atmosphère participant au projet PMIP2 (base de données PMIP2 de novembre 2009) ; losanges : même variable, telle que reconstruite par Wu *et al.* (2007).

simulé par les modèles au nord de la zone considérée, sur la calotte finno-scandinave ou sur la banquise au large de la Scandinavie. Ce refroidissement diminue vers le sud, où il avoisine 3 °C. Même si les modèles sont forcés par les mêmes conditions aux limites, les climats obtenus diffèrent d'un modèle à l'autre. Par exemple, le refroidissement simulé au-dessus de la calotte glaciaire est compris entre 12 et 18 °C pour le modèle ECBILTCLIO, alors qu'il est supérieur à 30 °C dans le modèle HadCM3M2. Autour de la Méditerranée, le modèle CCSM3 ne simule quasiment aucun changement de température du mois le plus froid, alors que le modèle ECHAM5.3-MPIOM-127-LPJ simule un abaissement de cette température compris entre 3 et 6 °C.

Ceci montre combien des modèles ajustés sur le climat actuel peuvent diverger dans leur représentation de climats différents de l'actuel. Cette divergence se retrouve pour les prévisions climatiques futures, mais seuls les simulations paléoclimatiques permettent une comparaison des simulations de climats différents de l'actuel avec des données.

4.4.3.3 Comparaison aux reconstructions paléoclimatiques

Sur la figure 4.3, les reconstructions de la température du mois le plus froid de Wu *et al.* (2007) sont indiquées par des losanges pour lesquels le code de couleur est le même que pour les résultats des modèles. On remarque que pour l'Europe de l'Ouest et pour tous les modèles, les températures simulées apparaissent plus chaudes que les températures reconstruites. Il faut cependant pouvoir à la fois tenir compte de la dispersion des résultats des modèles, ce qui est fait en quelque sorte sur la figure 4.3 puisque les résultats de tous les modèles sont donnés, mais aussi de l'incertitude des reconstructions, que l'on ne peut montrer sur de telles cartes. La figure 4.4 permet d'effectuer une comparaison entre les mêmes résultats de modèles et reconstructions, sous un autre angle. On choisit de montrer les moyennes en longitude des températures pour le secteur de l'Europe de l'Ouest (10°O–15°E) et celui de l'Europe centrale (15–50°E) et les reconstructions, avec leur incertitude. On voit cette fois-ci que les températures simulées par les modèles sont compatibles avec les reconstructions, si l'on tient compte de l'incertitude caractérisant ces dernières, même pour l'Europe de l'Ouest.

Ramstein *et al.* (2007) font l'historique des efforts effectués ces dix dernières années pour aboutir à une comparaison favorable entre reconstructions et simulations pour la température hivernale au Dernier Maximum glaciaire. Les simulations du projet PMIP1, utilisant des modèles d'atmosphère seule forcés par les conditions de surface océanique CLIMAP (1981) aboutissaient à des températures hivernales beaucoup trop chaudes par rapport aux reconstructions polliniques initiales de Peyron *et al.* (1998). C'est en travaillant à la fois sur les conditions aux limites (extension des calottes glaciaires), sur les modèles (passage au modèles couplés atmosphère-océan) et sur les reconstructions (nouvelles reconstructions de Wu *et al.* (2007), basées sur les mêmes enregistrements polliniques que Peyron *et al.* (1998), mais prenant en compte

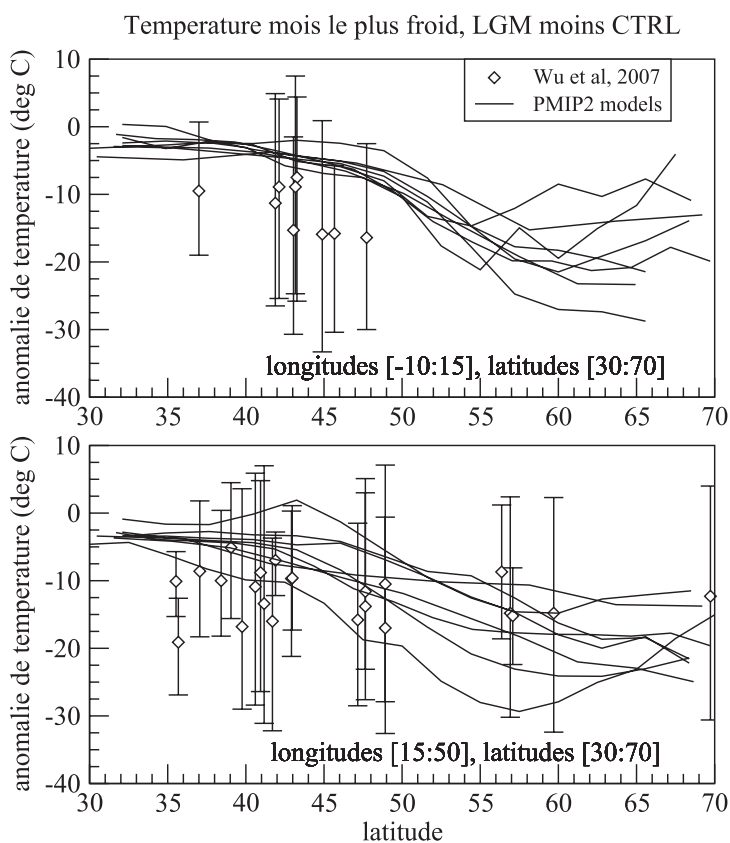


FIG. 4.4 – Comparaison entre les températures du mois le plus froid simulées pour le DMG, sur l'Europe (traits continus, donnés pour différents modèles de la base de données PMIP2), et les températures reconstruites par Wu *et al.* (2007) (losanges et incertitude associée) pour les secteurs Atlantique (en haut) et de l'Europe de l'Est (en bas). Les quantités montrées sont des différences par rapport au climat actuel.

l'effet du faible taux de CO_2 sur la végétation) que l'on a pu réduire la large différence entre températures simulées et températures reconstruites. Notons au passage que pour d'autres variables (en particulier la température estivale), la comparaison modèles-données était beaucoup plus favorable dès le départ. L'exemple des températures du mois le plus froid a été pris car il permettait justement d'illustrer tout ce que l'on peut apprendre sur les modèles et les reconstructions à travers l'exercice parfois fastidieux d'une comparaison modèles-données. Cet exemple montre qu'il est important de s'intéresser à tous les facteurs possibles de différences entre simulations et reconstructions pour réduire ces désaccords : modèles eux-mêmes, conditions aux limites, mais

aussi reconstructions elles-mêmes. Il est aussi important de disposer de résultats de nombreux modèles pour s'affranchir de l'incertitude liée à l'utilisation d'un seul modèle.

4.4.4 Expériences de sensibilité

Nous avons vu que les incertitudes des résultats de modèles numériques ont pour source la formulation des modèles eux-mêmes, puisque ces modèles sont bâtis sur des hypothèses que l'on pense pertinentes pour le problème donné, ou sur les conditions imposées au modèle, qui font généralement elles-mêmes l'objet d'hypothèses, car elles ne sont pas connues avec la précision ou la couverture spatio-temporelle nécessaires. Comment estimer ces incertitudes ? Une méthode, abordée ci-dessus, consiste à multiplier les modèles utilisés. De la même manière, si l'on n'est pas sûr des conditions aux limites à imposer au modèle, ou s'il existe plusieurs jeux de conditions aux limites, on peut effectuer plusieurs expériences, avec des jeux de conditions aux limites différentes, et comparer les réponses climatiques à ces conditions, puis déterminer si ces différences de conditions aux limites donnent lieu à des différences dans le climat simulé. Par exemple, si l'on revient aux simulations climatiques effectuées avec un modèle de circulation générale atmosphérique, on ne connaît pas, en général, pour une période donnée, les températures de surface des océans pour tous les mois et tous les points de grille du modèle avec grande certitude. On fait donc des hypothèses pour reconstruire le cycle saisonnier des températures de surface océanique à partir des points disponibles, pour lesquels, en outre, il existe une incertitude sur la reconstruction des températures. Il est possible, avec le modèle, d'effectuer plusieurs simulations basées sur plusieurs scénarios de température de surface océanique. On peut ensuite examiner celui qui donne lieu à des températures/précipitations continentales les plus compatibles avec les reconstructions. On parle alors d'expériences de sensibilité à la température de surface océanique.

Dans le cas abordé ci-dessus, nous nous sommes intéressés à plusieurs scénarios en termes de températures de surface océanique pour examiner lequel était le plus réaliste pour la période d'intérêt. D'une manière plus générale, il est également fort instructif de pouvoir analyser, parmi plusieurs forçages ou changements de conditions aux limites, la signature, l'influence de chaque forçage. Poursuivons l'exemple du climat du Dernier Maximum glaciaire. Si l'on utilise un modèle couplé atmosphère-océan, les forçages appliqués au modèle pour obtenir une simulation du climat de cette période sont :

- 1) l'insolation ;
- 2) la teneur en gaz à effet de serre (CO_2 , CH_4 , N_2O , ou davantage suivant le modèle) ;
- 3) l'altitude et l'extension des calottes glaciaires et le changement de la distribution terre-océan associés aux changements de niveau marin.

Pour mieux comprendre pourquoi le climat glaciaire est différent du climat actuel, on peut effectuer des simulations dans lesquelles on n'impose qu'une ou deux de ces conditions aux limites, et examiner le climat simulé par rapport à la simulation « réaliste » où toutes les conditions aux limites sont utilisées. En réalisant ces simulations où une ou deux conditions aux limites ou forçages sont imposés à leur valeur glaciaire, on ne cherche pas effectuer de simulation réaliste. On cherche à mieux comprendre la réponse à chaque type de forçage. Ces simulations sont aussi nommées expériences de sensibilité aux forçages 1, 2 et/ou 3.

Nous illustrons une telle démarche sur la figure 4.5, où la réponse du modèle climatique de l'IPSL à des conditions du DMG est analysée en séparant l'impact des calottes glaciaires et celui de la diminution de la teneur atmosphérique en gaz à effet de serre. Cette figure concerne la température de l'air à la surface en moyenne annuelle. Les valeurs de cette température pour la simulation du climat préindustriel sont données en figure 4.5a, les différences entre les climats simulés pour les climats glaciaire et préindustriel en figure 4.5d. Cette carte montre un refroidissement global, modéré (de l'ordre de quelques degrés) sur les océans, très fort (supérieur à 30 °C) sur les calottes glaciaires de l'hémisphère nord. La figure 4.5b montre la contribution des gaz à effet de serre à cette réponse, relativement uniforme, un peu plus faible sur les océans que la réponse à toutes les conditions glaciaires. La figure 4.5c montre l'impact des seules calottes glaciaires. On voit que celles-ci sont responsables d'un refroidissement important sur les continents de l'hémisphère nord, mais aussi d'un refroidissement compris entre 0 et 2 °C sur la majeure partie des océans, à l'exception notable de l'océan austral. Il est important de noter que la somme des anomalies montrées en figure 4.5b et d n'est pas égale à la différence entre le climat glaciaire et le préindustriel montrée en figure 4.5d. C'est cette différence qui est montrée sur la figure 4.5e. On y voit que dans de nombreuses régions, l'impact des deux facteurs pris ensemble est plus fort que la somme des impacts de chaque facteur pris considéré séparément. On parle alors de synergie entre les différents forçages. Dans d'autres régions, comme au nord des Mers Nordiques, l'impact des deux forçages considérés dans leur ensemble est plus faible que la somme des impacts des forçages considérés individuellement. Ceci montre que si l'on veut quantifier l'impact d'un forçage particulier d'un groupe de deux forçages (comme ici l'impact des calottes glaciaires et de la diminution en gaz à effet de serre) il faut effectuer quatre simulations : celle du contrôle (ici, le climat préindustriel), celle avec tous les forçages considérés (ici, celle du DMG) et des simulations avec chaque facteur pris individuellement. C'est la méthode dite de « séparation des facteurs » développée dans le contexte des sciences de l'atmosphère par Stein et Alpert (1993).

Nous avons jusqu'ici abordé les expériences de sensibilité aux forçages ou conditions aux limites imposées aux modèles. Des expériences de sensibilité peuvent aussi concerner un processus à l'intérieur du système climatique. Pour

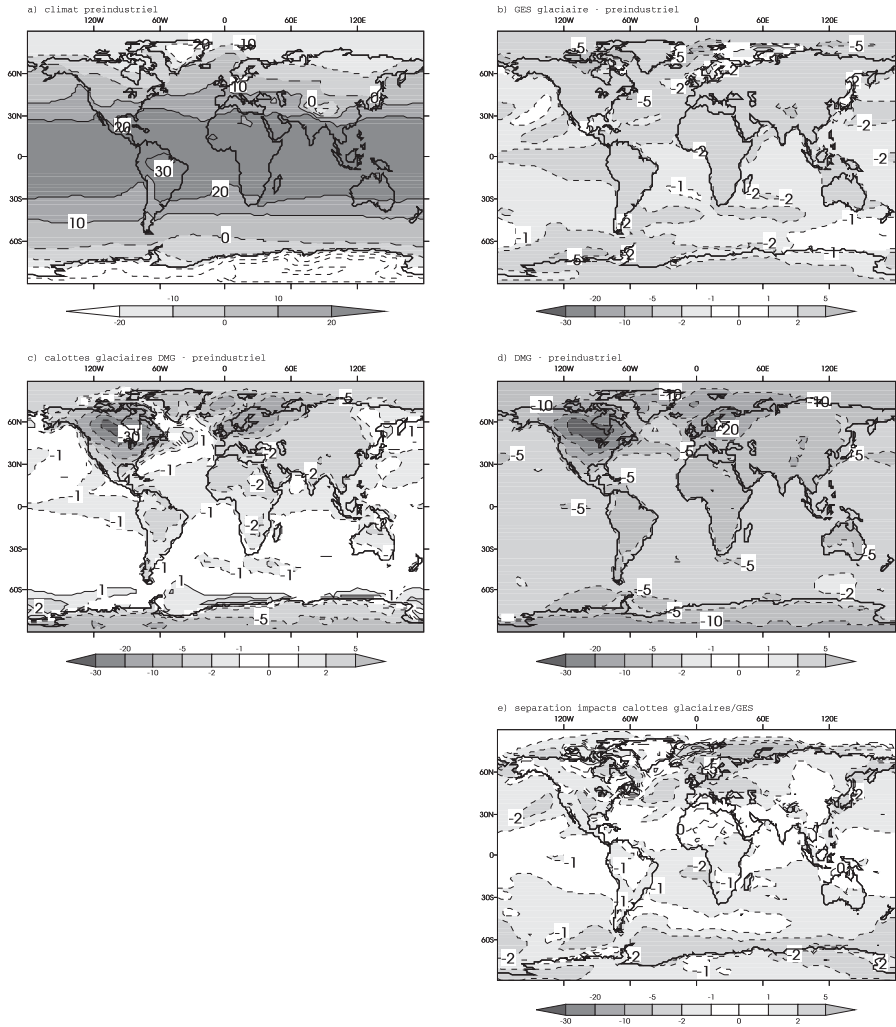


FIG. 4.5 – Moyenne annuelle de la température de l’air à 2 m simulée par le modèle couplé océan-atmosphère de l’IPSL : a) pour des conditions préindustrielles ; b) c) et d) en anomalie par rapport à ce climat pré-industriel : b) pour une simulation préindustrielle, où la teneur atmosphérique en gaz à effet de serre a été remplacée par des valeurs glaciaires, c) idem pour les calottes glaciaires, d) pour une simulation avec toutes les conditions du DMG ; e) différence d – (b+c), permettant de quantifier la partie de la différence DMG – préindustriel, liée aux interactions entre les impacts des calottes glaciaires et de la diminution des concentrations en gaz à effet de serre. Pour la figure a), isolignes tous les 10 °C, en pointillés pour les valeurs négatives, longs pointillés pour la valeur 0 °C, et traits continus pour les valeurs positives.

examiner l'importance de ce processus dans la réponse du système climatique à une perturbation, on peut modifier sa formulation dans un modèle. Par exemple, si l'on soupçonne que la force de la convection profonde à l'équateur est importante pour tel ou tel aspect du climat dans les moyennes latitudes, on peut modifier la formulation de la convection profonde dans le modèle et effectuer une expérience de sensibilité à ce processus avec un modèle modifié, soumis aux mêmes conditions aux limites. De telles expériences de sensibilité permettent aussi d'évaluer l'importance d'une rétroaction, en la bloquant ou en l'activant.

4.4.5 Perspectives

Dans cette section, nous avons principalement décrit les modèles de circulation générale atmosphérique, éventuellement couplés à des modèles de circulation générale océanique. Ces modèles sont à l'heure actuelle complétés par des modèles de végétation, cycle du carbone, chimie atmosphérique, et deviennent de plus en plus complexes, incluant toujours davantage de composantes du système climatique, et les processus et les rétroactions associées. Les modèles complexes du système Terre ont parfois été décrits comme les modèles les plus « gros » pouvant tourner sur les plus « gros » ordinateurs. Un modèle « maximal », en quelque sorte. Ceci permet peu d'expériences numériques pour chaque problème donné et peu d'expériences de sensibilité pour mieux comprendre l'influence d'un processus ou d'un mécanisme. Cette situation est en train de changer, puisque avec les progrès de l'informatique, les modélisateurs peuvent actuellement effectuer davantage d'expériences autour d'une période. Ces expériences sont indispensables pour mieux comprendre l'importance de forçages ou de processus dans un changement climatique. Les prochains développements des modèles complexes du système climatique, le raffinement de leur résolution, l'inclusion de nouveaux processus ou de nouvelles composantes doivent répondre à cet équilibre entre le temps de calcul nécessaire pour une simulation et le nombre de simulations que l'on peut faire avec le calculateur dont on dispose. Avec l'amélioration de la capacité des ordinateurs, on peut à la fois raffiner la résolution des modèles et y inclure de plus en plus de processus. Les modèles utilisés pour les exercices d'évaluation du GIEC donnent une bonne idée des progrès de la modélisation climatique depuis deux décennies (Fig. 4.2). Le futur verra l'intégration de nouvelles composantes du système climatique : cycle du carbone, chimie, calottes glaciaires... Ces développements sont principalement effectués dans le cadre d'une meilleure prévision du climat futur, mais sont très intéressants pour l'étude des paléoclimats, qui permettent aussi d'évaluer ces modèles dans des conditions climatiques différentes des conditions actuelles.

4.5 Modèles du système Terre de complexité intermédiaire (EMICS)

4.5.1 Principes de base et historique

Nous avons vu que les modèles climatiques développés à partir de modèles de circulation générale se voulaient les plus complets possibles dans leur représentation du système climatique. Cela demande une puissance et des durées de calculs importantes, qui, en pratique, contraignent le modélisateur à effectuer un nombre de simulations restreint. Ces simulations sont aussi assez courtes par rapport aux durées typiques d'évolution des climats. Ainsi, en parallèle avec les efforts de développements des modèles de circulation générale, des modèles plus simples mais plus adaptés à l'étude des paléoclimats ont été développés. L'objectif était de représenter, dès le départ, les composantes lentes du système climatique que sont l'océan et les calottes glaciaires, pour étudier l'évolution climatique à long terme (c'est-à-dire pour des échelles de temps supérieures au millier d'années). Le développement de tels modèles nécessite une « simplification » de la représentation des composantes rapides du système climatique, en particulier de l'atmosphère. En fait, le terme de modèle simple est un peu abusif car il s'agit surtout de modèles plus efficaces en temps de calcul. Développer un tel modèle n'est pas nécessairement « simple » car on ne peut naïvement conserver les équations de base de la dynamique atmosphérique. Le gain de temps de calcul se fait en général par une paramétrisation des transports de chaleur et d'humidité par les ondes stationnaires et/ou transitoires (comme par exemple, les dépressions des moyennes latitudes), c'est-à-dire qu'on cherche à représenter l'effet de ces phénomènes sans les calculer explicitement. Cela permet d'augmenter la durée d'un pas de temps et d'utiliser une résolution spatiale plus grossière. Ces modèles, dont le nombre de degrés de liberté se situe entre ceux des modèles conceptuels (de l'ordre d'une dizaine) et ceux des modèles de circulation générale ($\sim 10^5 - 10^6$) ont été dénommés modèles du système climatique de complexité intermédiaire ou, en anglais, « EMIC » pour « Earth system Model of Intermediate Complexity » (Claussen *et al.*, 2002). En fait, la terminologie a été créée bien après le développement des premiers modèles de cette catégorie. Elle correspond plutôt à un moment où les modélisateurs spécialistes de ces modèles ont eu besoin de se regrouper pour définir la spécificité de leurs modèles par rapport aux autres. Ces modèles se caractérisent par une représentation plus complète du système climatique que le simple « noyau » océan-atmosphère, par un temps de calcul peu élevé par rapport à celui des modèles de circulation générale, ce qui permet l'étude de l'évolution du système climatique sur des échelles de temps longues ou l'exploration de nombreux scénarii. Il existe de nombreux EMIC, correspondant aux nombreuses possibilités de « simplification » de la représentation du système climatique. Notons que certains modèles ont été développés en « dégradant » un modèle de circulation générale, c'est-à-dire

en en réduisant les résolutions verticales et horizontales. Ces modèles sont les plus complexes de la catégorie des EMIC.

De même qu'avec les modèles de circulation générale, les modèles climatiques de complexité intermédiaire peuvent être utilisés pour obtenir des simulations climatiques les plus réalistes possibles ou pour étudier la sensibilité du système représenté à certains forçages, processus ou rétroactions. Nous donnons, dans les sections suivantes, des exemples d'utilisation des EMIC, soit pour des simulations longues, soit pour des études nécessitant de nombreuses expériences. De telles expériences n'auraient pu être réalisées à l'aide de modèles de circulation générale dans l'état actuel des performances des calculateurs. Cela montre la complémentarité des deux types de modèles, les uns étant utilisés pour leur « efficacité », les autres pour le détail spatial et temporel de leur représentation.

4.5.2 Exemples de simulations longues et d'étude de sensibilité aux forçages

Un des premiers modèles du système climatique de complexité intermédiaire est celui développé à l'Université Catholique de Louvain-la-Neuve. Ce modèle inclut des représentations simplifiées (latitude et verticale, pour l'hémisphère nord) de l'atmosphère, de l'océan, de la banquise et d'une calotte polaire. Il a spécifiquement été développé pour étudier les cycles glaciaires-interglaciaires, comme en témoignent les premières simulations de Gallée *et al.* en 1992. Depuis, Berger *et al.* (1998) et Loutre et Berger (2000) ont repris ce modèle et effectué des expériences de sensibilité pour dégager les rôles respectifs des variations orbitales et des gaz à effet de serre dans le dernier cycle glaciaire-interglaciaire.

La figure 4.6 montre une sélection des résultats de ces deux articles en termes de volume de glace (en haut) et de température de l'hémisphère nord (en bas). Les courbes en trait continu représentent les résultats du modèle forcé à la fois par les variations en CO₂ enregistrés dans les carottes de glace (Jouzel *et al.*, 1993) et par celles des paramètres orbitaux calculés selon Berger (1978). L'état de démarrage du modèle est un état interglaciaire, sans calotte glaciaire dans l'hémisphère nord. Pour les 200 000 dernières années, le modèle simule deux glaciations majeures, avec un englacement en plusieurs étapes et une déglaciation complète après le maximum glaciaire. Les températures les plus froides sont bien sûr simulées pour ces maxima glaciaires. On relève, pendant le dernier interglaciaire et l'entrée dans la dernière glaciation (entre 126 000 et 80 000 ans) une grande variabilité de la température, mais celle-ci reste assez élevée pour que les épisodes d'englacement ne durent pas plus de 15 000 ans.

Les courbes en pointillés correspondent à une simulation où l'insolation est constante et égale à l'insolation actuelle, et où le CO₂ varie de la même façon que dans la simulation précédente. On voit que le volume de glace augmente

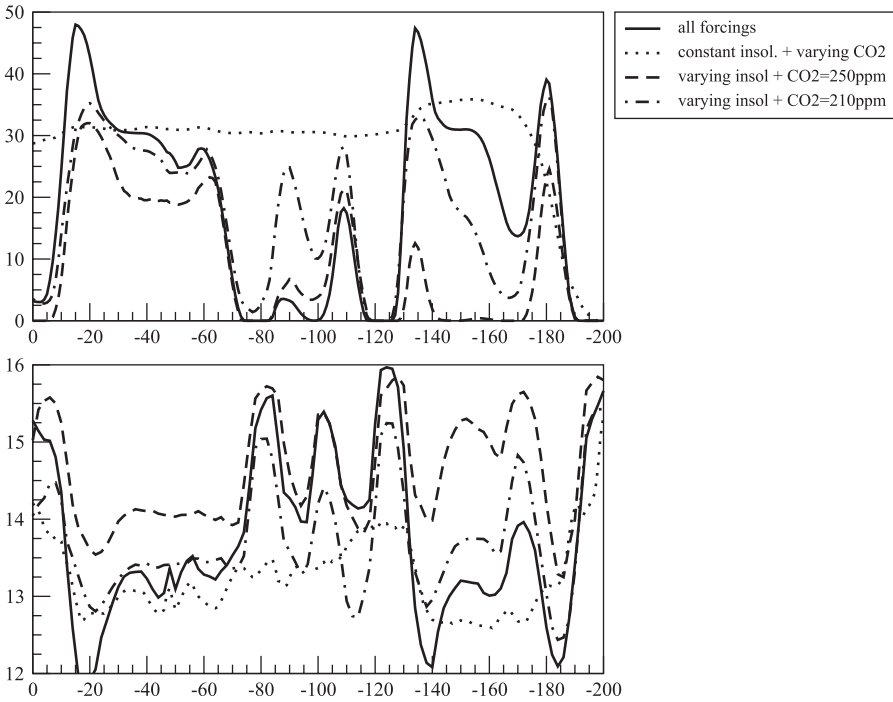


FIG. 4.6 – Volume de glace (10^{15} m^3) et température moyenne de l'hémisphère nord ($^{\circ}\text{C}$) simulés par le modèle couplé calottes glaciaires – climat de l'hémisphère nord de Louvain-la-Neuve (Berger *et al.*, 1992) sur les 200 000 dernières années. En noir, simulation où CO_2 et insolation varient selon les données de Vostok pour le CO_2 et le forçage de Berger (1978). En pointillés, insolation constante et égale à l'actuelle, CO_2 variable. En tirets longs et alternance de tirets et pointillés et bleu clair, insolation variable et CO_2 constant, respectivement égal à 250 et 210 ppm. D'après Berger, Loutre et Gallée, 1998, et Loutre et Berger, 2000. Les auteurs remercient M.-F. Loutre pour avoir mis à leur disposition les résultats du modèle de Louvain-la-Neuve.

jusqu'à environ $35 \times 10^{15} \text{ m}^3$ et reste autour de $30 \times 10^{15} \text{ m}^3$ pendant le reste de la simulation. Même si la température moyenne de l'hémisphère nord varie de concert avec le forçage en gaz à effet de serre, elle reste trop froide pour provoquer une déglaciation. Les autres courbes sont elles le résultat de simulations où le CO_2 reste constant (fixé à 210 ppm pour la courbe en tirets-points et 250 ppm pour la courbe en tiretés) et où les variations des paramètres orbitaux sont prises en compte. Cette fois-ci, une alternance entre périodes glaciaires et interglaciaires est obtenue, avec des volumes de glace maximaux atteints pour les mêmes périodes que dans la simulation de référence, mais de valeur d'autant plus faible que le CO_2 prescrit est élevé. Ces

expériences de sensibilité montrent donc que les variations d'insolation sont un forçage essentiel pour expliquer les cycles glaciaires-interglaciaires, car si on ne force le modèle qu'avec les variations de CO_2 , on n'obtient pas de tels cycles. D'autre part, les expériences à CO_2 constant montrent que l'ampleur d'une glaciation dépend très étroitement du CO_2 .

Des exemples d'autres simulations longues sont donnés dans d'autres chapitres de cet ouvrage. Ainsi, dans le chapitre 8 du tome 2, est donné un exemple de modélisation des interactions entre calottes glaciaires de l'hémisphère nord, océan et atmosphère sur 50 000 ans (Calov *et al.*, 2002), ainsi qu'un exemple de modélisation des variations du ^{18}O dans l'océan glaciaire en réponse à des apports d'eau douce provenant de la calotte Nord-Américaine (Roche et Paillard, 2005).

4.5.3 Exemple d'utilisation de modèles de complexité intermédiaire pour l'exploration d'une multitude de forçages ou de paramètres : exploration d'un « espace des phases »

Dans la section précédente, nous avons montré qu'un modèle climatique de complexité intermédiaire permet, grâce à son efficacité en termes de temps de calcul, d'effectuer des simulations longues, sur les échelles de temps typiques des variations climatiques du Quaternaire (cycles glaciaires-interglaciaires, événements abrupts de la dernière période glaciaire). Cette efficacité permet aussi d'effectuer de nombreuses simulations pour explorer la sensibilité d'un résultat aux forçages utilisés ou à des choix effectués lors de la construction du modèle. Un exemple d'une telle utilisation d'un modèle de complexité intermédiaire est donné dans le chapitre 8 du tome 2, section 8.1.4.1. Le modèle CLIMBER-2 incluant une représentation des isotopes de l'oxygène dans l'océan est utilisé pour explorer la réponse à des décharges en flux d'eau douce provenant de la calotte Nord-Américaine pour de multiples scénarii. La réponse est ensuite comparée aux enregistrements marins pour déterminer les scénarii les plus probables en termes de durée et d'amplitude de la décharge d'eau douce.

Un autre exemple est donné par l'étude de Schneider von Deimling *et al.* (2006). Cette étude analyse des ensembles de simulations climatiques pour les climats actuel, futur et du Dernier Maximum glaciaire. Ces ensembles sont réalisés en faisant varier onze paramètres du modèle dans des gammes acceptables, étant donné nos connaissances actuelles du système climatique. Les variations de ces paramètres ont pour effet principal de faire varier l'amplitude des rétroactions à l'intérieur du système climatique et la sensibilité climatique du modèle (définie comme la différence de température globale liée à un doublement de CO_2 , voir Tome 2, chapitre 10). Le climat actuel, tel que défini par les observations, permet de faire un premier choix de paramètres permettant d'obtenir un climat simulé satisfaisant. Les auteurs montrent que

les reconstructions des températures tropicales au Dernier Maximum glaciaire permettent de faire une sélection encore plus contraignante des valeurs de ces paramètres, et ainsi, de réduire les incertitudes sur le changement climatique futur. Cette étude montre ainsi que la modélisation des climats passés et sa comparaison avec des reconstructions peut être bénéfique pour l'évaluation des modèles climatiques utilisés pour prévoir le climat futur. Cette conclusion est également avancée par Hargreaves *et al.* (2007).

4.5.4 Perspectives

On pourrait penser qu'avec les progrès de l'informatique, les modèles climatiques de complexité intermédiaire n'auront plus de raison d'être. En fait, il n'en est rien car ils seront toujours moins consommateurs de temps de calcul que les modèles de circulation générale, qui incorporent de plus en plus de mécanismes et utilisent une résolution de plus en plus fine. D'une certaine manière, les modèles de circulation générale, tels que ceux utilisés pour les simulations du GIEC, sont définis par les capacités des plus gros calculateurs. On doit pouvoir réaliser des simulations avec ces modèles de plusieurs centaines d'années en un délai raisonnable sur les calculateurs disponibles. Les simulations longues nécessaires à la compréhension des changements climatiques passés reconstruits à l'aide de multiples indicateurs, ainsi que la nécessité d'explorer de nombreux scénarii ou paramètres de modèles requièrent des modèles plus rapides. Les modèles de circulation générale d'aujourd'hui deviendront sans doute les modèles de complexité intermédiaire de demain, mais cette notion existera toujours. Il est important, en outre, de disposer de cette hiérarchie de modèles car chaque type de modèle est basé sur des hypothèses différentes. C'est en comparant les résultats de modèles différents que l'on peut mettre en évidence l'importance d'un processus particulier, inclus dans un modèle et non dans l'autre ou représenté de manière différente dans chaque modèle.

4.6 Modèles conceptuels

Les modèles décrits plus haut ont avant tout pour objectif de tenter de reproduire les observations que l'on peut avoir du système climatique et de ses variations passées. Comme cela a été souligné, la modélisation a aussi pour ambition de mieux comprendre ces changements, et il est donc utile de décrire certains aspects du système à l'aide de modèles extrêmement simples, qui ont vocation à illustrer certains processus clefs. On parle alors de modèles conceptuels. Les exemples sont très nombreux et variés. On pourrait citer dans cette catégorie l'exemple du modèle de Lorenz (Fig. 4.1d), qui sert souvent d'archétype du système chaotique. En effet, le météorologue Edward Lorenz a ainsi proposé un modèle extrêmement simple, basé sur une idéalisation de la convection thermique, qui illustre pour la première fois que la

complexité du comportement d'un système dynamique n'était absolument pas liée au nombre de degrés de liberté de ce système, comme beaucoup l'imaginaient alors. Il montrait ainsi qu'un système très simple (en l'occurrence avec trois degrés de liberté seulement) peut avoir un comportement imprévisible, que l'on désigne sous le terme de « chaos déterministe ». Ce modèle conceptuel a aujourd'hui encore un rôle pédagogique essentiel, et ses propriétés mathématiques font toujours l'objet de recherches actives. Ci-dessous, quelques exemples intéressant directement le système climatique sont décrits plus en détail. D'autres exemples sont donnés dans le chapitre 7, tome 2 ; pour essayer de mieux appréhender la dynamique glaciaire-interglaciaire (modèles de Calder, d'Imbrie...).

4.6.1 Le modèle de Budyko/Sellers

Le climat de la Terre est déterminé avant tout par son bilan radiatif. En effectuant des bilans simplifiés, il est possible d'obtenir l'ordre de grandeur des changements de températures qui seraient causés, par exemple, par des changements du rayonnement solaire incident (poussières volcaniques, changement de la constante solaire, hiver nucléaire...). Ainsi, deux publications en 1969 (Budyko, 1969 ; Sellers, 1969) sont arrivées à une conclusion un peu surprenante : si l'on tient compte de la rétroaction entre température et albédo, une baisse finalement assez faible de la constante solaire ($-1,5\%$ ou -2%) suffit à englacer complètement la planète Terre. Le même type de résultat s'applique bien évidemment en changeant l'effet de serre. Il existe donc un seuil critique vers le refroidissement qui conduit le système climatique vers un état extrêmement différent. Ces résultats ont maintenant pris tout leur sens avec la théorie de la Terre boule de neige (tome 2, chapitre 5).

Dans leur version originale, le modèle de Budyko et celui de Sellers dépendent explicitement de la latitude et prédisent une température $T(y)$ où y est la latitude. On peut formuler une version beaucoup plus simple, qui rend compte de ce phénomène d'emballlement de la rétroaction albédo-température, avec un modèle sans dimension géographique. Si l'on écrit le bilan radiatif de la Terre en moyenne globale :

$$(1 - \alpha) \times S/4 = (1 - \varepsilon)\sigma T^4 \quad (4.7)$$

où α est l'albédo de la Terre, S la constante solaire, ε un terme correctif pour représenter l'effet de serre, σ la constante de Stefan-Boltzman, on en déduit aisément une température unique pour la planète.

Le problème devient plus intéressant avec la rétroaction albédo-température. En effet, si l'on suppose que α est une fonction décroissante de T , avec par exemple $\alpha(T)$ constant ($\sim 0,3$) pour des températures élevées pour une planète « bleue », $\alpha(T)$ constant ($\sim 0,7$) pour des températures très froides lorsque la planète est « blanche », et $\alpha(T)$ linéaire entre les deux, on obtient le schéma montré sur la figure 4.7.

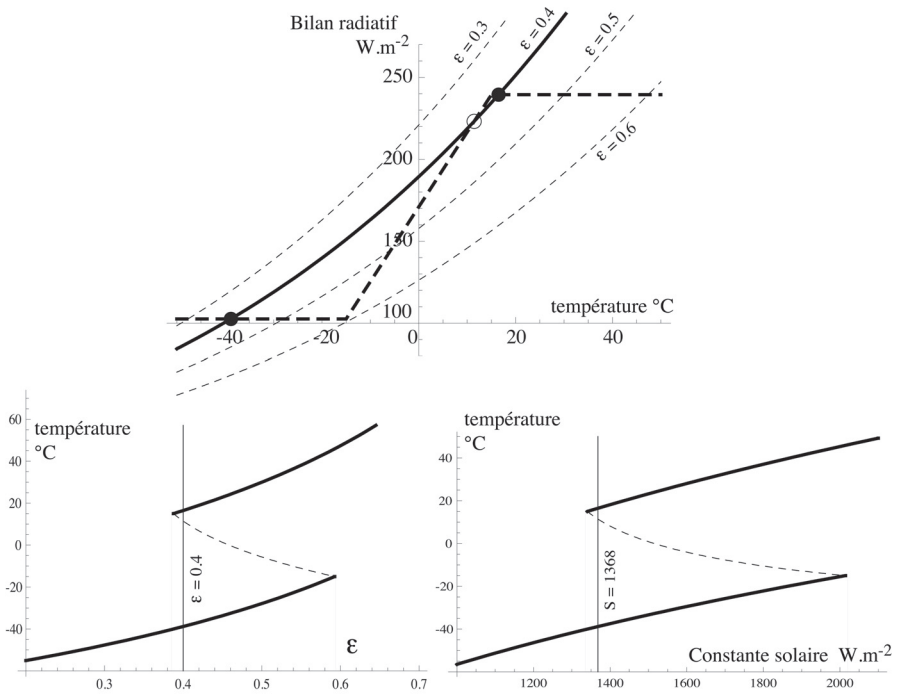


FIG. 4.7 – Modèle simplifié de Budyko et Sellers. En haut, en tiretés, le terme solaire du bilan radiatif, *i.e.* $(1 - \alpha(T)) \times S/4$, avec $\alpha(T)$ linéaire entre -15 °C et $+15\text{ °C}$, et constant au-delà. En trait plein, le terme infrarouge, pour différentes valeurs de l'effet de serre. Le bilan est équilibré lorsque les courbes se croisent. On remarque la présence d'équilibres multiples, en particulier pour la situation actuelle ($\varepsilon = 0,4$). En bas, les équilibres radiatifs correspondants en fonction de l'effet de serre ε (à gauche), ou en fonction de la constante solaire S (à droite). L'équilibre indiqué en pointillé est instable. Pour les paramètres actuels, il y a donc deux équilibres stables possibles, qui correspondent à notre climat (température de l'ordre de $+15\text{ °C}$) ou bien à une planète entièrement gelée (température de l'ordre de -40 °C).

L'existence d'équilibres multiples conduit à l'existence de seuils au-delà desquels le système climatique bascule brutalement vers un nouvel état d'équilibre. Par ailleurs, ceci conduit à un phénomène d'hystérésis, car il n'est pas possible de revenir facilement en arrière en inversant la perturbation. Ainsi, pour revenir à l'état initial, il est nécessaire d'avoir une perturbation inverse d'amplitude beaucoup plus considérable. C'est d'ailleurs là une des difficultés de la théorie de la « boule de neige » : s'il est assez « facile » de geler complètement la planète, comme cela a été souligné par Budyko et Sellers, il est très difficile de sortir de cet état froid.

4.6.2 Le modèle de Stommel (1961)

L'existence d'équilibres multiples concerne d'autres composantes du système climatique et un exemple important en paléoclimatologie est le modèle de Stommel (Fig. 4.8).

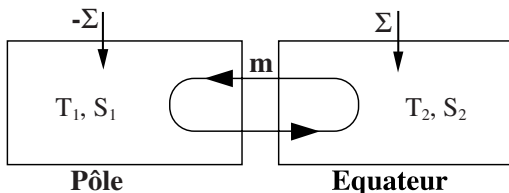


FIG. 4.8 – Configuration du modèle de Stommel.

Le modèle est composé de deux boîtes bien mélangées, de même volume, représentant une masse d'eau froide et peu salée pour les hautes latitudes (de température T_1 et de salinité S_1) et une masse d'eau chaude et salée pour les basses latitudes (de température T_2 et de salinité S_2). La différence de densité $\Delta\rho = \rho_2 - \rho_1$ entre ces deux boîtes s'obtient en fonction des coefficients positifs de dilatation thermique α et de contraction saline β supposés constants :

$$\Delta\rho = -\alpha(T_2 - T_1) + \beta(S_2 - S_1). \quad (4.8)$$

Une circulation thermohaline m , prise proportionnelle à la différence de densité entre les deux boîtes, mélange les deux masses d'eau correspondantes. Cette circulation est prise positive (Fig. 4.8) lorsque les eaux froides (boîte 1) seront suffisamment denses pour plonger et descendre au-dessous des eaux chaudes (boîte 2), c'est-à-dire lorsque $\Delta\rho < 0$, d'où :

$$m = -\mu\Delta\rho = \mu[\alpha(T_2 - T_1) - \beta(S_2 - S_1)] \quad (4.9)$$

où μ est une constante arbitraire.

Inversement, si les eaux salées de la boîte 2 sont les plus denses ($\Delta\rho > 0$), la circulation thermohaline m sera négative.

Si l'on impose le gradient de température $\Delta T = T_2 - T_1$ et que l'on force les salinités en appliquant un flux constant de sel Σ dans la boîte 2, et $-\Sigma$ dans la boîte 1, on peut en déduire l'évolution des salinités, qui sont les seules variables du problème. Par exemple, pour la boîte 1 (on a rigoureusement l'opposé dans la boîte 2) :

$$\frac{dS_1}{dt} = -\Sigma + |m|(S_2 - S_1) = -\Sigma + \mu|\alpha\Delta T - \beta\Delta S|\Delta S. \quad (4.10)$$

On obtient alors aisément l'équilibre (ou les équilibres) du système :

$$\Sigma = \mu|\alpha\Delta T - \beta\Delta S|\Delta S, \quad (4.11)$$

ce qui donne une équation du second degré en ΔS , avec une valeur absolue, qui peut se réécrire :

$$F = x|1 - x| \text{ en posant : } x = \frac{\beta\Delta S}{\alpha\Delta T} ; \quad F = \frac{\Sigma\beta}{\mu(\alpha\Delta T)^2} \quad (4.12)$$

La fonction $F(x)$ est tracée sur la figure 4.9.

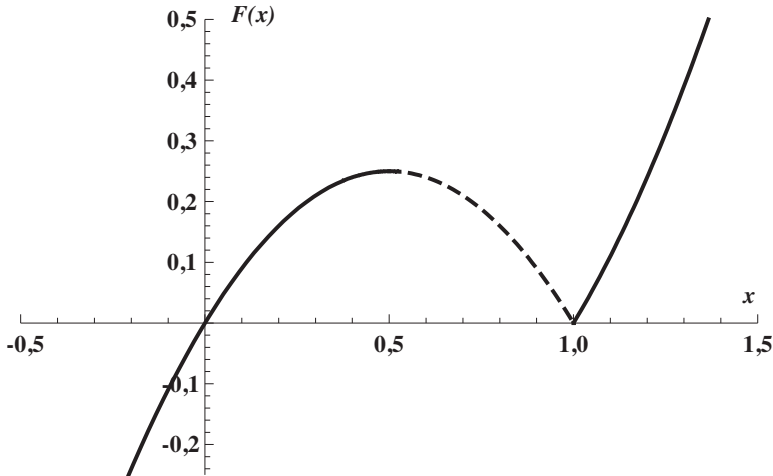


FIG. 4.9 – Diagramme de stabilité pour le modèle de Stommel (fonction $F(x)$ définie par l'équation (12)). La branche en pointillé correspond à un équilibre instable.

La définition de x montre que x mesure l'intensité relative du gradient de salinité par rapport au gradient de température. Le signe de m , et par conséquent, le sens de la circulation thermohaline, est positif lorsque x est inférieur à l'unité. L'effet dominant est alors celui du gradient de température ΔT . On est dans un mode de circulation de type « thermique ». C'est le cas de l'unique solution x_T lorsque F est négatif. Inversement, si le flux imposé de sel Σ est suffisamment fort, et par conséquent, si F est suffisamment grand (supérieur à 0,25), la solution x_S du problème est supérieure à 1, et la circulation thermohaline est inversée, car le seul équilibre possible du système est de type « salin ». Par contre, pour une valeur intermédiaire du forçage F , les modes « thermique » et « salin » sont, tous les deux, solutions du problème.

Un troisième équilibre apparaît également possible avec la solution x_I . Cependant, une analyse rapide de la stabilité des équilibres obtenus montre qu'il s'agit d'un équilibre instable. En effet :

$$\frac{d\Delta S}{dt} = 2(\Sigma - |m|\Delta S). \quad (4.13)$$

L'équilibre est stable lorsque toute augmentation infinitésimale du gradient de salinité ΔS entraîne une augmentation du terme $|m|\Delta S$, de sorte que la

dérivée de ΔS par rapport au temps devienne légèrement négative. Le sens de variation de $|m|\Delta S$ en fonction de ΔS est en fait donné directement par la figure qui représente $|1 - x|x$ en fonction de x . La branche intermédiaire descendante (en pointillé sur la figure) indique une diminution de $|m|\Delta S$ lorsque ΔS augmente, d'où un équilibre instable. Les branches « thermique » et « saline » sont, par contre, parfaitement stables. Pour une même valeur des températures et du flux de sel, il y a donc éventuellement deux équilibres stables dans ce système.

De façon intéressante, ces équilibres multiples se retrouvent dans des modèles beaucoup plus complexes de l'océan, voire dans certaines modèles couplés océan-atmosphère (Rahmstorf, 1996 ; Rahmstorf *et al.*, 2005). Il semble bien que ce modèle très simple capture donc un aspect important de la circulation thermohaline, qui explique l'existence de variations très brutales de la circulation océanique profonde. De telles variations sont très vraisemblablement impliquées dans les changements climatiques rapides observés en période glaciaire (événements de Heinrich et événements de Dansgaard-Oeschger, voir Partie IV, chapitre 4).

4.6.3 Le modèle de Welander

Les équilibres multiples n'expliquent pas tout, et il existe bien entendu d'autres types de comportements possibles. Un autre exemple océanographique (Fig. 4.10), assez voisin du modèle de Stommel, concerne les oscillations convectives-advectives (Welander, 1982). Bien que leur pertinence pour les variations climatiques ne soit pas établie, certains ont suggéré que de telles oscillations pouvaient avoir un rôle dans la récurrence des événements de Dansgaard-Oeschger.

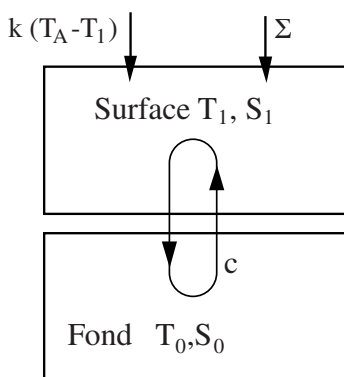


FIG. 4.10 – Configuration du modèle de Welander (1982).

Le modèle est cette fois composé de deux boîtes superposées, représentant une masse d'eau froide et peu salée pour la surface (de température T_1 et

de salinité S_1), et une masse d'eau légèrement plus chaude et salée pour le fond (de température T_0 et de salinité S_0). La boîte profonde est beaucoup plus grande que la boîte de surface, et on suppose T_0 et S_0 constants. La différence de densité $\Delta\rho = \rho_1 - \rho_0$ entre ces deux boîtes s'obtient en fonction des coefficients positifs de dilatation thermique α et de contraction saline β supposés constants :

$$\Delta\rho = -\alpha(T_1 - T_0) + \beta(S_1 - S_0). \quad (4.14)$$

Le mélange vertical (la convection c) est très petit si la colonne est bien stratifiée (si $\Delta\rho < -\varepsilon < 0$). Il sera grand dans le cas contraire :

$$c = c_0, \quad c_0 \text{ petit si } \Delta\rho < -\varepsilon ;$$

$$c = c_1, \quad c_1 \text{ grand si } \Delta\rho > -\varepsilon.$$

Les variables du problème sont cette fois la température et la salinité de la boîte de surface, et les équations d'évolution correspondantes s'écrivent :

$$\frac{dT_1}{dt} = k(T_A - T_1) + c(T_0 - T_1) ; \quad \frac{dS_1}{dt} = \Sigma + c(S_0 - S_1). \quad (4.15)$$

On peut tenter d'obtenir l'état d'équilibre, en annulant ces deux équations, ce qui donne :

$$T_1^e = \frac{kT_A + c^e T_0}{k + c^e} ; \quad S_1^e = S_0 + \frac{\Sigma}{c^e} \quad (4.16)$$

où c^e est la valeur du mélange vertical pour une température T_1^e et une salinité S_1^e , c'est-à-dire pour une différence de densité $\Delta\rho^e$ ($c^e = c_0$ si $\Delta\rho^e < -\varepsilon$; $c^e = c_1$ sinon). On est donc amené à résoudre :

$$\Delta\rho^e = -\alpha \frac{k(T_A - T_0)}{k + c^e (\Delta\rho^e)} + \beta \frac{\Sigma}{c^e (\Delta\rho^e)} ; \quad \text{soit } \Delta\rho^e = F(\Delta\rho^e) \quad (4.17)$$

où F est une constante selon le signe de $\Delta\rho$ ($F = F_0$ si $\Delta\rho^e < -\varepsilon$; $F = F_1$ sinon). Il y a donc zéro, une ou deux solutions, suivant les valeurs des paramètres, comme cela est illustré sur la figure 4.11.

De façon générale, si c est une fonction continue de $\Delta\rho$, alors $F(\Delta\rho)$ sera aussi une fonction continue et il existera un nombre impair de solutions, alternativement stables et instables, comme pour le modèle de Stommel. Le cas « zéro solution » sur la figure 4.11 (cas discontinu) correspondrait en fait à un « équilibre instable » pour un modèle continu. Il existe alors un cycle limite (une oscillation) : en l'absence de convection intense ($c = c_0$), on tend vers un équilibre dans l'autre domaine (avec une convection forte, $c = c_1$), comme indiqué sur le schéma de la figure 4.12. Il y a alors une oscillation entre un état « diffusif » (c petit = c_0) et un état « convectif » (c grand = c_1). De telles oscillations ont été observées aussi, sous certaines conditions, dans les modèles océaniques tri-dimensionnels.

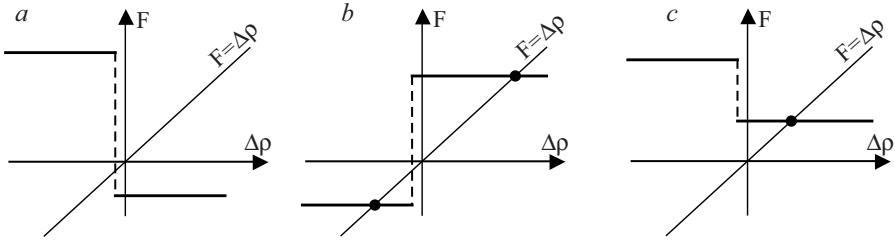


FIG. 4.11 – Exemples d'équilibres donnés par $F = \Delta\rho$, où F est discontinue et peut prendre seulement deux valeurs constantes. Selon ces valeurs, il existe trois cas possibles : a) il n'y a pas de solution (en fait, le système oscille); b) il y a deux équilibres qui coexistent, l'un convectif et l'autre diffusif; c) il n'existe qu'un seul équilibre (convectif ou diffusif).

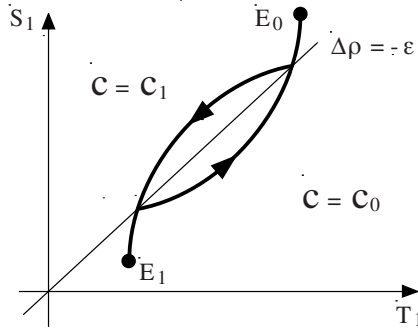


FIG. 4.12 – Oscillation de relaxation dans le modèle de Welander. Sur un diagramme TS , on définit une zone convective (quand la densité ρ_1 est grande) et une zone diffuse, séparées par une courbe d'iso-densité $\Delta\rho = -\varepsilon$. Si les valeurs T , S sont situées en zone convective ($c = c_1$), le modèle tend à les ramener vers le point d'attraction E_1 (situé en zone diffuse). Si elles sont dans le domaine diffusif ($c = c_0$), le modèle tend à les ramener vers le point d'attraction E_0 (situé en zone convective). Le modèle va donc osciller d'un mode de fonctionnement à l'autre, sans jamais atteindre d'équilibre.

4.7 Conclusions et perspectives

Dans ce chapitre, nous avons exposé les principes de base de la modélisation du climat et illustré leur application à travers d'exemples s'appuyant sur des modèles de complexité différentes, pour montrer les atouts de chaque type de modèle. Cette hiérarchie de modèles climatiques est importante non seulement pour des raisons pratiques liées au temps de calcul nécessaire pour étudier telle ou telle échelle d'espace ou de temps, mais surtout parce qu'elle représente une gamme d'hypothèses, rassemblées dans chaque modèle, que l'on

pense nécessaires à la compréhension de la question abordée. En utilisant des modèles basés sur différentes hypothèses, on peut comparer leur importance et mieux comprendre le rôle de tel ou tel processus. Il n'y a donc pas de modèles plus crédibles que d'autres *a priori*. Un modèle est toujours un ensemble d'hypothèses et sa pertinence doit être jugée en relation avec la question que le modélisateur choisit d'étudier. Un modèle fournit en général un résultat, sans incertitude explicitement liée à ce résultat. L'incertitude se cache dans les hypothèses sur lesquelles se base le modèle et dans les conditions aux limites données, qui, même si elles se veulent les plus réalistes possibles, ne sont jamais aussi bien connues qu'on le souhaiterait. Il est donc intéressant de comparer les résultats de plusieurs modèles soumis à des conditions aux limites identiques, tout comme il est intéressant d'étudier la sensibilité des résultats d'un modèle à certaines conditions aux limites mal contraintes. Cela peut permettre de savoir si l'on a besoin de mieux connaître ces conditions ou si, finalement, cela n'a que peu d'importance pour le climat étudié.

Nous avons, dans ce chapitre, surtout décrit l'utilisation de modèles globaux. Nous avons montré que la résolution de ces modèles, même pour les plus complexes, ne permet pas toujours une comparaison avec des reconstructions qui sont le plus souvent représentatives de régions bien plus petites que les « boîtes » d'un modèle. Nous avons vu que la modélisation des indicateurs paléoclimatiques tels que les isotopes permettait une comparaison plus fine et l'analyse du signal enregistré en fonction de paramètres climatiques. Il existe également des modèles de résolution plus fine, utilisables à l'échelle régionale. L'utilisation de ce type de modèles, encore assez confidentielle à l'heure actuelle pour les paléoclimats, est certainement appelée à se développer dans un futur proche, en parallèle avec leur utilisation de plus en plus fréquente pour les prévisions climatiques. Un exemple de méthodes de descentes d'échelle est donné pour le Dernier Maximum glaciaire par Jost *et al.* (2005), qui mettent en évidence les différences très importantes entre les climats régionalisés par ces méthodes. Il reste donc un travail assez important à effectuer pour la mise en place de ces modèles. À noter qu'il existe aussi des modèles régionaux incluant une représentation de certains *proxies* tels que les isotopes de l'eau (par exemple, REMO-ISO, Sturm *et al.*, 2007).

L'évolution des modèles climatiques pour les années à venir consistera non seulement en une résolution de plus en plus fine au fur et à mesure que la puissance des calculateurs augmente et en une résolution explicite de phénomènes jusqu'ici paramétrés ou ignorés, mais aussi en la construction progressive de modèles de plus en plus complets du système climatique. Celui-ci sera non seulement traité dans son aspect physique et dynamique, mais aussi en termes de cycles biogéochimiques, en particulier celui du carbone. Cette tendance s'affirme déjà à l'heure actuelle et est importante non seulement pour la compréhension de l'évolution des climats du passé mais aussi pour les prévisions des climats du futur (voir tome 2, chapitre 10).

Pour plus de détails

McGuffie, K. et Henderson-Sellers, A. (2005), *A Climate Modelling Primer* (Third edition), Wiley, 280 p.

Références bibliographiques

- Berger, A., (1978), « Long-Term Variations of Daily Insolation and Quaternary Climatic Changes », *Journal of the Atmospheric Sciences*, 35, pp. 2 362-2 367.
- Berger, A. *et al.* (1998), « Sensitivity of the LLN Climate Model to the Astronomical and CO₂ Forcings over the Last 200 Ky ». *Climate Dynamics*, 14, pp. 615-629.
- Budyko, M. (1969), « The Effect of Solar Radiation Variations on the Climate of the Earth ». *Tellus*, 21, pp. 611-619.
- CLIMAP (1976), « The Surface of the Ice-Age Earth », *Science*, 191, pp. 1 138-1 141.
- CLIMAP (1981), « Seasonal Reconstructions of the Earth's Surface at the Last Glacial Maximum ». Geological Society of America, Map Chart Series MC-36, Boulder, Colorado.
- Braconnot, P. *et al.* (2007), « Results of PMIP2 Coupled Simulations of the Mid-Holocene and Last Glacial Maximum – Part 1: Experiments and Large-Scale Features », *Climate of the Past*, 3, pp. 261-277.
- Braconnot, P. *et al.* (2007), « Results of PMIP2 Coupled Simulations of the Mid-Holocene and Last Glacial Maximum – Part 2: Feedbacks with Emphasis on the Location of the ITCZ and Mid- and High Latitudes Heat Budget », *Climate of the Past*, 3, pp. 279-296.
- Calov, R. *et al.* (2002), « Large-Scale Instabilities of the Laurentide Ice Sheet Simulated in a Fully Coupled Climate-System Model », *Geophysical Research Letters*, 29, p. 2 216.
- Claussen, M. *et al.* (2002), « Earth System Models of Intermediate Complexity: Closing the Gap in the Spectrum of Climate System Models », *Climate Dynamics*, 18, pp. 579-586.
- Gates, W. L. (1976), « Modeling the Ice-Age Climate », *Science*, 191, pp. 1 138-1 144.
- Hargreaves, J. C. *et al.* (2007), « Linking Glacial and Future Climates through an Ensemble of GCM Simulations », *Climate of the Past*, 3, pp. 77-87.

- IPCC (2007), 4^e rapport, <http://www.ipcc.ch>.
- Jouzel, J. *et al.* (1993), « Vostok Ice Cores: Extending the Climatic Records over the Penultimate Glacial Period », *Nature*, 364, pp. 407-412.
- Lorenz, E. (1963), « Deterministic Nonperiodic Flow », *Journal of the Atmospheric Sciences*, 20, pp. 130-141.
- Loutre, M.-F. et Berger, A. (2000), « No Glacial-Interglacial Cycle in the Ice Volume Simulated under a Constant Astronomical Forcing and a Variable CO₂ », *Geophysical Research Letters*, 27, pp. 783-786.
- Manabe, S. et Broccoli, A. J. (1985), « A Comparison of Climate Model Sensitivity with Data from the Last Glacial Maximum », *Journal of the Atmospheric Sciences*, 42, pp. 2643-2651.
- Peyron, O. *et al.* (1998), « Climatic Reconstruction in Europe for 18,000 YR B.P. from Pollen Data », *Quaternary Research*, 49, pp. 183-196.
- Rahmstorf, S. (1996), « On the Freshwater Forcing and Transport of the Atlantic Thermohaline Circulation », *Climate Dynamics*, 12, pp. 799-811.
- Rahmstorf, S. *et al.* (2005), « Thermohaline Circulation Hysteresis: A Model Intercomparison », *Geophysical Research Letters*, 32, L23605.
- Ramstein, G. *et al.* (2007), « How Cold Was Europe at the Last Glacial Maximum? A Synthesis of the Progress Achieved since the First PMIP Model-Data Comparison », *Climate of the Past*, 3, pp. 331-339.
- Roche, D. et Paillard, D. (2005), « Modelling the Oxygen-18 and Rapid Glacial Climatic Events: a Data - Model Comparison », *C. R. Geoscience*, 337, pp. 928-934.
- Schneider von Deimling, T. *et al.* (2006), « Climate Sensitivity Estimated from Ensemble Simulations of Glacial Climate », *Climate Dynamics*, 27, pp. 149-163.
- Sellers, W. (1969), « A Global Climatic Model Based on the Energy Balance of the Earth-Atmosphere System », *Journal of Applied Meteorology*, 8, pp. 392-400.
- Stein, U. et Alpert, P. (1993), « Factor Separation in Numerical Simulations », *Journal of the Atmospheric Sciences*, 50, pp. 2107-2115.
- Sturm, C. *et al.* (2007), « Simulation of the Stable Water Isotopes in Precipitation over South America: Comparing Regional to Global Circulation Models », *Journal of Climate*, 20, pp. 3730-3750.
- Stommel, H. (1961), « Thermohaline Convection with Two Stable Regimes of Flow », *Tellus*, 13, pp. 224-230.

- Welander, P. (1982). « A Simple Heat Salt Oscillator », *Dynamics of Atmosphere and Oceans*, 6, pp. 233-242.
- Wu, H. *et al.* (2007), « Climatic Changes in Eurasia and Africa at the Last Glacial Maximum and Mid-Holocene: Reconstruction from Pollen Data Using Inverse Vegetation Modelling », *Climate Dynamics*, 29, pp. 211-229.

Chapitre 5

Le climat au Précambrien

Yves GODDÉRIS, *Géoscience Environnement Toulouse, CNRS-Université de Toulouse III, UMR 5563, Toulouse, France.*

Gilles RAMSTEIN, *Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement, CNRS-CEA, UMR 8212, Gif-sur-Yvette, France.*

Guillaume LE HIR, *Institut de Physique du Globe, CNRS-Université Pierre et Marie Curie, UMR 7154, Paris, France.*

Le Précambrien couvre plus de 88 % de l'histoire de la Terre (voir échelle stratigraphique, chapitre 2). Il débute avec la formation de la Terre il y a 4,6 milliards d'années (Ga) et s'achève il y a 542 millions d'années (International Stratigraphic Chart, www.stratigraphy.org). Il se subdivise en deux grands éons : l'Archéen (entre 4 et 2,5 Ga) et le Protérozoïque (de 2,5 à 0,542 Ga). L'*International Commission on Stratigraphy* propose également l'ajout d'un éon supplémentaire, l'Hadéen, couvrant les 600 premiers millions d'années de l'histoire de notre planète. Néanmoins, cet éon reste informel étant donné qu'aucune roche pré-archéenne n'est observable aujourd'hui. Les roches les plus vieilles sont en effet datées à 4 milliards d'années (datation U/Pb sur des zircons). Il s'agit des gneiss d'Acasta dans la province des Esclaves, au Canada. Les deux éons formels du Précambrien se subdivisent en ères. En particulier, le Protérozoïque contient trois ères : le Paléoprotérozoïque (2,5 à 1,6 Ga), le Mésoprotérozoïque (1,6 à 1,0 Ga) et le Néoprotérozoïque (1,0 à 0,542 Ga).

On trouve aujourd'hui des affleurements de l'Archéen sur tous les continents. Parmi les plus grands, deux fragments de continents d'une taille supérieure à $0,5 \times 10^6$ km² ont été identifiés : les cratons de Kaapvaal (Afrique du Sud) et de Pilbara (Australie). Ils sont âgés d'environ 3,6 à 2,9 Ga. Enfin, le Précambrien a été le témoin de plusieurs grands événements de l'histoire de la Terre. Parmi ceux-ci, on trouve le démarrage de la tectonique des plaques, l'apparition de la biosphère dès 3,5 milliards d'années au moins, la croissance

rapide des surfaces continentales entre 3,2 à 2,6 milliards d'années et la croissance de la pression partielle d'oxygène dans l'atmosphère vers 2,3 Ga.

5.1 Les indicateurs climatiques

L'évolution climatique de la Terre au cours du Précambrien est très mal connue. Le nombre d'indicateurs est très restreint. D'un part, les données sédimentologiques sont difficiles à interpréter, étant donné l'âge très ancien de ces sédiments qui ont généralement été remaniés. Ensuite, les données paléontologiques sont quasiment inexploitable en termes de reconstructions climatiques. Elles sont très parcellaires et ne représentent qu'une biosphère monocellulaire très simple, qu'il est difficile de mettre en relation avec une évolution environnementale quelconque. Enfin, les données isotopiques mesurées sur les sédiments ont généralement mal conservé le signal climatique original, ayant été très souvent soumises à des perturbations post-dépôts (diagenèse en particulier). D'un point de vue quantitatif, deux signaux isotopiques ont été utilisés avec plus ou moins de succès : le $\delta^{18}\text{O}$ mesuré sur des sédiments siliceux (cherts) dès les années 1970 (Knauth et Epstein, 1976 [18]), et plus récemment le rapport $\delta^{30}\text{Si}$, toujours mesuré sur les mêmes cherts (Robert et Chaussidon, 2006 [28]).

La précipitation d'opale (SiO_2) au cours de l'Archéen a été massive. Les raisons de cette précipitation massive sont inconnues. Elle a pu se produire par l'intermédiaire d'une activité biologique ou directement de manière abiotique à partir de l'océan saturé en silice. Enfin, cette opale a pu être produite lors de la stabilisation des minéraux argileux sur le fond marin ou encore être dérivée de l'altération de verres volcaniques. Elle a été par la suite soumise à la diagenèse et se présente aujourd'hui sous l'aspect de roches sédimentaires siliceuses appelées cherts. Les compositions isotopiques de l'oxygène ($\delta^{18}\text{O}$) de ces cherts montrent des valeurs de plus en plus appauvries en isotope lourd quand on remonte dans le temps, jusqu'à atteindre la valeur de 16 ‰ rapport au standard international SMOW, il y a 3 Ga (Fig. 5.1).

Tout comme pour les carbonates, le $\delta^{18}\text{O}$ de la silice est une fonction de la température et du $\delta^{18}\text{O}$ de l'eau au sein de laquelle la silice a précipité :

$$1000 \ln \alpha = \left(3,09 \times \frac{10^6}{T(K)^2} \right) - 3,29 \quad (5.1)$$

où le facteur de fractionnement

$$\alpha = \frac{1000 + \delta^{18}\text{O}_{\text{chert}}(\text{SMOW})}{1000 + \delta^{18}\text{O}_{\text{water}}(\text{SMOW})}. \quad (5.2)$$

ln désigne son logarithme népérien, et $\delta^{18}\text{O}_{\text{water}}$ est le $\delta^{18}\text{O}$ de l'eau à partir de laquelle les cherts ont précipité.

Appliqué aux cherts, dans l'hypothèse où la composition isotopique de l'eau de mer serait assez voisine de celle d'aujourd'hui, ce paléothermomètre

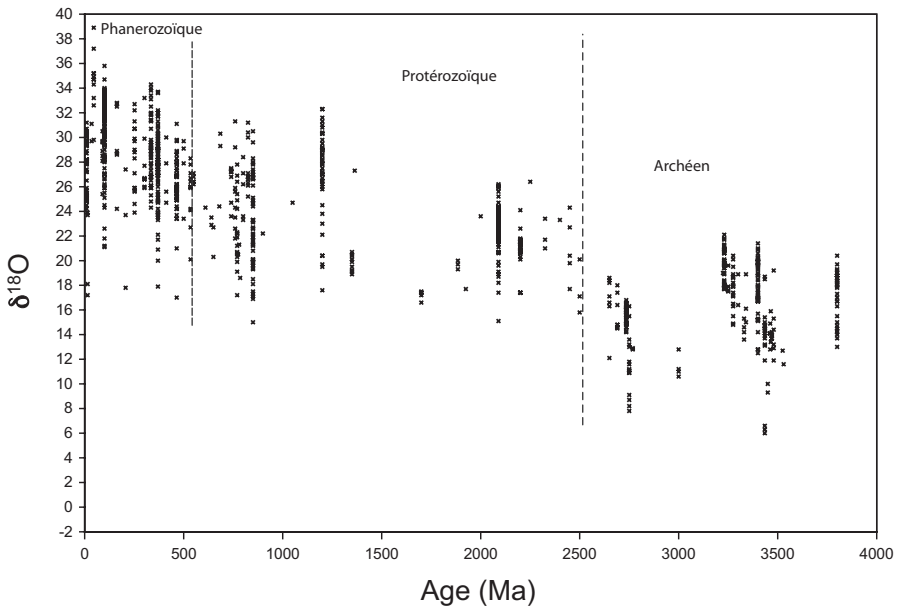


FIG. 5.1 – Le $\delta^{18}\text{O}$ de l'océan précambrien mesuré sur les cherts.

prédit des températures T de l'eau à partir desquelles les cherts ont précipité voisins de $85\text{ }^\circ\text{C}$ il y a 3 Ga , et de $50\text{ }^\circ\text{C}$ à la limite Précambrien-Cambrien.

De telles températures sont soit la marque d'océans effectivement très chauds, soit la conséquence d'une altération post-dépôts des cherts par des fluides météoriques ou hydrothermaux, auquel cas elles n'ont pas de valeur climatique. La question reste ouverte car le signal isotopique $\delta^{18}\text{O}$ est particulièrement sensible à la diagenèse. Une troisième hypothèse a été formulée plus récemment : elle suppose que le $\delta^{18}\text{O}$ de l'eau de mer était très inférieur à sa valeur actuelle, en raison de processus tectoniques. Dans ces conditions, les températures de l'eau de mer auraient pu être semblables à l'actuel. Malheureusement, il n'existe aucune contrainte sur le $\delta^{18}\text{O}$ de l'eau de mer pendant l'Archéen. Les auteurs prennent généralement le parti de supposer ce rapport constant dans le temps, à la valeur de $-1\text{ }‰$ par rapport au SMOW, calculée à partir de celui de l'océan actuel qui aurait reçu l'eau de fonte de toutes les calottes de glace continentales. Cette valeur est le résultat de l'équilibre supposé exister entre l'appauvrissement de l'eau de mer en ^{18}O résultant des interactions eau/lithosphère à basse température, et son enrichissement en ^{18}O lors des interactions eau/lithosphère à haute température dans les systèmes hydrothermaux. Des travaux récents (Kasting *et al.*, 2006 [16]) suggèrent que le rapport $\delta^{18}\text{O}$ pourrait avoir été nettement plus faible ($-9\text{ }‰$ par rapport au SMOW) pendant l'Archéen et le Protérozoïque. L'argumentation repose sur le fait que les océans archéens ont probablement été moins profonds que

les océans actuels. Il en résulte une colonne d'eau moins épaisse au-dessus des dorsales océaniques avant 800 Ma, ce qui implique une réduction de la pression hydrostatique dans les systèmes hydrothermaux. Cette baisse de pression a pu limiter la pénétration de l'eau de mer à grande profondeur dans les dorsales, réduisant ainsi le gain en ^{18}O de l'eau de mer par l'altération à haute température de la croûte océanique ($T > 350\text{ °C}$). Cette réduction du flux à haute température entraîne le déséquilibre du cycle de l' ^{18}O dans le système océan-atmosphère, et sa stabilisation à des valeurs plus basses que l'actuel. Si ce scénario s'avère exact, la température de l'eau telle que déduite des données $\delta^{18}\text{O}$ sur cherts pourrait être nettement plus basse. Kasting et Howard (Kasting et Howard, 2006 [15]) plaident en faveur de climats fini-archéens et protérozoïques « modérés ».

Un élément supplémentaire a été ajouté à ce débat par Robert et Chaussidon (Robert et Chaussidon, 2006 [28]) qui ont mesuré la composition isotopique du silicium ($\delta^{30}\text{Si}$) de cherts précambriens, nettement moins sensible à la diagenèse que le $\delta^{18}\text{O}$. Traduites en termes de température (ce qui nécessite l'utilisation d'un modèle du cycle du silicium et donc des hypothèses supplémentaires), ces données suggèrent des températures de l'ordre de 70 °C il y a 3 Ga, et de 20 °C il y a 800 millions d'années, confirmant les températures très élevées dans le passé lointain.

Reste un problème potentiellement majeur : les conditions de formation des cherts précambriens sont inconnues. Néanmoins, ces résultats montrant un refroidissement progressif de l'eau de mer depuis des valeurs très élevées semblent avoir été confirmés récemment par une méthode totalement indépendante, basée sur la résurrection de protéines d'organismes unicellulaires archéens à l'aide de méthodes d'analyses phylogénétiques et statistiques (Gaucher *et al.*, 2008 [8]).

Enfin, indépendamment de tout débat autour de la température de la surface terrestre à l'Archéen/Protérozoïque, les $\delta^{18}\text{O}$ des cherts montrent une augmentation importante à la fin de l'Archéen, entre 2,7 et 2,5 Ga (environ 10 ‰), suggérant un refroidissement rapide des océans d'environ 20 °C (Fig. 5.2).

5.2 La théorie du paléothermostat

En 1981, Walker, Hays et Kasting publient un article fondateur exposant les raisons pour lesquelles le climat est resté relativement stable (dans une gamme de températures permettant à l'eau de rester à l'état liquide) à l'échelle du million au milliard d'années (Walker *et al.*, 1981 [30]). Cette étude était menée en vue de résoudre le paradoxe du Soleil jeune ou Soleil pâle. Les modèles d'évolution stellaire prédisent l'évolution de la constante solaire au cours de l'histoire de la Terre et permettent de calculer qu'au cours de l'Archéen, celle-ci aurait été 20 à 30 % plus faible qu'aujourd'hui. Dans ces conditions, la Terre aurait dû être totalement englacée, ce que contredisent

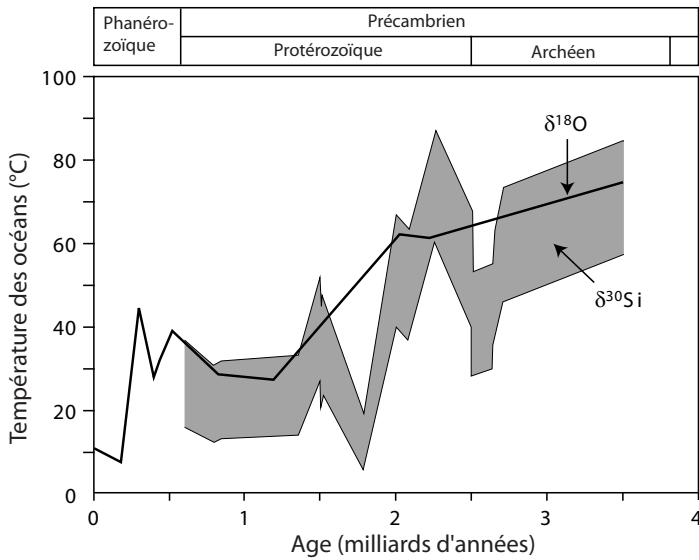


FIG. 5.2 – Température de l'océan reconstruite à partir du $\delta^{30}\text{Si}$ et du $\delta^{18}\text{O}$ des cherts précambriens.

les données isotopiques permettant d'estimer la température des enveloppes fluides de la Terre.

Le temps de résidence du contenu exosphérique en carbone (c'est-à-dire tout le carbone contenu dans l'océan, la biosphère et l'atmosphère) est de l'ordre de 200 000 ans, très bref au regard des processus géologiques que sont l'enfouissement de carbone sédimentaire et l'altération continentale (François and Goddérès, 1998 [7]). Cette valeur donne une indication du temps moyen passé par un atome de carbone qui entre dans le système océan-atmosphère par dégazage volcanique par exemple, avant d'en sortir via les dépôts sédimentaires. Ce temps de réponse est très court à l'échelle géologique. Si l'histoire de la Terre était condensée en une journée, le contenu complet en carbone de l'océan et l'atmosphère serait recyclé environ toutes les 3 secondes. Ce temps de réponse très court est évidemment lié à la petite taille du réservoir exosphérique de carbone (3×10^{18} moles) et aux flux d'échanges de matière (de l'ordre de 10^{12} à 10^{13} moles de carbone par an) entre ce réservoir et les réservoirs géologiques. Les implications de ce court temps de résidence sont importantes en terme climatique. Tout déséquilibre entre les flux d'entrées de carbone (par exemple, le dégazage de la Terre solide) et les flux de sorties (la consommation de CO_2 par l'altération des silicates, par exemple) qui se prolongerait sur quelques millions d'années (échelle courte au regard de l'histoire de la Terre) provoquerait des fluctuations gigantesques (plusieurs ordres de grandeur) du contenu atmosphérique en gaz carbonique, avec des conséquences dramatiques

pour le climat. De telles fluctuations ne se sont pas produites dans l'histoire de la Terre, mis à part quelques épisodes isolés de glaciations globales à la fin du Protérozoïque. Les flux d'entrées et de sorties de carbone doivent donc être proches de l'équilibre à l'échelle des temps géologiques, de 10^6 à 10^9 années (voir François et Goddérès (1998) [7] pour un développement mathématique complet).

Le cycle du carbone à l'échelle du million d'années est décrit sur la figure 5.3. Seuls les flux géologiques sont pris en compte, tous les recyclages rapides (flux biosphériques et interface océan-atmosphère) sont négligés.

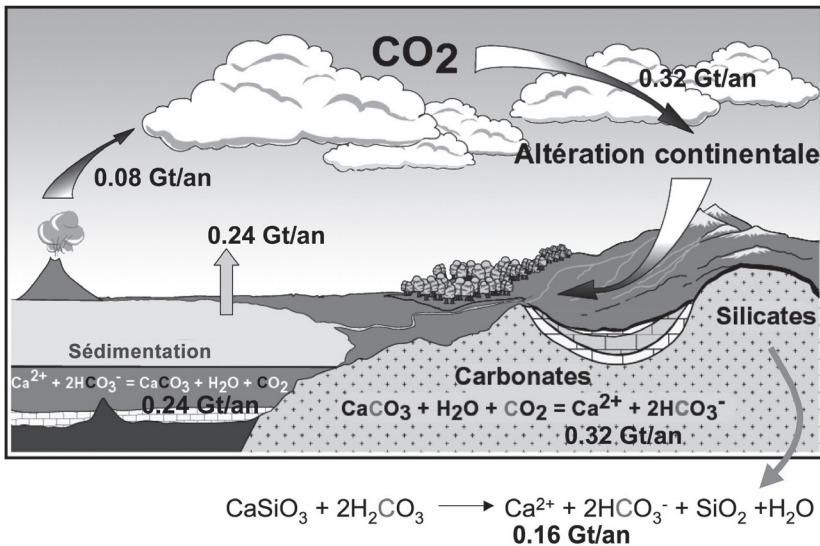


FIG. 5.3 – Le cycle exosphérique du carbone à l'échelle du million d'années.

Les flux d'entrées dans le système océan-atmosphère sont le dégazage de la Terre solide au niveau des volcans F_{vol} et des dorsales océaniques F_{MOR} , la dissolution des carbonates continentaux qui transfère du carbone de la croûte continentale vers l'océan sous forme dissoute HCO_3^- F_{cw} , et l'oxydation des anciens composés organiques sédimentaires exposés à l'atmosphère F_{ow} (les *black shales* par exemple, qui sont des sédiments très riches en matière organique déposés lors d'épisodes d'anoxie océanique à grande échelle, et qui sont exposés à l'atmosphère par l'activité tectonique) :

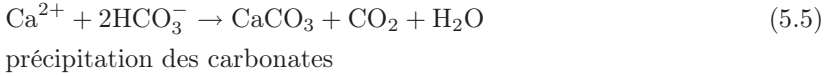


dissolution des carbonates continentaux par l'acide carbonique



oxydation du carbone organique sédimentaire.

Les puits sont représentés par la précipitation de minéraux carbonatés F_{cd} sur les fonds océaniques ou sur les plateformes continentales, via l'entremise ou non de la biocalcification, et l'enfouissement de carbone organique dans les sédiments F_{od} , à la fois en milieu continental et marin.

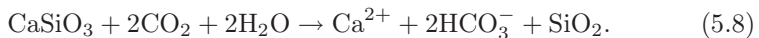


L'équilibre à long terme du cycle du carbone, requis d'un point de vue mathématique à cause du temps de résidence faible dans le système exosphérique, se traduit par la quasi égalité suivante, qui doit être vérifiée sur des échelles de l'ordre du million d'années pour assurer une relative stabilité du climat :

$$F_{\text{vol}} + F_{\text{MOR}} + F_{\text{cw}} + F_{\text{ow}} \approx F_{\text{cd}} + F_{\text{od}}. \quad (5.7)$$

Les petits écarts à cette quasi égalité seraient susceptibles d'expliquer les fluctuations climatiques, qui peuvent être aussi importantes que la mise en place de la glaciation Permo-Carbonifère ou l'optimum climatique du Crétacé moyen. En général, sous l'effet des forçages géologiques, ces déséquilibres sont deux ordres de grandeur plus petits que les flux eux-mêmes (François et Goddérés, 1998 [7]). Mais ce quasi équilibre nécessite une base physique, ce que la théorie du paléothermostat décrite ci-dessous fournit.

Le flux d'altération des silicates F_{sw} n'apparaît pas dans le bilan de carbone car la croûte continentale silicatée n'en contient pas de manière significative. Par contre, ce flux consomme effectivement du carbone exosphérique :



Cette réaction est une réaction générique, le minéral silicaté (ici la Wollastonite) considéré étant peu abondant à la surface de la Terre, mais elle rend compte du budget de l'altération et est donc illustrative du propos. Les ions Ca^{2+} et HCO_3^- sont emmenés à l'océan par les rivières. Si l'océan est saturé par rapport aux minéraux carbonatés, cet apport d'alcalinité va provoquer la précipitation de carbonates de calcium (équation (5)), et donc le stockage d'un carbone exosphérique dans l'enveloppe sédimentaire de la Terre. Les apports d'alcalinité à l'océan sont donc représentés par l'altération des silicates et des carbonates, alors que la perte d'alcalinité est liée à la précipitation des carbonates. Le temps de réponse du cycle de l'alcalinité à toute perturbation géologique est de l'ordre de 3 000 ans, en lien direct avec le temps de mélange de l'océan qui contraint le temps de réponse de l'alcalinité de l'océan global à toute perturbation (François et Goddérés, 1998 [7]). On a donc à nouveau la quasi égalité :

$$F_{\text{sw}} + F_{\text{cw}} \approx F_{\text{cd}}. \quad (5.9)$$

La combinaison des équations (7) et (9) donne la quasi égalité suivante :

$$F_{\text{vol}} + F_{\text{MOR}} + F_{\text{ow}} \approx F_{\text{sw}} + F_{\text{od}}. \quad (5.10)$$

Si on néglige l'existence de déséquilibres dans le sous cycle organique du carbone ($F_{\text{ow}} = F_{\text{od}}$, ce qui est une hypothèse forte), on obtient :

$$F_{\text{vol}} + F_{\text{MOR}} \approx F_{\text{sw}}. \quad (5.11)$$

La théorie du paléothermostat explique les raisons physiques de cette égalité en se basant sur deux hypothèses : d'une part, l'altération des roches silicatées continentales dépend du climat et, en particulier, de la température et du ruissellement continental. D'autre part, le CO_2 atmosphérique est supposé être le gaz à effet de serre contrôlant le climat au premier ordre.

Concernant l'altération des silicates, l'intuition de Walker *et al.* (1981) [30], basée sur des mesures de taux de dissolution de minéraux silicatés en laboratoire, a été largement vérifiée en milieu naturel. Le flux de consommation de CO_2 atmosphérique par l'altération des silicates a été mesuré sur un grand nombre de bassins versants monolithologiques silicatés, à la fois granitiques (F_{gra}) et basaltiques (F_{bas}). Il augmente avec la température T et avec le ruissellement continental R suivant les lois suivantes :

$$F_{\text{gra}} = k_{\text{gra}} R \exp \left[-\frac{48\,200}{R} \left(\frac{1}{T} - \frac{1}{T_0} \right) \right] \quad (5.12)$$

$$F_{\text{bas}} = k_{\text{bas}} R \exp \left[-\frac{42\,300}{R} \left(\frac{1}{T} - \frac{1}{T_0} \right) \right] \quad (5.13)$$

où les flux sont exprimés en moles de CO_2 consommées par m^2 de surface continentale et par an. L'équation approchée (11) peut donc s'écrire :

$$\begin{aligned} F_{\text{vol}} + F_{\text{MOR}} = & A_{\text{gra}} k_{\text{gra}} R \exp \left[-\frac{48\,200}{R} \left(\frac{1}{T} - \frac{1}{T_0} \right) \right] \\ & + A_{\text{bas}} k_{\text{bas}} R \exp \left[-\frac{42\,300}{R} \left(\frac{1}{T} - \frac{1}{T_0} \right) \right] \end{aligned} \quad (5.14)$$

où A_{gra} et A_{bas} sont les aires continentales où des granites ou basaltes sont affleurants. Si, pour une raison quelconque liée à la géologie interne, le dégazage de la Terre solide augmente, il faut une augmentation de la température et du ruissellement pour maintenir la balance du cycle du carbone. Cette augmentation se fait naturellement par l'accroissement de la teneur en CO_2 dans l'atmosphère, en réponse à l'augmentation du dégazage. En raison de sa dépendance par rapport au climat, et parce que le CO_2 est un gaz à effet de serre, l'altération des silicates continentaux va donc traquer et compenser les fluctuations du dégazage volcanique de CO_2 au cours du temps et ainsi empêcher des fluctuations énormes du climat terrestre.

La théorie du paléothermostat est particulièrement pratique pour expliquer l'absence de glaciations globales de longue durée au cours de l'Archéen, quand la constante solaire était 20 à 30 % plus faible qu'à l'actuel. Le climat plus froid qui résulte de l'apport moindre d'énergie solaire entraînait un ralentissement de la consommation de CO_2 par altération des silicates continentaux et donc une croissance de la pression de CO_2 dans l'air. Le réchauffement induit continuera jusqu'à ce que l'altération des silicates équilibre à nouveau le dégazage de la Terre solide. Néanmoins, le CO_2 n'est probablement pas le seul gaz à effet de serre impliqué, ce qui complique la théorie du paléothermostat.

Le méthane, par exemple, est un gaz moins abondant mais plus efficace que le CO_2 en termes d'effet de serre. La pression de méthane résulte de l'équilibre entre son terme de production (méthanogénèse) et son terme de destruction (oxydation par les radicaux OH). En fait, tout excès de méthane par rapport à l'équilibre est peu stable et se branche sur le paléothermostat du CO_2 , car une injection brutale de méthane s'oxyde assez rapidement en CO_2 .

5.3 Les grands événements climatiques du Précambrien

5.3.1 De 4,5 à 2,4 Ga

En l'absence d'indicateurs présentant la résolution nécessaire, l'histoire climatique du Précambrien est essentiellement reconstruite par la modélisation numérique.

Il y a 3 à 4 Ga, la constante solaire était 30 % plus faible qu'à l'actuel. Dans ces conditions, des teneurs en gaz à effet de serre extrêmement élevées sont requises pour éviter une glaciation globale prolongée, qui n'est pas observée sur les socles rocheux de l'époque et dans les sédiments préservés. Le NH_3 , proposé initialement, n'est pas un candidat efficace car il est rapidement détruit par photolyse. Ce n'est pas le cas du CO_2 . Au moins 0,3 bar de CO_2 sont requis dans l'atmosphère pour contrecarrer la faible constante solaire (Pavlov *et al.*, 2000 [25]). Les raisons de l'existence de très hauts niveaux de CO_2 sont liées à la théorie du paléothermostat impliquant l'altération des silicates continentaux (Walker *et al.*, 1981 [30]). La constante solaire plus faible force le climat vers des conditions plus froides. Ceci limite la consommation de CO_2 par l'altération des silicates et permet à la teneur en CO_2 de l'air de croître jusqu'au moment où le climat devient suffisamment chaud et humide pour stabiliser l'altération des silicates au point de compenser le dégazage de la Terre solide, ce qui conduit à équilibrer le cycle exosphérique du carbone. De plus, comme ce dégazage est suspecté d'avoir été nettement plus intense dans ce passé lointain, suite à la dissipation de la chaleur interne du globe terrestre, la teneur en CO_2 de l'air sera fixée à une valeur élevée, nécessaire pour assurer une forte érosion chimique des silicates.

Néanmoins, l'absence de sidérite (FeCO_3) dans les paléosols archéens suggère un plafond maximum de 0,015 bar de CO_2 dans l'atmosphère (voir références dans Catling et Claire (2005) [3]). Un autre gaz à effet de serre est donc nécessaire et le méthane peut avoir joué ce rôle. Les bactéries méthanogènes sont probablement parmi les premiers organismes à avoir évolué à la surface de la Terre, et elles devaient constituer une part importante de la biosphère primitive dès 3,5 Ga. Avant 3,5 Ga, les dorsales océaniques ont probablement dégazé plus de méthane qu'aujourd'hui vers l'atmosphère prébiotique, étant donné l'état plus réduit du manteau à cette époque (Kump *et al.*, 2001 [19]). L'absence virtuelle d'oxygène dans l'atmosphère avant 2,2 à 2,3 Ga permet au méthane de s'y accumuler, probablement jusqu'à des rapports de mélange proches de 1,6 ppmv, valeur mille fois plus élevée que l'actuelle. Le temps de résidence du méthane dans l'air était aussi vraisemblablement mille fois plus grand qu'actuellement, parce que, dans cette atmosphère peu oxydante, les radicaux OH produits par photolyse de l'eau réagissaient avec H_2 . En conséquence, la température à la surface de la Terre pouvait avoir atteint 85 °C (Kasting et Howard, 2006 [15]).

Les rapports CH_4/CO_2 sont probablement restés nettement inférieurs à 1 jusqu'à 3,0 Ga, empêchant la formation d'une brume de composés organiques dans l'atmosphère (Lowe et Tice, 2004 [21]). Par contre, dans l'intervalle 3,0 à 2,7 Ga, le niveau de CO_2 atmosphérique a pu être considérablement réduit, suite à la croissance de la croûte continentale particulièrement active à cette époque. La croûte continentale a probablement atteint 60 % de sa taille actuelle il y a 3 à 2,9 Ga, alors qu'avant 3,2 Ga, elle n'en représentait que 10 %. En réponse à cet accroissement de la surface des continents, l'altération des silicates s'est accrue, forçant le niveau de CO_2 atmosphérique à diminuer (Goddéris et Veizer, 2000 [10]; Lowe et Tice, 2004 [21]). La température moyenne de la surface du globe a chuté de 10 °C (Goddéris et Veizer, 2000 [10]), en même temps que le rapport CH_4/CO_2 augmentait, permettant la formation d'une brume de composés organiques autour de la Terre (Lowe et Tice, 2004 [21]). Il en est résulté un renforcement du refroidissement avant la lente compensation du paléothermostat. Des traces de glaciations sont effectivement observées dans les supergroupes de Pongola et de Witwatersrand en Afrique du Sud et dans les schistes verts de Berlingue au Zimbabwe, toutes ces formations datant de $\sim 2,9$ Ga (Fig. 5.4).

5.3.2 Le grand événement d'oxydation (GEO)

L'événement géochimique et climatologique marquant du début du Protérozoïque est l'oxygénation de l'atmosphère. Les biomarqueurs indiquent que les premiers organismes photosynthétiques sont présents dès 2,7 Ga. L'oxygène atmosphérique commence vraisemblablement à croître aux alentours de 2,3 Ga. En 100 à 200 millions d'années, la pression d'oxygène passe de 10^{-5} bar à 2×10^{-2} bar (Catling et Claire, 2005 [3]). Le $\delta^{13}\text{C}$ des carbonates sédimen-

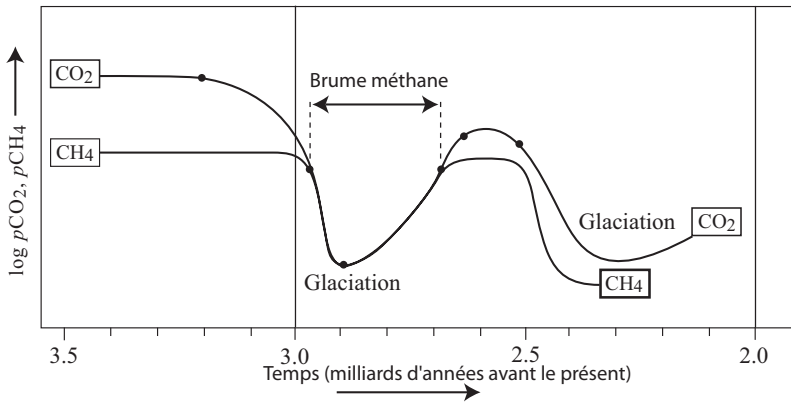


FIG. 5.4 – Courbe qualitative montrant l'évolution de la concentration en CO_2 et CH_4 atmosphérique à la fin de l'Archéen.

taires (Fig. 5.5) montre à cette époque une excursion majeure de plus de 10 ‰ (voir références dans Catling et Claire, 2005 [3]).

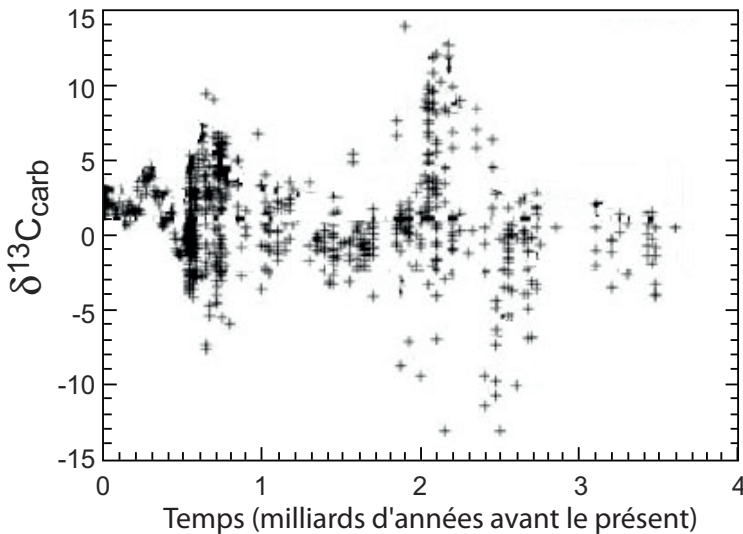


FIG. 5.5 – Évolution du $\delta^{13}\text{C}$ des carbonates précambriens.

Cet accroissement du $\delta^{13}\text{C}$ est généralement interprété comme le résultat d'un enfouissement très important de carbone organique ; cet enfouissement a été responsable d'un déséquilibre dans le cycle du carbone : les matières organiques, très pauvres en ^{13}C n'étaient plus dégradées, tandis que les organismes photosynthétiques continuaient à pomper du gaz carbonique très appauvri

en ^{13}C , provoquant un accroissement du $\delta^{13}\text{C}$ du CO_2 atmosphérique (réflété dans le $\delta^{13}\text{C}$ des carbonates) et une augmentation de la teneur en O_2 de l'atmosphère (l'oxygène créé par la photosynthèse n'étant pas entièrement consommé lors de la dégradation de la matière organique car la préservation de celle-ci augmente). La question du budget de l'oxygène au Paléoprotérozoïque est toujours débattue à ce jour, en particulier le rôle d'une possible diminution de la quantité de gaz réduit dégazé par le manteau (voir références dans Catling et Claire, 2005 [3]). Mais l'accumulation d' O_2 entre 2,3 et 2,1 Ga ne fait aucun doute (Catling et Claire, 2005 [3]). Le GEO est également enregistré par les variations de la composition isotopique en fer de pyrites sédimentaires d'âge compris entre 2,6 et 1,8 Ga, suspectée d'être reliée à la composition isotopique de l'eau de mer (Fig. 5.6). Le $\delta^{56}\text{Fe}$ de ces sédiments présente des valeurs très dispersées avant 2,3 Ga, mais cette dispersion se réduit considérablement après 2,3 Ga. Ces changements sont interprétés par l'existence d'un océan riche en fer alimenté par les sources hydrothermales (à l'état de fer dissous Fe^{2+}) avant 2,3 Ga, et qui se vide épisodiquement d'une certaine quantité de son fer lors de la précipitation d'oxydes de fer se produisant dans des remontées d'eau profonde (*upwellings*) épisodiques, entraînant l'eau vers des zones plus ou moins oxygénées. Cette précipitation soustrait de préférence l'isotope 56 du fer ; ce processus de précipitation fractionnée du fer est donc capable de modifier la composition isotopique $\delta^{56}\text{Fe}$ de l'océan profond tant que tout le fer emporté par les *upwellings* n'a pas précipité et qu'une partie revient dans l'océan profond. Après 2,3 Ga et le GEO, l'océan protérozoïque est stratifié, caractérisé par une zone de surface oxygénée en permanence et de manière globale et un océan profond anoxique. Cette configuration autorise la précipitation de la totalité du Fe^{2+} d'origine hydrothermale qui remonte avec les *upwellings* (formations de fer rubanées) (voir références dans Catling et Claire, 2005 [3]). De cette manière, la composition isotopique de l'océan profond n'est plus affectée, puisque tout le fer emmené par les *upwellings* a précipité, et elle se stabilise entre 0 et 1 ‰. Enfin, des données récentes utilisant le fractionnement indépendant de la masse des isotopes du soufre $\Delta^{33}\text{S}$ confirment une oxydation progressive des enveloppes superficielles à partir de 2,4–2,3 Ga (Papineau *et al.*, 2007 [23]).

Les conséquences climatiques du GEO sont importantes. Le temps de résidence du méthane dans l'atmosphère décroît alors fortement et la concentration de CH_4 atmosphérique tombe probablement aux alentours de 300 à 100 ppmv, soit une diminution d'un facteur 5 à 16 en comparaison des valeurs archéennes. Il en résulte un refroidissement important que le bas niveau de CO_2 ne peut immédiatement compenser. Les glaciations huroniennes se mettent en place, le temps pour le paléothermostat de laisser la pression partielle en CO_2 remonter. Cette phase glaciaire majeure peut avoir comporté au moins un épisode de glaciation totale, mais les données paléomagnétiques sur la position des masses continentales restent peu abondantes et difficiles à interpréter. Des études paléomagnétiques récentes montrent néanmoins que la

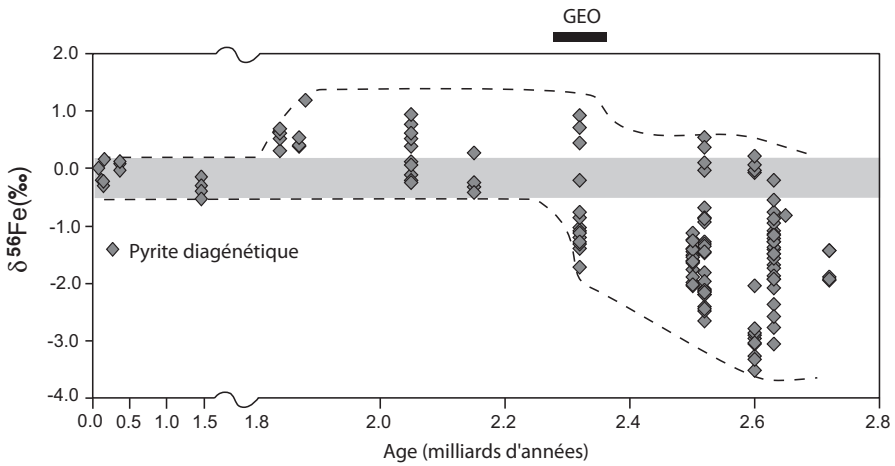


FIG. 5.6 – Le $\delta^{56}\text{Fe}$ des sédiments précambriens.

glaciation huronienne était probablement équivalente aux glaciations « standards » du Quaternaire.

5.3.3 Le Protérozoïque

Après les glaciations huroniennes, la surface de la Terre semble soumise à un climat chaud persistant sur la quasi totalité du Protérozoïque, soit pendant environ 1 milliard d'années. À ce jour, aucune trace de glaciation n'a été découverte dans l'intervalle 2 à 0,8 Ga. La mesure du $\delta^{13}\text{C}$ sur des acrytarches (microfossiles vestiges des kystes d'organismes eucaryotes photosynthétiques) permet une estimation grossière du niveau de CO_2 atmosphérique. En effet, la différence entre ces rapports et le rapport moyen de carbonates océaniques (proche de 0 ‰) définit, moyennant quelques hypothèses, le fractionnement isotopique se produisant lors des réactions du cycle de Calvin intervenant dans la photosynthèse. Ce fractionnement est fonction, entre autres, de la pression de CO_2 dans les eaux et peut donc être relié à la pression de CO_2 atmosphérique. Il y a 1,4 Ga, le niveau de CO_2 était de l'ordre de 10 à 200 fois le niveau préindustriel, soit 2 800 à 56 000 cm^3 de CO_2 par m^3 d'air (Kaufman et Xiao, 2003 [17]).

Le niveau de méthane protérozoïque est incertain. Le niveau d'oxygène (Fig. 5.7) devait avoisiner 5 % à 18 % de son niveau actuel, estimation basée sur la faible concentration en sulfate des carbonates marins protérozoïques (Pavlov *et al.*, 2003 [24]). Comme ces sulfates sont produits par l'oxydation des sulfures, leur faible abondance traduit une faible pression partielle d'oxygène. À partir de ces valeurs, Pavlov *et al.* (2003) [24] ont calculé une pression de méthane de l'ordre de 100 à 300 ppmv, en supposant une production de CH_4

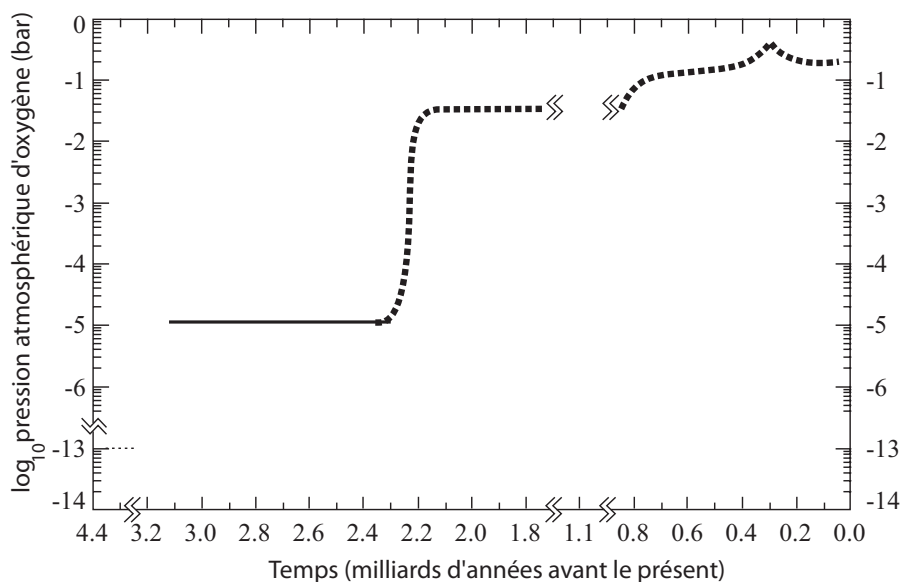


FIG. 5.7 – Histoire du niveau d'oxygène atmosphérique.

vingt fois plus importante que l'actuelle dans les bassins océaniques anoxiques profonds. La température de la surface est incertaine, les $\delta^{18}\text{O}$ des cherts suggérant 50°C à la fin du Précambrien. Comme nous l'avons vu plus haut, ces hautes valeurs restent discutables. Pour maintenir une température moyenne de 15°C à la surface de la Terre, 300 PAL de CO_2 sont nécessaires vers 2 Ga, et seulement 10 PAL vers 0,6 Ga (1 PAL = une fois le niveau atmosphérique actuel, ou *present atmospheric level*).

5.3.4 La fin du Protérozoïque : les glaciations globales

Après plus d'un milliard d'années d'absence de glaciations, la fin du Protérozoïque (le Néoprotérozoïque, 900 à 543 Ma) est marqué par les plus fortes glaciations de l'histoire de la Terre. Celles-ci sont suspectées avoir été globales, d'où le nom de glaciations « boule de neige ». Deux événements sont reconnus : le premier entre 723 et 667 Ma (glaciation sturtienne) et le second entre 667 et 634 millions d'années (glaciation marinoenne). Ils sont suivis d'un épisode glaciaire de plus faible intensité vers 583 Ma, comparable aux glaciations du Phanérozoïques (glaciation Gaskiers).

Les glaciations sturtienne et marinoenne présentent des caractéristiques particulières. 1) La paléolatititude des dépôts glaciaires est principalement située dans la zone intertropicale, ce qui implique une glaciation majeure, puisque la glace a atteint l'équateur (Evans, 2000 [6]). L'histogramme reportant la présence des dépôts glaciaires en fonction de la paléolatititude est

totalement atypique pour les glaciations « boule de neige ». Alors que cet histogramme montre un pic aux hautes latitudes pour toutes les glaciations phanérozoïques, ce pic est déplacé sur les basses latitudes pour les glaciations « boule de neige » (Evans, 2000 [6]). 2) Les dépôts glaciaires sont directement surmontés de dépôts de carbonates atypiques (cap carbonates), sans discontinuité, suggérant une transition extraordinairement rapide à l'échelle géologique entre un climat très froid et un climat très chaud (Hoffman *et al.*, 1998 [13]). Si la Terre a été couverte de glace, l'arrêt quasi total du cycle hydrologique a permis l'accumulation de CO₂ atmosphérique, suite au dégazage volcanique. Lorsque plus de 0,29 bar de CO₂ se sont accumulés dans l'atmosphère (Pierrehumbert, 2004 [26]), l'effet de serre devient tellement intense que la déglaciation est brutalement initiée. Un climat caractérisé par un super effet de serre succède au climat très froid. L'altération continentale redémarre et atteint rapidement un niveau important. L'arrivée massive d'alcalinité dans l'océan sursature celui-ci par rapport aux carbonates, ce qui explique la présence des dépôts de carbonates directement sur les dépôts glaciaires. 3) La réapparition des formations de fer rubanées (BIF) pendant et juste après la glaciation, alors que ceux-ci avait disparu au cours du Protérozoïque, aux environs de 1,8 Ga. Ce retour des BIF est compatible qualitativement avec la mise en place d'une banquise sur l'ensemble des océans, réduisant fortement le mélange vertical de l'océan et favorisant le développement de conditions anoxiques dans l'océan profond. Le Fe²⁺ émis au niveau des dorsales peut donc être transporté par les *upwellings* jusque dans l'océan de surface, où il précipite sous forme de BIF au contact de l'oxygène. 4) La présence d'un pic d'iridium dans les cap carbonates basaux suggère l'accumulation d'iridium (porté par les matières cosmiques tombant sur le sol) sur une banquise pendant 3 à 12 millions d'années et son inclusion dans les sédiments au moment de la débâcle glaciaire (Bodiselsitch *et al.*, 2005 [1]). C'est, à ce jour, l'une des meilleures estimations de la durée d'une glaciation « boule de neige ». 5) Le rapport isotopique $\delta^{13}\text{C}$ des cap carbonates est bien documenté surtout pour la glaciation « boule de neige » la plus récente (Fig. 5.8). Il est particulièrement bas, aux alentours de -3‰ en sortie de glaciation, pour atteindre des valeurs très basses au sommet des cap carbonates (-5‰) (Halverson *et al.*, 2005).

Dès 1998, Hoffman *et al.* [13] ont interprété cette valeur basse comme la marque d'un faible enfouissement de carbone organique, lui-même indicateur d'une productivité biologique considérablement ralentie dans les océans. En prenant le fractionnement isotopique du carbone au cours de la photosynthèse à -20‰ , la proportion de carbone enfoui sous forme de carbone organique par rapport à la sédimentation carbonée totale passe de 10 % à la base des cap carbonates à 0 % au sommet (chiffre à comparer à 25 % aujourd'hui). Ces faibles valeurs suggèrent une biosphère océanique très affectée par l'épisode glaciaire, ce qui est indicatif de son ampleur. Néanmoins, de nombreuses incertitudes restent encore concernant l'interprétation des cap carbonates. Elles

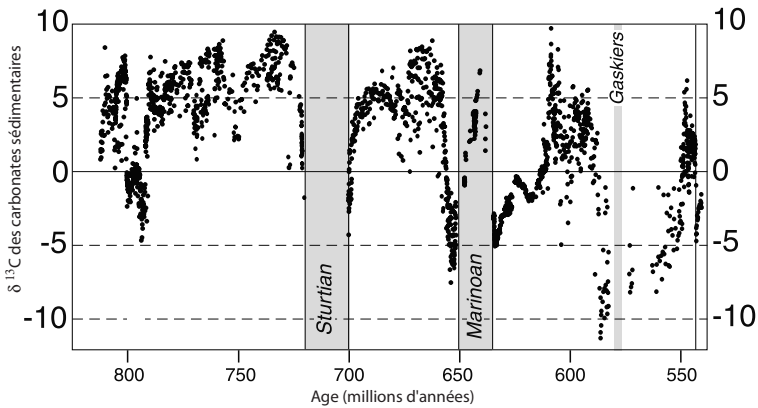


FIG. 5.8 – Évolution du $\delta^{13}\text{C}$ des carbonates sédimentaires à la fin du Protérozoïque. Les deux bandes grisées figurent les glaciations supposées être totales.

sont en grande partie liée au fait que les cap carbonates sont en fait des dolomies et que la cinétique de précipitation de celles-ci reste encore partiellement incomprise, mais semble être associée à des conditions générales d'anoxie et probablement à une activité bactérienne réduisant les sulfates à l'interface eau-sédiment.

5.3.5 L'entrée en glaciation

À l'aide de modèles couplant le climat et le cycle du carbone, Donnadiou *et al.* (2004) [5] ont montré que l'entrée en glaciation était intimement liée à la configuration continentales de la fin du Protérozoïque. À partir de 800 Ma, le super continent Rodinia (Fig. 5.9), situé en position équatoriale commence sa dislocation.

De nombreux épanchements basaltiques marquent le début du *rifting*. La mise en place de ces surfaces basaltiques hautement altérables provoque un accroissement de la consommation de CO_2 atmosphérique (Goddéris *et al.*, 2003 [9]). De plus, les blocs continentaux commencent leur dérive, mais restent confinés entre les latitudes 60°S et 60°N . La dislocation de la Rodinia augmente l'apport d'humidité sur les continents, ce qui favorise l'altération continentale. Cette altération augmente d'autant plus vite que de grandes surfaces continentales sont situées dans la zone de convergence intertropicale chaude et humide. La consommation de CO_2 s'accroît et la pression de CO_2 atmosphérique plonge. La seule dislocation de la Rodinia (Fig. 5.10) et l'augmentation de l'altération (Fig. 5.11) qui en résulte permettent d'expliquer une diminution du forçage radiatif de $6,85 \text{ W/m}^2$ et un refroidissement global de 8°C . À cet effet s'ajoute l'altération accrue des surfaces basaltiques fraîches qui sont, elles aussi, amenées dans les zones climatiques chaudes et humides,

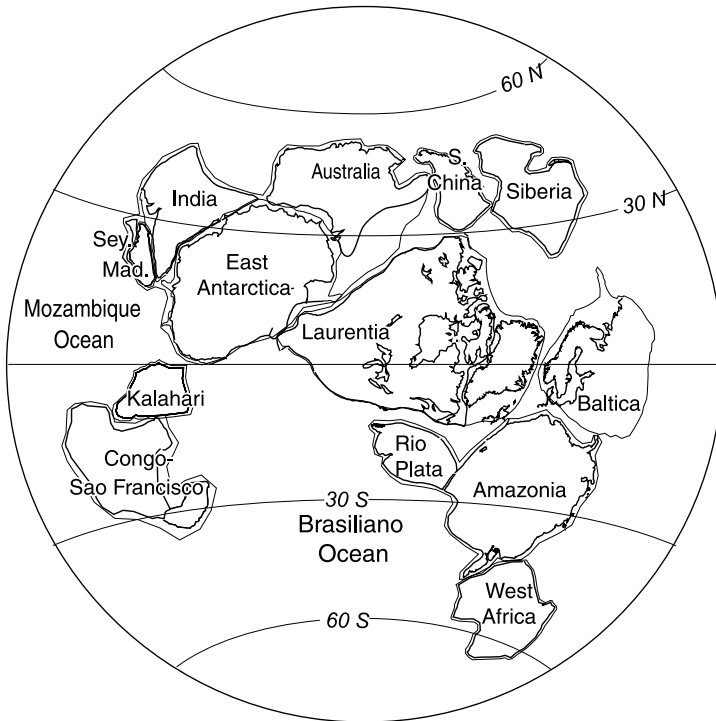


FIG. 5.9 – Le super continent Rodinia, il y a environ 800 millions d’années.

ce qui favorise leur altération (Goddéris *et al.*, 2003 [9]). C’est le cas en particulier de la province magmatique laurentienne (Donnadiou *et al.*, 2004 [5]). Les effets combinés de la baisse de la continentalité et de l’altération des surfaces basaltiques permettent au système de basculer en glaciation globale, en amenant la glace de mer jusqu’aux latitudes de 30°, limite à laquelle la rétroaction positive entre l’albédo, la couverture de glace et le refroidissement s’emballe. Le CO₂ atmosphérique passe de plus de 1 800 ppmv il y a 800 Ma, à l’époque de la Rodinia, à une valeur inférieure au seuil de glaciation globale, soit 250 ppmv.

L’hypothèse tectonique de l’entrée en glaciation à deux avantages :

1. Elle permet d’expliquer la persistance de climats froids, même en dehors des épisodes de « boules de neige » sur l’ensemble du Néoprotérozoïque, aussi longtemps que les continents sont en configuration dispersée le long de l’équateur. Cette configuration s’observe dans une fenêtre de 750 à 600 Ma (Torsvik *et al.*, 2001 [29]) et inclut donc les deux épisodes extrêmes.

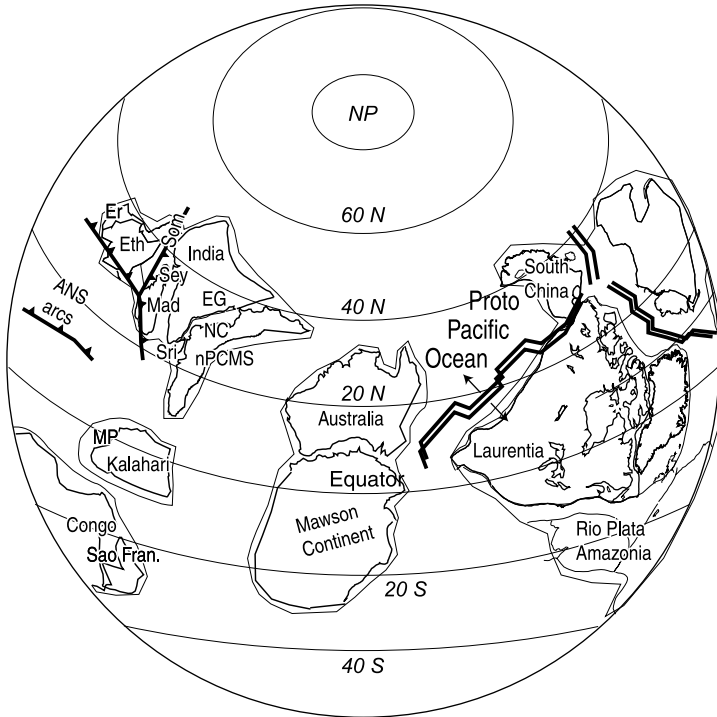


FIG. 5.10 – La Rodinia disloquée vers 750 millions d'années.

2. Elle explique aussi pourquoi de telles glaciations globales ne se sont pas produites dans les temps plus récents. Une configuration équatoriale des continents, moteur de la glaciation globale, n'a jamais été réalisée au cours du Phanérozoïque.

Un rôle possible de déstabilisation de clathrates (complexes formés de plusieurs molécules de méthane et présents actuellement dans certains sédiments marins) a été évoqué pour expliquer l'entrée de la glaciation marinoenne et la baisse du $\delta^{13}\text{C}$ des sédiments carbonatés juste avant la glaciation (Fig. 5.8). Cette hypothèse propose un accroissement ad hoc du dégazage de CH_4 en provenance des sédiments juste avant la glaciation. Il en résulte une baisse de $\delta^{13}\text{C}$ de l'eau de mer et une augmentation du niveau de CH_4 atmosphérique. Le réchauffement global qui s'en suit perturbe le paléothermostat, et le CO_2 est consommé plus rapidement par l'altération des silicates. Puis, le robinet de méthane se referme pour des raisons qui restent à explorer, et le niveau de CO_2 rémanent n'est plus suffisant pour empêcher le basculement en glaciation globale.

Enfin, Pavlov *et al.* (2003) [24] suggèrent que les niveaux de méthane atmosphérique sont restés élevés pendant tout le Protérozoïque (100 à 300 ppmv)

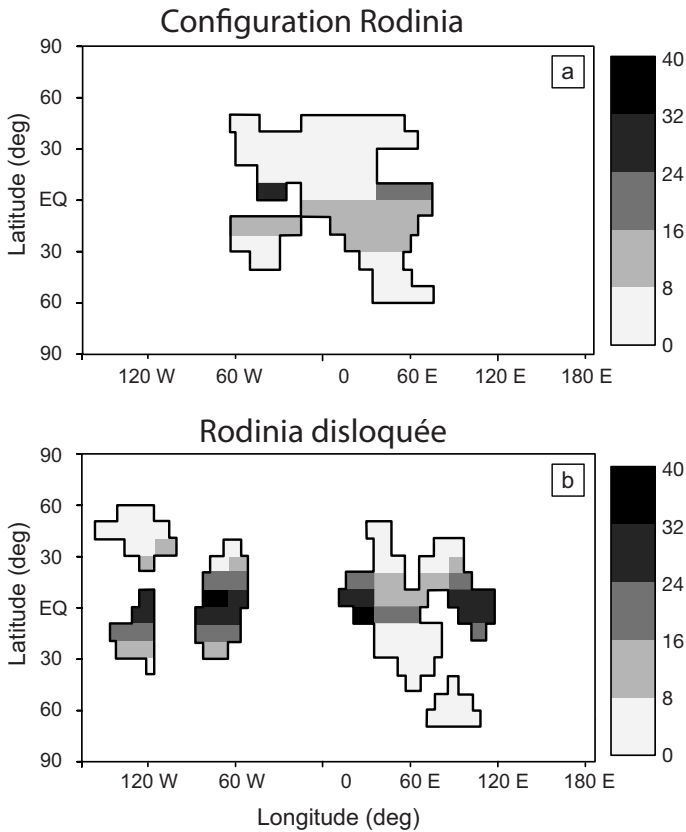


FIG. 5.11 – Taux d'altération des roches silicatées continentales au Néoprotérozoïque (10^4 molCO₂/km²/an) pour la configuration Rodinia et la configuration disloquée, à 1800 ppmv de CO₂.

et qu'un épisode supplémentaire d'oxygénation des enveloppes superficielles a créé les conditions propices à la mise en place des glaciations néoprotérozoïques. Ce scénario est similaire à celui développé pour expliquer les glaciations huroniennes. L'oxydation rapide du méthane en CO₂ réduit considérablement l'efficacité de l'effet de serre dans une fenêtre temporelle trop courte pour que le paléothermostat rééquilibre la température de la surface de la Terre.

5.3.6 Pendant la glaciation

Pendant la phase glaciaire proprement dite, la quasi absence de sédimentation ne permet pas de reconstruction basée sur des données. Tout repose donc sur la modélisation climatique. La température moyenne annuelle de

la surface continentale dans une glaciation globale est de l'ordre de $-25\text{ }^{\circ}\text{C}$ dans la zone équatoriale, le point continental le plus froid étant atteint sur la craton ouest-africain, avec $-110\text{ }^{\circ}\text{C}$ (Donnadieu *et al.*, 2003 [4]). Les océans se couvrent très rapidement de glace. L'épaisseur de la banquise est sujette à discussions. Les simulations effectuées à l'aide des modèles suggèrent que cette épaisseur a dû être très rapidement kilométrique (Goodman, 2006 [11]). Mais la persistance d'une activité photosynthétique pendant la glaciation requiert l'existence d'une glace plus fine, au moins localisée, laissant filtrer la lumière. À l'opposé de la simulation suggérant une glace épaisse partout, Hyde *et al.* (2000) [14] ont présenté une solution dans laquelle des zones d'eau libre persistent dans la zone tropicale, alors que le reste de l'océan est entièrement recouvert de glace. Cette simulation a été réalisée en couplant un modèle de balance énergétique à un modèle de glace. Néanmoins, des simulations réalisées avec des modèles climatiques prenant en compte la circulation générale de l'atmosphère et de l'océan montrent qu'il s'agit là d'une solution qui n'est pas stable. L'océan a probablement été entièrement recouvert de glace, sans réelle « zones d'oasis » pour la vie. Par contre, la présence de glace fine (de l'ordre de 10 m d'épaisseur) dans la zone équatoriale n'est pas impossible. Elle a d'ailleurs été suggérée par McKay (2000) [22] et finalement modélisée par Pollard et Kasting (2005) [27]. Côté continental, des inlandsis se mettent rapidement en place. Donnadieu *et al.* (2003) [4] ont montré qu'en fixant la pression de CO_2 à la valeur préindustrielle de 280 ppmv et en réduisant la constante solaire de 6 %, l'inlandsis continental atteint sa taille d'équilibre en 400 000 ans, avec 190 millions de km^3 de glace qui couvrent 90 % des surfaces continentales (Fig. 5.12). Son épaisseur maximale atteint 5 000 m. Même lorsque la couverture de glace est totale, une faible précipitation neigeuse est maintenue sur les continents suite à la sublimation de la glace de la banquise océanique. De plus, l'inlandsis reste dynamique, sa base étant humide. Des vitesses de fluage de la glace de l'ordre de 5 à 10 m/an sont calculées sous les parties les plus continentales de l'inlandsis et atteignent 50 m/an dans les zones côtières (Donnadieu *et al.*, 2003 [4]). Un cycle de l'eau est donc maintenu actif pendant la glaciation totale, même s'il est fortement réduit.

5.3.7 La sortie de glaciation

La sortie de glaciation requiert des niveaux de CO_2 très élevés. Caldeira et Kasting (1992) [2] avaient calculé qu'une Terre entièrement englacée nécessitait 0,12 bar de CO_2 pour initier la déglaciation. Selon ces auteurs, l'effet de serre devient alors suffisamment important pour contrecarrer l'albédo élevé d'une Terre totalement gelée. Malheureusement, cette estimation a été réalisée avec un modèle de balance énergétique probablement trop simple pour cet environnement particulier, mais surtout en fixant la constante solaire à sa valeur actuelle. En prenant une constante solaire réduite de 6 %, le seuil de déglaciation passe à 0,29 bar. Pierrehumbert (2004) [26] a également montré

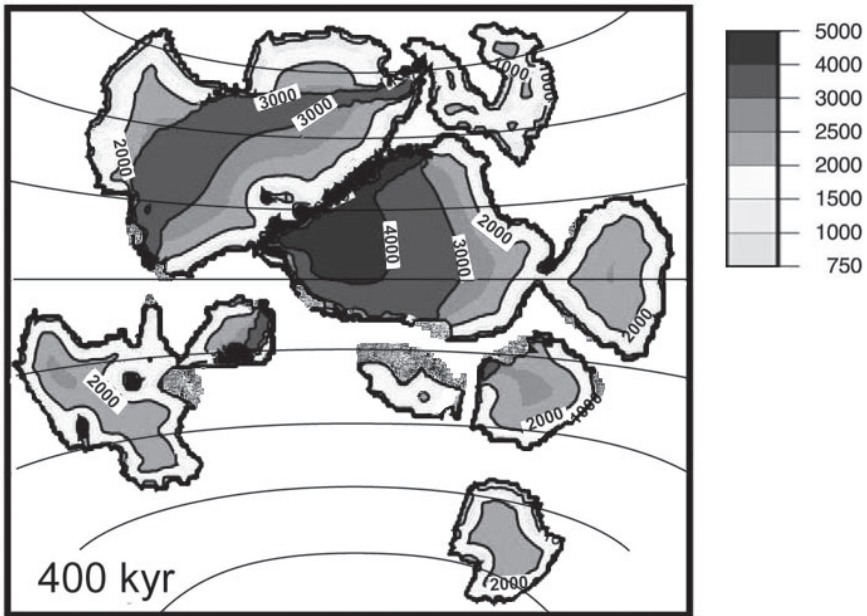


FIG. 5.12 – Simulation numérique de l'épaisseur de la glace continentale dans les conditions néoproterozoïques, à 280 ppmv de CO_2 .

que l'utilisation d'un GCM repousse encore ce seuil de déglaciation et que 0,29 bar doit être considéré comme une borne inférieure. Les raisons de cette difficulté à faire fondre la Terre « boule de neige » sont multiples. Entre autres, la sécheresse de l'atmosphère qui résulte des très basses températures limite la formation des nuages d'altitude et donc l'effet de serre. De même, la quasi absence de vapeur d'eau limite le réchauffement de la planète.

Pendant la phase glaciaire, le CO_2 s'accumule dans l'atmosphère. En effet, la quasi disparition du cycle hydrologique n'autorise plus de pompage du CO_2 atmosphérique par l'altération continentale (Hoffman *et al.*, 1998 [13]). Le carbone s'accumule donc dans l'atmosphère via le dégazage volcanique. En prenant le taux de dégazage actuel de $6,8 \times 10^{12}$ moles de CO_2 /an, il faut 8 millions d'années pour accumuler 0,29 bar de CO_2 dans l'atmosphère. Cette durée est compatible avec les estimations de la durée de la Terre « boule de neige » (Bodiselsch *et al.*, 2005 [1]). Néanmoins, elle ne vaut que si tous les puits de carbone sont coupés pendant la glaciation. Ce n'est pas le cas, puisque l'existence de glace fine autorise la présence de fracture à l'interface océan-atmosphère. 3 000 km² de surface d'eau libre suffisent à assurer une diffusion massive du CO_2 dans l'océan, assurant l'équilibre entre l'océan et l'atmosphère (Le Hir *et al.*, 2007 [20]). Dans ces conditions, l'océan subit une

acidification majeure (le pH descend à 6) et l'altération de la croûte océanique devient un puits efficace de CO_2 , prolongeant la glaciation en s'opposant à la croissance du CO_2 atmosphérique. Si ce processus est inclus, il apparaît que même en 30 millions d'années, le CO_2 atmosphérique n'atteint pas le seuil de déglaciation (Fig. 5.13)

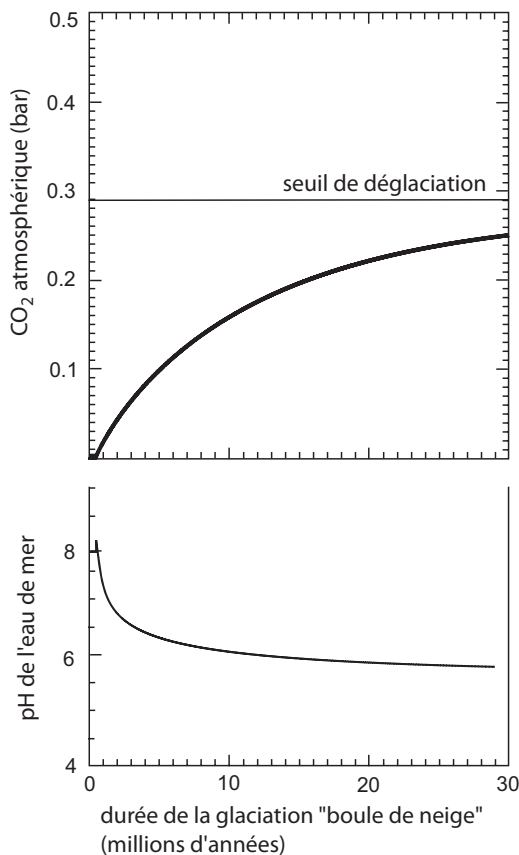


FIG. 5.13 – Évolution de la teneur en CO_2 dans l'atmosphère et du pH dans l'océan pendant une glaciation globale, en supposant l'existence d'un contact entre l'océan et l'atmosphère via des fractures dans la glace de mer.

Les études les plus récentes montrent ainsi qu'un écueil important de l'hypothèse de la Terre « boule de neige » est la compréhension des conditions de sa fonte. Néanmoins, des processus pouvant réduire la durée de la glaciation n'ont jamais été testés. À titre d'exemple, l'activité volcanique prolongée pendant la glaciation a probablement conduit à l'accumulation de cendres sur la glace, diminuant l'albédo de celle-ci, et donc le seuil de CO_2 requis pour initier la déglaciation.

5.4 Conclusion

Il y a vingt ans, le Précambrien était une énorme zone d'ombre dans notre connaissance de l'histoire climatique et géochimique de la surface de notre planète. Cette période longue d'approximativement 4 milliards d'années et qui a vu l'émergence des grands processus régulateurs de notre environnement (l'émergence des continents, la mise en place de la tectonique des plaques, l'apparition de la vie et de l'atmosphère moderne) s'est progressivement dévoilée au fur et à mesure de l'avancée des techniques expérimentales (en particulier isotopiques) et du perfectionnement de la modélisation. Mais c'est à un saut majeur dans notre compréhension que nous avons assisté depuis dix ans. Des progrès très importants ont été accomplis concernant la description de l'évolution de l'environnement à la limite Archéen-Protérozoïque. Aujourd'hui, grâce à l'étude toujours plus fine des rapports isotopiques des roches sédimentaires de cette époque ($\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{56}\text{Fe}$, $\Delta^{33}\text{S}$), le Grand Événement d'Oxydation est l'un des événements les mieux documentés du Précambrien. De même, la description des glaciations majeures, probablement globales, qui ont marqué la fin de cette très longue période a progressé de manière fulgurante au cours des dernières années. Nous connaissons aujourd'hui le nombre, l'âge et l'étendue probable des glaciations qui ont précédé l'explosion cambrienne de vie, et nous avons une image de plus en plus cohérente de leurs modalités.

Mais 4 milliards d'années, c'est une longue durée. Et de nombreuses zones d'ombre demeurent encore. Les progrès réalisés ont permis d'éclairer certaines périodes clé du Précambrien à la manière d'un projecteur. Mais des périodes plus obscures, marquées par des évolutions plus lentes, plus progressives mais qui couvrent de très longues portions du Précambrien, doivent être investiguées. En particulier, les raisons pour lesquelles la majeure partie du Protérozoïque est dépourvue de toute glaciation méritent toute notre attention. Est-ce bien le cas ou s'agit-il d'un biais dans notre observation des formations précambriennes ? Si c'est le cas, alors il s'agit de la période chaude persistante la plus longue (1,2 milliard d'années !) de l'histoire de notre planète. Pourquoi les grandes avancées glaciaires quasi-périodiques qui sont observées depuis l'émergence de la vie pluri-cellulaire ne sont-elles pas actives au Paléo et Méso-Protérozoïque ? L'histoire du climat du Précambrien que nous avons reconstruite jusqu'ici est essentiellement celle de ses crises glaciaires (le GEO, le Néoprotérozoïque) mais celles-ci ne représentent en termes de durée qu'une petite fraction de l'immense Précambrien. Reconstruire une image moins discontinue de cette période représente un défi majeur pour les décennies à venir.

Références bibliographiques

- [1] Bodiselitsch, B., Koeberl, C., Master, S. et Reimold, W. U. (2005), « Estimating Duration and Intensity of Neoproterozoic Snowball Glaciations from Ir Anomalies », *Science*, 308(5719), pp. 239-242.

- [2] Caldeira, K. et Kasting, J. F. (1992), « Susceptibility of the Early Earth to Irreversible Glaciation Caused by Carbon Dioxide Clouds », *Nature*, 359, pp. 226-228.
- [3] Catling, D. C. et Claire, M. W. (2005), « How Earth's Atmosphere Evolved to an Oxic State: A Status Report », *Earth and Planetary Science Letters*, 237, pp. 1-20.
- [4] Donnadieu, Y., Fluteau, F., Ramstein, G., Ritz, C. et Besse, J. (2003), « Is there a Conflict between the Neoproterozoic Glacial Deposits and the Snowball Earth Interpretation: an Improved Understanding with Numerical Modeling », *Earth and Planetary Science Letters*, 208, pp. 101-112.
- [5] Donnadieu, Y., Goddérès, Y., Ramstein, G., Nédélec, A. et Meert, J. G. (2004), « Snowball Earth Triggered by Continental Break-Up through Changes in Runoff », *Nature*, 428, pp. 303-306.
- [6] Evans, D. A. D. (2000), « Stratigraphic, Geochronological, and Paleomagnetic Constraints upon the Neoproterozoic Climatic Paradox », *American Journal of Science*, 300, pp. 347-433.
- [7] François, L. M. et Goddérès, Y. (1998), « Isotopic Constraints on the Cenozoic Evolution of the Carbon Cycle », *Chemical Geology*, 145, pp. 177-212.
- [8] Gaucher, E. A., Govindarajan, S. et Ganesh, O. K. (2008); « Palaeotemperature Trend for Precambrian Life Inferred from Resurrected Proteins », *Nature*, 451, pp. 704-708.
- [9] Goddérès, Y. et al. (2003), « The Sturtian Glaciation: Fire and Ice », *Earth and Planetary Science Letters*, 211, pp. 1-12.
- [10] Goddérès, Y. et Veizer, J. (2000), « Tectonic Control of Chemical and Isotopic Composition of Ancient Oceans: The Impact of Continental Growth », *American Journal of Science*, 300, pp. 434-461.
- [11] Goodman, J. C. (2006), « Through Thick and Thin: Marine and Meteoric Ice in a "Snowball Earth" Climate », *Geophys. Res. Lett.*, 33, doi:10.1029/2006GL026840.
- [12] Halverson, G. P., Hoffman, P. F., Schrag, D. P., Maloof, A. C. et Rice, A. H. N. (2005), « Towards a Neoproterozoic Composite Carbon Isotope Record », *Geological Society of America Bulletin*, 117, pp. 1 181-1 207.
- [13] Hoffman, P. F., Kaufman, A. J., Halverson, G. P. et Schrag, D. P. (1998), « A Neoproterozoic Snowball Earth ». *Science*, 281, pp. 1 342-1 346.
- [14] Hyde, W. T., Crowley, T. J., Baum, S. K. et Peltier, W. R. (2000), « Neoproterozoic "Snowball Earth" Simulations with a Coupled Climate/Ice Sheet Model », *Nature*, 405, pp. 425-429.
- [15] Kasting, J. F. et Howard, M. T. (2006), « Atmospheric Composition and Climate on the Early Earth », *Philosophical Transaction Royal Society London B*, 361, pp. 1 733-1 742.
- [16] Kasting, J. F. et al. (2006), « Paleoclimates, Ocean Depth, and the Oxygen Isotopic Composition of Seawater », *Earth and Planetary Science Letters*, 252, pp. 82-93.

- [17] Kaufman, A. J. et Xiao, S. H. (2003), « High CO₂ Levels in the Proterozoic Atmosphere Estimated from Analyses of Individual Microfossils », *Nature*, 425, pp. 279-282.
- [18] Knauth, L. P. et Epstein, S. (1976), « Hydrogen and Oxygen Isotope Ratios in Nodular and Bedded Cherts », *Geochimica Cosmochimica Acta*, 40, pp. 1 095-1 108.
- [19] Kump, L. R., Kasting, J. F. et Barley, M. E. (2001), « Rise of Atmospheric Oxygen and the “Upside-Down” Archean Mantle », *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 2(1), doi: 10.1029/2000GC000114.
- [20] Le Hir, G., Godd eris, Y., Ramstein, G. et Donnadieu, Y. (2007), « A Scenario for the Evolution of the Atmospheric pCO₂ during a Snowball Earth », *Geology* (in press).
- [21] Lowe, D. R. et Tice, M. M. (2004), « Geologic Evidence for Archean Atmospheric and Climatic Evolution: Fluctuating Levels of CO₂, CH₄, and O₂ with an Overriding Tectonic Control », *Geology*, 32(6), pp. 493-496.
- [22] McKay, C. P. (2000), « Thickness of Tropical Ice and Photosynthesis on a Snowball Earth », *Geophys. Res. Lett.*, 27, pp. 2 153-2 156.
- [23] Papineau, D., Mojzsis, S. J. et Schmitt, A. K. (2007), « Multiple Sulfur Isotopes from Paleoproterozoic Huronian Interglacial Sediments and the Rise of Atmospheric Oxygen », *Earth and Planetary Science Letters*, 255, pp. 188-212.
- [24] Pavlov, A. A., Hurtgen, M. T., Kasting, J. F. et Arthur, M. A. (2003), « Methane-Rich Proterozoic Atmosphere », *Geology*, 31, pp. 87-90.
- [25] Pavlov, A. A., Kasting, J. F., Brown, L. L., Rages, K. A. et Freedman, R. (2000), « Greenhouse Warming by CH₄ in the Atmosphere of Early Earth », *Journal of Geophysical Research*, 105(E5), pp. 11 981-119 .
- [26] Pierrehumbert, R. T. (2004), « High Levels of Atmospheric Carbon Dioxide Necessary for the Termination of Global Glaciation », *Nature*, 429, pp. 646-649.
- [27] Pollard, D. et Kasting, J. F. (2005), « Snowball Earth: a Thin-Ice Solution with Flowing Sea Glaciers », *Journal of Geophysical Research*, 111.
- [28] Robert, F. et Chaussidon, M. (2006), « A Palaeotemperature Curve for the Precambrian Oceans Based on Silicon Isotopes in Cherts », *Nature*, 443, pp. 969-972.
- [29] Torsvik, T. H. *et al.* (2001), « Rodinia Refined or Obscured: Paleomagnetism of the Malani Igneous Suite (NW India) », *Precamb. Res.*, 108, pp. 319-333.
- [30] Walker, J. C. G., Hays, P. B. et Kasting, J. F. (1981), « A Negative Feedback Mechanism for the Long-Term Stabilization of Earth’s Surface Temperature », *Journal of Geophysical Research*, 86, pp. 9 776-9 782.

Vj ku' r ci g' k' p v g p v k q p c m { ' i g h v' d i e p m

Chapitre 6

Les climats du Phanérozoïque

Yves GODDÉRIS, *Géosciences Environnement Toulouse, CNRS-Université de Toulouse III, UMR 5563, Toulouse, France.*

Yannick DONNADIEU, *Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement, CNRS-CEA, UMR 8212, Gif-sur-Yvette, France.*

Le Phanérozoïque est la période qui couvre les 542 derniers millions d'années de l'histoire de la Terre, soit environ 12 % de l'histoire de notre planète. Du point de vue de l'évolution de la vie, le Phanérozoïque a connu de grands événements telles la rapide diversification des organismes pluricellulaires apparus dès le Cambrien (582–488 Ma), la colonisation des surfaces continentales par les organismes vivants au Dévonien (416–359 Ma) et jusqu'à l'apparition des premiers hominidés il y a environ 8 millions d'années. Sur cette même période, le visage de la surface de la Terre a considérablement changé : la dérive des continents au cours du Phanérozoïque amène l'ensemble des masses continentales situées depuis le Cambrien dans l'hémisphère sud et le long de l'équateur à se regrouper aux alentours de 280 millions d'années pour former un super continent : la Pangée. Celle-ci se disloquera à son tour au Jurassique vers 180 millions d'années avec les prémices de l'ouverture de l'océan Atlantique.

La connaissance que nous avons du climat du Phanérozoïque, même si elle reste encore incomplète, est en rapide évolution depuis quelques années. Les données d'une qualité croissante se sont accumulées au cours des dernières décennies et les modèles utilisés pour reconstruire les climats du passé ont considérablement évolué : ils sont spatialement mieux résolus et intègrent de plus en plus de processus. D'une manière générale, on peut dire que notre conception de l'évolution climatique de la Terre et de ses causes pour cette période clé de l'histoire de la vie terrestre connaît aujourd'hui une véritable révolution.

6.1 Les *proxies* du climat Phanérozoïque

Il n'existe pas d'indicateurs directs des conditions climatiques dans le passé géologique. Cependant, les données sédimentologiques et paléontologiques permettent des reconstructions qualitatives et, d'une manière générale, elles sont moins équivoques que pour le Précambrien. Les données géochimiques, avec en particulier les indicateurs isotopiques mesurés dans les sédiments marins, donnent accès à la quantification, mais leur interprétation est rarement univoque. Nous donnons ci-dessous quelques exemples d'indicateurs, sans chercher à être exhaustif. Enfin, nous exposerons les indicateurs permettant la reconstruction du CO₂ dans l'atmosphère au cours des temps géologiques.

6.1.1 Indicateurs sédimentologiques

Un travail de compilation des données sédimentologiques indicatrices de climat glaciaire a été réalisé en 1992 par Frakes (Frakes *et al.*, 1992 [11]). Il s'agit d'une part d'un inventaire des dépôts glaciaires de type tillites (argiles formées à partir des produits d'érosion provenant du frottement des glaciers sur leur socle rocheux) et, d'autre part, d'une reconstruction de la paléolatitudes minimale atteinte par des débris rocheux portés par la glace de mer. Le résultat montre une fluctuation des modes chauds et froids avec une période d'approximativement 135 Ma. Le mode climatique le plus froid est identifié lors de la glaciation Permo-Carbonifère.

Une étude récente fournit de nouveaux résultats en accord avec ceux de (Frakes *et al.*, 1992 [11]). (Boucot *et al.*, 2004 [2]) ont compilé les dépôts de charbon continentaux et les données indicatrices de climat aride en fonction de la paléogéographie et du temps. Ils ont construit une courbe qualitative des variations du gradient climatique équateur-pôle pour l'ensemble du Phanérozoïque. Ils interprètent l'existence de gradients faibles comme la marque de climat chaud.

6.1.2 Indicateurs isotopiques

6.1.2.1 Le $\delta^{18}\text{O}$ des carbonates

Une étude très détaillée de la composition isotopique de l'oxygène ($\delta^{18}\text{O}$) des sédiments carbonatés a été effectuée essentiellement sur des coquilles de brachiopodes fossiles (Veizer *et al.*, 1999 [28]). Elle montre deux tendances (Fig. 6.1). La première est une lente augmentation, quasi linéaire, des $\delta^{18}\text{O}$ depuis le Cambrien, depuis des valeurs voisines de -10‰ (par rapport au standard PDB), jusqu'aux valeurs actuelles proches de 0‰ . Cette augmentation est, encore aujourd'hui, difficile à interpréter. Si le $\delta^{18}\text{O}$ de l'océan est resté proche de sa valeur actuelle et si l'évolution du $\delta^{18}\text{O}$ des brachiopodes est interprétée en termes de température au cours des 540 derniers millions d'années, alors l'eau de mer devait atteindre les 70°C au Cambrien, ce qui est

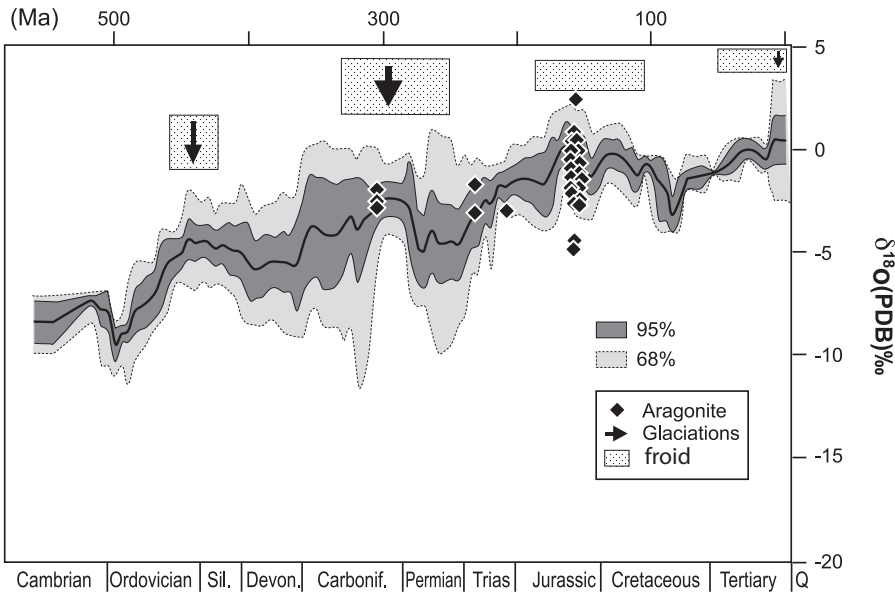


FIG. 6.1 – $\delta^{18}\text{O}$ des sédiments carbonatés (calcite) mesuré sur l'ensemble du Phanérozoïque. Les deux enveloppes contiennent respectivement 68 et 95 % des points de données. Les losanges représentent des mesures faites sur des fossiles aragonitiques.

létal pour la plupart des organismes marins. Deux solutions ont été proposées pour lever cette difficulté : soit la diminution des $\delta^{18}\text{O}$ vers le passé est le reflet d'une altération diagénétique des coquilles de brachiopodes, auquel cas le signal est inutilisable, soit le $\delta^{18}\text{O}$ de l'eau de mer était plus faible dans le passé. Ce dernier est en effet influencé par les processus tectoniques : l'altération continentale et hydrothermale à basse température, transformant les roches silicatées en sédiments argileux appauvris en ^{18}O , tend à augmenter le $\delta^{18}\text{O}$ de l'eau en contact avec les minéraux. On observe un fractionnement de 20 ‰ pour l'altération basse température aux dorsales, 12,5 ‰ pour l'altération continentale, tandis que l'altération hydrothermale à haute température diminue le $\delta^{18}\text{O}$ de l'eau de mer en enrichissant les produits d'altération avec un fractionnement de -18 ‰. Le rôle de ces processus géologiques sur le $\delta^{18}\text{O}$ de l'eau de mer n'est pas encore clairement défini. Il n'existe à ce jour aucun consensus sur cette question.

La seconde tendance portée par les longs enregistrements de $\delta^{18}\text{O}$ des brachiopodes est celle d'oscillations périodiques surimposées à la tendance linéaire décrite précédemment. Si cette dernière est soustraite, les oscillations présentent une amplitude de 3 à 5 ‰ (Veizer *et al.*, 2000 [29]). Le plus surprenant est que la période de ces oscillations est en accord avec la périodicité des modes chauds et froids déterminés par (Frakes *et al.*, 1992 [11]), suggérant

l'existence d'un signal climatique réel. L'utilisation d'un paléothermomètre, reliant le fractionnement isotopique entre la calcite et l'eau de mer permet alors de reconstruire les variations de température de l'eau dans laquelle vivaient les brachiopodes, à condition de connaître le $\delta^{18}\text{O}$ de l'eau de mer, fonction notamment du volume de glace continentale. Il faut souligner toutefois que l'on connaît des exemples d'altération diagénétique dans lesquels l'échange isotopique avec les eaux de ruissellement conduit à des $\delta^{18}\text{O}$ très différents des valeurs originales, mais dans lesquels des oscillations saisonnières semblent préservées. Il ne s'agit que d'un artefact. Retrouver une périodicité pseudo-climatique sur un signal de diagenèse n'est pas impossible et ne constitue pas une vraie preuve de la préservation et de la cohérence du signal isotopique.

Le fractionnement α entre la calcite et l'eau s'exprime par la relation :

$$T(\text{K}) = \frac{18,03 \times 10^3}{1\,000 \ln \alpha + 32,42} \quad (6.1)$$

où

$$\alpha = \frac{1\,000 + \delta^{18}\text{O}_{\text{sample}}^{\text{PDB}}}{1\,000 + \delta^{18}\text{O}_{\text{solution}}^{\text{PDB}}} \quad (6.2)$$

$\delta^{18}\text{O}_{\text{sample}}^{\text{PDB}}$ est le $\delta^{18}\text{O}$ (PDB) de l'échantillon carbonaté, et $\delta^{18}\text{O}_{\text{water}}^{\text{PDB}}$ est le $\delta^{18}\text{O}$ de la solution à partir de laquelle le carbonate a précipité. Un $\delta^{18}\text{O}$ de l'eau de mer de 0 ‰ par rapport au SMOW équivaut à -30 ‰ par rapport au PDB.

Ces deux informations (le volume des glaces continentales et le $\delta^{18}\text{O}$ de l'eau de mer) sont loin d'être connues avec précision pour le passé géologique de la Terre. De manière simple, Veizer *et al.* (2000) [29] ont supposé que le volume des glaces continentales atteignait deux fois le volume actuel dans les plus grands pics de glaciation et qu'il était nul en période de réchauffement maximum. Une telle oscillation du volume de glace peut rendre compte d'un changement de 2 ‰ dans le $\delta^{18}\text{O}$ de l'eau de mer, ce qui suppose que les 1 à 3 ‰ restants soient liés à des variations de température. Sous ces hypothèses, Veizer *et al.* (2000) [29] proposent que l'eau de mer dans la zone équatoriale (d'où proviennent la totalité des brachiopodes fossiles) ait été jusqu'à 3,5 °C plus froide que maintenant au maximum glaciaire de l'Ordovicien, 3 °C plus froide au Permo-Carbonifère et 2 °C plus froide au Jurassique, sans prendre en compte des excursions rapides qui peuvent atteindre des amplitudes de 9 °C (Fig. 6.2).

Il faut noter que la majorité des fossiles de brachiopodes utilisés sont d'âge Paléozoïque (Veizer *et al.*, 1999 [28]), et que la résolution sur les âges Mésozoïque et Cénozoïque est faible dans cette base de données phanérozoïque. Le Mésozoïque a été couvert de manière plus précise à l'aide de mesures de $\delta^{18}\text{O}$ effectuées sur des coquilles de foraminifères benthiques et planctoniques et sur

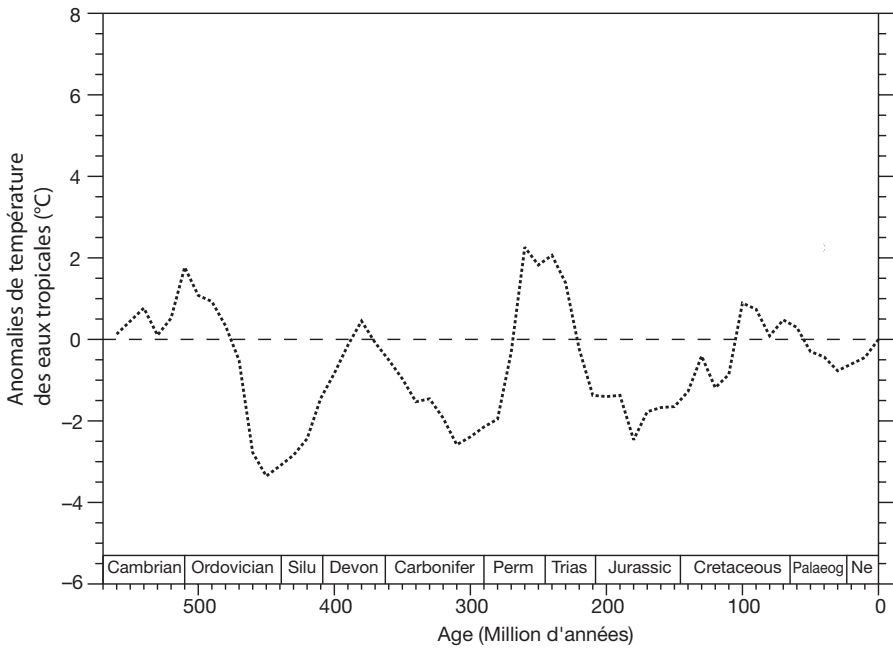


FIG. 6.2 – Anomalies de température des eaux tropicales reconstruite à partir des données $\delta^{18}\text{O}$ sur carbonates.

des rostrs de bélemnites. L'un des résultats les plus remarquables est l'estimation de la température de l'eau profonde au Crétacé. Cette température était de l'ordre de 10 °C à la fin du Crétacé et a pu atteindre des valeurs de 15 °C il y a environ 100 Ma. Le Mésozoïque est aussi couvert par des mesures de $\delta^{18}\text{O}$ sur des phosphates (voir section suivante). Contrairement à ce qui a été fait pour les brachiopodes, il n'existe pas de courbes synthétiques du $\delta^{18}\text{O}$ pour le Mésozoïque.

Enfin, l'ensemble du Cénozoïque est couvert par une base de données à haute résolution (Zachos *et al.*, 2008 [30]) qui constitue l'avancée la plus marquante en termes de reconstructions climatiques (Fig. 6.3). Les mesures de $\delta^{18}\text{O}$, effectuées dans quarante sites de forage ODP et DSDP, ont été acquises sur des foraminifères benthiques ayant vécu dans l'océan profond. Elles sont généralement interprétées comme des indicateurs de l'évolution de la température des eaux de surface aux hautes latitudes (où les eaux superficielles denses plongent pour former les eaux profondes de l'océan mondial) et de la composition isotopique moyenne de l'océan, fonction du volume des calottes glaciaires. Elles ont particulièrement bien enregistré les phases de croissance rapide de l'inlandsis antarctique.

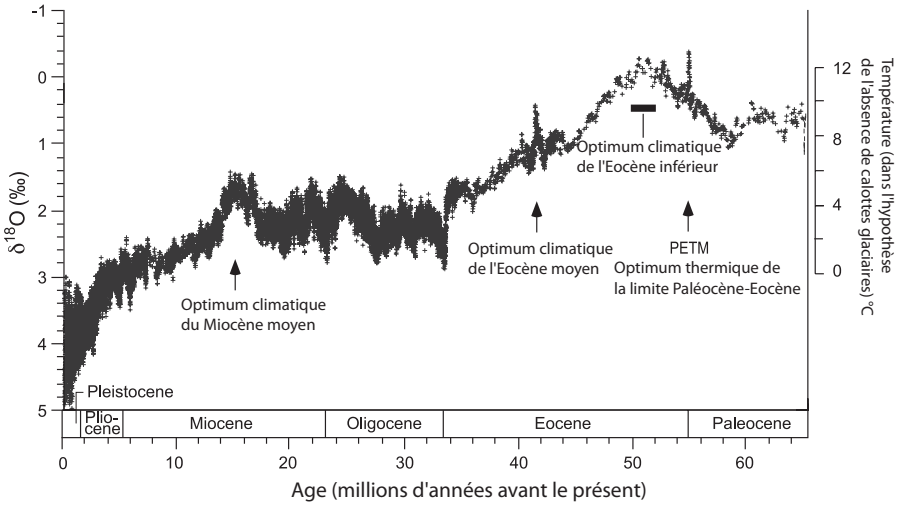


FIG. 6.3 – $\delta^{18}\text{O}$ des foraminifères benthiques sur le Cénozoïque.

6.1.2.2 Le $\delta^{18}\text{O}$ des phosphates

Une autre approche particulièrement prometteuse repose sur l'étude du $\delta^{18}\text{O}$ mesuré dans les phosphates, en particulier dans les dents de poisson ou les conodontes, petites structures en forme de dents, de 0,25 à 2 mm, constituées d'apatite et ayant appartenu à des animaux vermiformes qui ont disparu à la fin du Trias. Le paléothermomètre s'exprime de la manière suivante :

$$T(^{\circ}\text{C}) = 112,2 - 4,2 \left(\delta^{18}\text{O}_{\text{sample}}^{\text{SMOW}} - \delta^{18}\text{O}_{\text{water}}^{\text{SMOW}} \right) \quad (6.3)$$

$\delta^{18}\text{O}_{\text{sample}}^{\text{SMOW}}$ est le $\delta^{18}\text{O}$ (SMOW) de l'échantillon phosphaté, et $\delta^{18}\text{O}_{\text{water}}^{\text{SMOW}}$ est le $\delta^{18}\text{O}$ de la solution à partir de laquelle le phosphate a précipité.

L'avantage des phosphates, en particulier l'émail des dents fossiles et les conodontes, est leur plus grande résistance à l'altération diagenétique que les carbonates. De manière générale, le $\delta^{18}\text{O}$ mesuré sur phosphate ne semble pas montrer de décroissance importante lorsque l'on remonte dans le passé, suggérant une plus faible sensibilité à la diagenèse et donc une meilleure fiabilité. Ceci a été clairement démontré pour le Dévonien. Le $\delta^{18}\text{O}$ mesuré sur de l'apatite en provenance de conodontes fournit une température de l'eau de mer de 25 °C environ pour la fin du Givetien et le Frasnien (391–374 Ma), en prenant un $\delta^{18}\text{O}$ de l'eau de mer de -1 ‰ en raison de l'absence probable de calottes glaciaires. Les $\delta^{18}\text{O}$ mesurés sur la calcite de coquilles de brachiopodes de la même époque fournissent des températures nettement plus élevées, comprises entre 30 et 40 °C. Des différences similaires s'observent en termes d'amplitudes des changements de températures entre les deux méthodes. À titre d'exemple, des mesures de $\delta^{18}\text{O}$ sur phosphates suggèrent une chute de la température

des eaux tropicales de 40 °C à 32 °C entre 490 et 465 millions d'années. Ce refroidissement semble être corrélé avec un événement majeur d'accroissement de la biodiversité. D'autre part, les données $\delta^{18}\text{O}$ sur brachiopodes suggèrent une baisse de température de seulement 4 °C sur la même période. Il apparaît que la composition isotopique des coquilles de brachiopodes dépend en grande partie de processus de fractionnement cinétique (typiques de la diagenèse) et dans une moindre mesure du métabolisme de ces animaux. En conséquence, le $\delta^{18}\text{O}$ mesuré sur les brachiopodes pourrait être un mauvais enregistrement des conditions environnementales qui régnaient au moment de la formation de la coquille. Néanmoins, le débat sur la validité des données obtenues sur les brachiopodes reste encore largement ouvert, surtout depuis la publication récente d'un nouveau paléothermomètre qui revoit à la hausse les températures reconstruites à partir des phosphates (Pucéat *et al.*, 2010 [22]).

L'utilisation de dents de poisson en provenance de diverses régions du monde permet la reconstruction des gradients latitudinaux de température des eaux, ce qui fournit des indications essentielles sur les climats dans le passé lointain. Enfin, les données sur des dents de vertébrés fossiles ouvrent des perspectives immenses en termes de mesure des températures et de leurs gradients latitudinaux en milieu continental.

6.1.2.3 La méthode isotopique carbonate « clumped » ou méthode du (Δ_{47})

Le problème majeur des isotopes de l'oxygène dans la reconstruction des températures de l'eau de mer du passé est la méconnaissance du rapport $\delta^{18}\text{O}$ de l'eau de mer dans laquelle les carbonates ou les phosphates se sont formés. Une nouvelle technique a été récemment proposée, qui permet de s'affranchir de cette limitation. Il s'agit essentiellement du comptage des liaisons entre isotopes rares dans les molécules de CaCO_3 , en particulier les liens $^{13}\text{C}-^{18}\text{O}$. L'écart entre le nombre effectif de liens rares et le nombre de liens qu'il y aurait si les liaisons étaient stochastiquement distribuées dépend de manière absolue de la température mais pas de la composition isotopique de l'eau dans laquelle le carbonate s'est formé. On le mesure à l'aide du Δ_{47} :

$$\Delta_{47} = \left(\frac{R_{\text{measured}}^{47}}{R_{\text{stochastic}}^{47}} - 1 \right) \times 1000 \quad (6.4)$$

où R_{measured}^{47} est le rapport de la masse des molécules du type $^{18}\text{O}^{13}\text{C}^{16}\text{O}$ par rapport à la masse des molécules légères $^{16}\text{O}^{12}\text{C}^{16}\text{O}$ mesuré dans le CO_2 provenant de l'attaque du carbonate par l'acide phosphorique. $R_{\text{stochastic}}^{47}$ est le même rapport pour une distribution stochastique des molécules. Le Δ_{47} dépend de la température du milieu dans lequel le carbonate s'est formé selon la formule :

$$\Delta_{47} = 0,0592 (10^6 \times T^{-2}) - 0,02. \quad (6.5)$$

Cette technique présente également l'avantage d'être insensible à la diagenèse pour une gamme de températures allant de 0 à 200 °C. Elle a été appliquée à ce jour qu'à des échantillons du Silurien inférieur (vers 420 millions d'années) et du Pennsylvanien moyen (Carbonifère, vers 305 millions d'années) (Came *et al.*, 2007 [4]). Elle fournit des résultats contradictoires : ils sont en accord avec les mesures de $\delta^{18}\text{O}$ obtenues sur brachiopodes pour le Carbonifère, mais en complète opposition pour le Silurien, où ils reflètent des températures ~ 8 °C plus élevées que l'actuel, alors que les données $\delta^{18}\text{O}$ indiquent des températures $\sim 2,5$ °C plus basses que l'actuel (Fig. 6.4).

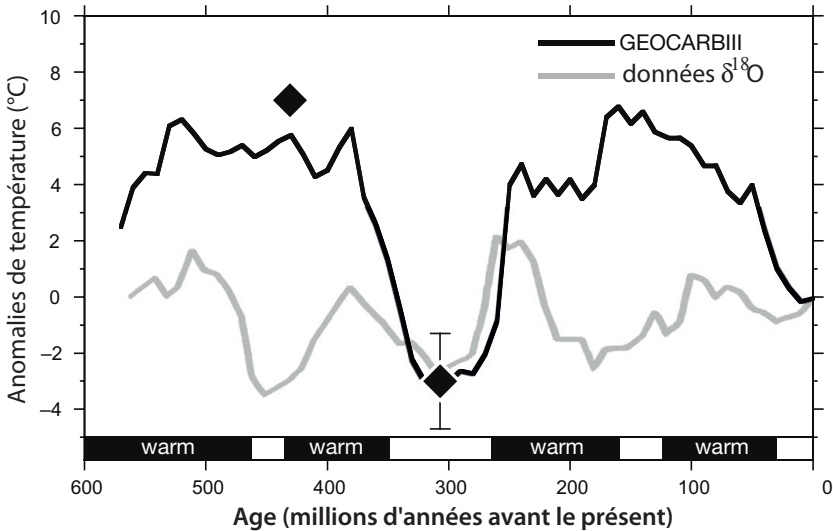


FIG. 6.4 – Anomalies de température sur le Phanérozoïque. La courbe noire donne les sorties d'un modèle numérique et représente les anomalies de température moyenne à l'échelle du globe. La courbe grisée est la courbe issue des données $\delta^{18}\text{O}$ sur calcite, et les deux losanges figurent les données Δ_{47} .

En combinant des données $\delta^{18}\text{O}$ et Δ_{47} sur des calcites sédimentaires d'âge ordovicien, une étude récente a montré pour la première fois qu'il était possible de calculer le rapport $\delta^{18}\text{O}$ de l'eau de mer sur cette période de temps et donc de remonter au volume de glace présent sur les continents lors du pic glaciaire de la fin de l'Ordovicien (Finnegan *et al.*, 2011).

6.1.3 Les indicateurs isotopiques indirects

6.1.3.1 Le $\delta^{13}\text{C}$ des sédiments carbonatés

Le rapport $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ ($\delta^{13}\text{C}$ exprimé par rapport au standard PDB) des carbonates sédimentaires a enregistré la composition isotopique du carbone total dissous dans l'eau de mer (sous forme de CO_2 dissous, d'ions bicarbonates

et carbonates, ensemble noté $\sum \text{CO}_2$ ou par son acronyme anglais DIC) à l'époque des dépôts. Les grandes tendances de cet indicateur isotopique sont une remontée générale au cours du Paléozoïque, de -2 ‰ au Cambrien à $+4 \text{ ‰}$ à la fin du Carbonifère (Fig. 6.5).

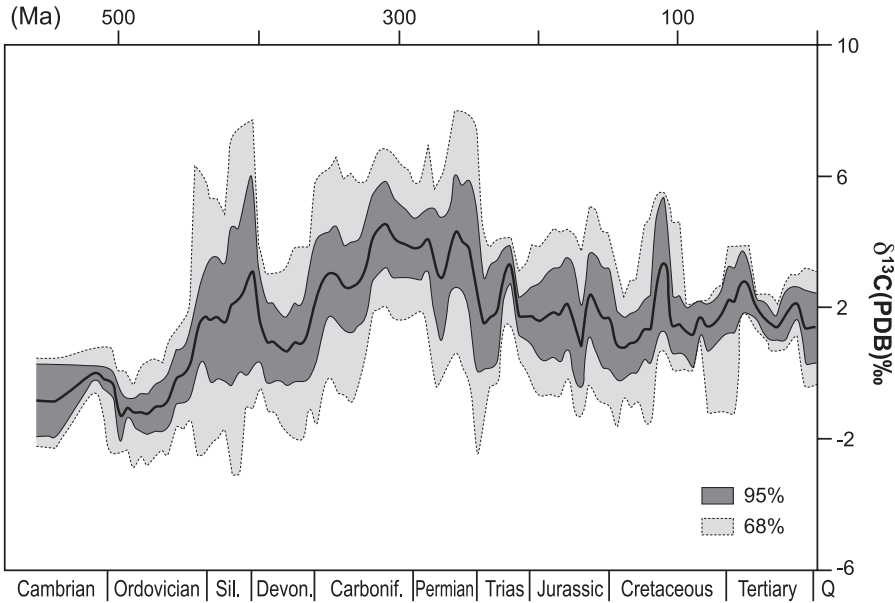


FIG. 6.5 – $\delta^{13}\text{C}$ de la calcite sédimentaire sur le Phanérozoïque. % des points de données.

Cet étage géologique présente la valeur maximale du signal pour tout le Phanérozoïque. Après une diminution rapide au Permien, le $\delta^{13}\text{C}$ des carbonates enregistre des fluctuations minimales autour de la valeur actuelle de $+1,5 \text{ ‰}$. Ce $\delta^{13}\text{C}$ est un indicateur du comportement du cycle du carbone, mais son interprétation n'est malheureusement pas univoque. Le budget simplifié du $\delta^{13}\text{C}$ du DIC océanique δ_{oc} s'écrit :

$$\begin{aligned}
 C_{oc} \frac{d\delta_{oc}}{dt} &= F_{cw} (\delta_{cw} - \delta_{oc}) + F_{ow} (\delta_{ow} - \delta_{oc}) + F_{vol} (\delta_{vol} - \delta_{oc}) \\
 &\quad + F_{MOR} (\delta_{MOR} - \delta_{oc}) \\
 &\quad - F_{cd} (\delta_{oc} - \varepsilon_{carb} - \delta_{oc}) - F_{od} (\delta_{oc} - \varepsilon_{MO} - \delta_{oc}) \quad (6.6)
 \end{aligned}$$

où C_{oc} est le contenu en DIC de l'océan, F_{cw} , F_{ow} , F_{vol} et F_{MOR} sont respectivement les flux de carbone transférés à l'océan de la lithosphère par la dissolution des carbonates continentaux, par l'oxydation du carbone organique sédimentaire, par le dégazage lié à l'activité volcanique et par les dorsales

océaniques. F_{cd} et F_{od} sont respectivement les flux de dépôts de carbonates, tout environnement confondu, et l'enfouissement de carbone organique. Les δ sont les $\delta^{13}\text{C}$ correspondant à chacun de ces flux : δ_{cw} est proche de 0 ‰, δ_{ow} de -25 ‰ ; δ_{MOR} est estimé à -5 , voire -6 ‰. δ_{vol} est moins bien connu, mais sa valeur doit être comprise entre la valeur du manteau et celle des carbonates déposés sur les fonds abyssaux, soit ~ 0 ‰ en moyenne sur une longue échelle de temps. ε_{carb} est le fractionnement isotopique entre le DIC de l'eau de mer et les minéraux carbonatés. Ce fractionnement est faible (de l'ordre de $1,2$ ‰) (Hayes *et al.*, 1999 [16]), de sorte que les dépôts de carbonates ne peuvent être responsables de l'évolution temporelle de δ_{oc} . Par contre, le fractionnement entre la matière organique enfouie et le DIC océanique ε_{MO} est très important (~ 20 ‰ aujourd'hui). À cause de ce fractionnement, les flux organiques F_{ow} et F_{od} dominent le budget, leur produit flux multiplié par $\delta^{13}\text{C}$ étant un ordre de grandeur plus important que les autres termes. Les variations des flux qui dominent l'évolution temporelle du $\delta^{13}\text{C}$ de l'océan sont donc celles qui affectent les processus dont le $\delta^{13}\text{C}$ s'éloigne le plus de la valeur océanique, c'est-à-dire l'oxydation du carbone organique sédimentaire exposé sur les continents ou l'enfouissement de carbone organique dans les sédiments. Mais il est impossible de les discriminer avec le seul signal $\delta^{13}\text{C}$.

L'interprétation géochimique est néanmoins possible pour certaines excursions majeures. En particulier, l'excursion positive très ample du Carbonifère (4 ‰ d'excursion positive pendant tout le Carbonifère (Veizer *et al.*, 1999 [28]) est interprétée comme l'enregistrement d'un enfouissement très important de carbone organique (c'est le moment du dépôt de grands gisements de charbon en Europe, en Russie et en Amérique du Nord), qui soutire préférentiellement le ^{12}C du système exosphérique. Il en résulte une consommation accrue de CO_2 atmosphérique et un refroidissement du climat qui coïncide raisonnablement bien avec la glaciation Permo-Carbonifère. Cette constatation a d'ailleurs incité à associer toute excursion positive du $\delta^{13}\text{C}$ à un refroidissement climatique, d'autant plus que de nombreuses excursions positives coïncident avec des épisodes d'enfouissement efficace de matière organique (épisodes d'anoxie globale et de formation de schistes noirs). C'est le cas de la fin du Dévonien (épisode Frasnien-Famennien, ~ 375 Ma) ou des événements anoxiques globaux du Crétacé (Aptien ~ 120 Ma et Turonien ~ 90 Ma). Mais cette interprétation n'est pas définitive. Pour illustrer la complexité de l'interprétation du signal $\delta^{13}\text{C}$ en termes géochimiques et climatiques, il faut noter que certains épisodes anoxiques, avec formation de schistes gris ou noirs, s'accompagnent d'excursions négatives du $\delta^{13}\text{C}$ de l'océan, tel l'épisode anoxique du Toarcien. De tels événements indiquent probablement des conditions de préservation de la matière organique très favorables (milieu anoxique) mais des quantités totales de matière organique enfouie finalement faibles. Concernant le Toarcien, l'excursion négative peut être interprétée comme le résultat d'un dégazage important de CO_2 en provenance du manteau lors de la mise en place des traps de Karoo-Ferrar en Afrique du Sud et pourrait donc être associée à un réchauf-

fement du climat par effet de serre. Il faut également souligner qu'à de plus courtes échelles de temps, pendant les oscillations glaciaires-interglaciaires du Quaternaire, le $\delta^{13}\text{C}$ de l'océan diminuait au cours des périodes glaciaires à cause d'une réduction de la biosphère, conséquence de l'aridité continentale (partie III, chapitres 1 & 2).

Finalement, certaines excursions négatives très rapides et prononcées pourraient être attribuées à des déstabilisations d'hydrates de méthane contenus dans les sédiments marins. Le méthane libéré par les sédiments est caractérisé par un $\delta^{13}\text{C}$ de -60‰ et des valeurs si négatives autorisent des excursions très prononcées de $\delta^{13}\text{C}$. D'une manière générale, on suppose que l'apport de CH_4 au système exosphérique est bref (10^4 à 10^5 ans) et intense, ce qui produit des excursions négatives rapides (exemple, le maximum thermique de la transition Paléocène-Éocène (McInerney et Wing, 2011 [19])).

On peut même imaginer combiner les effets : les traps de Karoo se mettent en place dans des sédiments riches en charbon du Gondwana il y a 183 millions d'années. En résulte un dégazage massif de carbone réduit pauvre en ^{13}C vers l'atmosphère, provoquant l'excursion négative en $\delta^{13}\text{C}$ observée au Toarcien.

Enfin, une base de données rassemblant les $\delta^{13}\text{C}$ mesurés sur des foraminifères benthiques en provenance de 40 forages ODP et DSDP couvre l'ensemble du Cénozoïque à haute résolution (Zachos *et al.*, 2008 [30]). Le signal dominant de cette courbe est la diminution du $\delta^{13}\text{C}$ d'environ 2‰ depuis le milieu du Miocène (15 Ma). Les causes de cette réduction restent difficiles à interpréter. En effet, elle pourrait être le signal d'une diminution globale de l'enfouissement de carbone organique sur les 15 derniers millions d'années. Mais sur la même période, le fractionnement isotopique ε_{MO} a diminué d'approximativement 8‰ , alors qu'il est resté relativement constant sur le reste du Phanérozoïque. Ce fractionnement a été reconstruit sur l'ensemble du Phanérozoïque en mesurant le $\delta^{13}\text{C}$ du carbone organique dans les sédiments marins à de nombreuses périodes et en le comparant au $\delta^{13}\text{C}$ des carbonates sédimentaires (Hayes *et al.*, 1999 [16]). Ce fractionnement étant dépendant de la concentration en H_2CO_3 dans les eaux, on peut penser que sa réduction est liée à une chute du CO_2 atmosphérique depuis le Miocène. Mais cette interprétation simple se heurte à des estimations indépendantes du niveau de CO_2 suggérant des pressions inférieures à 300 ppmv au Miocène (voir section sur le CO_2 atmosphérique). Néanmoins, la combinaison de la chute du fractionnement ε_{MO} et du $\delta^{13}\text{C}$ océanique suggère un accroissement de l'enfouissement de CO_2 sous forme de carbone organique dans les sédiments depuis 15 Ma, probablement en lien avec la mise en place de l'orogène himalayenne.

6.1.3.2 Le rapport isotopique $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ des sédiments carbonatés

Les carbonates marins enregistrent le rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de l'eau de mer sans fractionnement. Le temps de résidence du Sr dans l'eau de mer (2 à 5 millions d'années) assure une valeur uniforme dans l'ensemble de l'océan et donc une faible dispersion des données. Une courbe à haute résolution (1 million

d'années) a été publiée par Veizer *et al.* (1999) [28]. Ce signal a été abondamment utilisé pour contraindre l'importance de la consommation de CO₂ par altération des silicates continentaux au cours du Cénozoïque, particulièrement en réponse à l'orogénèse himalayenne (Raymo, 1991 [23]). Deux principaux types d'apports de Sr à l'océan sont identifiés : un flux d'échange au niveau des dorsales océaniques, qui n'affecte pas la concentration en Sr de l'eau mais modifie son rapport isotopique. L'eau pénètre les dorsales océaniques avec un rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de 0,709 aujourd'hui et en ressort après contact avec des roches d'origine mantellique avec la valeur caractéristique de 0,703. Ce processus tend donc à réduire le rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de l'eau de mer et le rapprocher de la valeur mantellique. À l'inverse, le rapport isotopique des rivières, hérité de l'altération des roches continentales est aujourd'hui égal à 0,7119. Une certaine corrélation existe entre les périodes de valeurs élevées du rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de l'eau de mer et les épisodes de glaciations. Elle a été interprétée comme la trace d'une altération plus importante en mode climatique froid, en réponse à l'intensification de l'érosion physique, elle-même favorisant l'altération chimique. Le signal est particulièrement clair pour les 40 derniers millions d'années, et l'augmentation rapide du rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de l'eau de mer a été interprétée comme la signature de l'accroissement de l'altération continentale dans l'Himalaya en pleine surrection. Corrélativement, on suggère que cette augmentation du rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ est accompagnée d'une diminution de la teneur en CO₂ de l'atmosphère. Dans ce modèle, c'est l'Himalaya qui devient responsable du refroidissement du Cénozoïque.

Cette hypothèse a été abondamment développée. On la retrouve encore dans la littérature plus récente, qui lie orogène à refroidissement global du climat en réponse à l'intensification de l'altération. Néanmoins, cette hypothèse, présentée sous une forme aussi simpliste, est contraire à la théorie du paléothermostat. En effet, l'altération devient fonction du climat dans une boucle de rétroaction positive. Plus il fait froid, plus l'érosion augmente, forçant la consommation de CO₂ par altération à augmenter, elle-même forçant le refroidissement à s'accroître. L'altération des silicates et le dégazage volcanique se découplent, et le contenu en carbone de l'océan et de l'atmosphère est consommé en moins de quelques millions d'années (Goddéris et François, 1996 [15]), ce qui mènerait à des catastrophes climatiques non enregistrées au cours du Tertiaire. Il faut toutefois souligner que les orogènes peuvent pomper du CO₂ en respectant le paléothermostat. Les conséquences de la surrection d'une chaîne de montagnes sont beaucoup plus complexes que la simple surrection avec accroissement de l'altération. Nous verrons plus loin qu'elles entraînent un ensemble de phénomènes géologiques qui finalement permettent d'associer orogénèse et refroidissement.

Par ailleurs, l'évolution du rapport isotopique $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de l'eau de mer ne peut pas s'interpréter uniquement en termes de changement dans l'importance relative des flux mantelliens ou continentaux. Le rapport isotopique des roches source de l'altération peut également avoir changé au cours du temps,

et particulièrement dans les zones d'orogènes, compliquant considérablement l'interprétation du signal isotopique de strontium. Néanmoins, la qualité du signal phanérozoïque devrait motiver une reconsidération de cet indicateur dans les années à venir.

Parallèlement au signal isotopique $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, le rapport $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ de l'eau de mer mesuré sur des sédiments prélevés au cours des campagnes de forages océaniques est également utilisé pour contraindre l'évolution des flux d'altération continentale et hydrothermaux. La systématique est très semblable à celle du Sr, mais l'intérêt majeur de l'osmium réside dans son temps de résidence court dans l'océan, voisin de 10 et 30 ka, mais suffisamment plus long que le temps de mélange des masses d'eau. Les apports par les rivières dominant, avec un rapport $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ de 1,3 et un flux de 1 800 moles/an. Les apports hydrothermaux ont une signature isotopique de 0,13 et un flux de l'ordre de 100 moles/an. Il faut encore ajouter un flux lié aux poussières cosmiques, avec un rapport de 0,13 et un flux de 80 moles/an. Les puits principaux sont les flux de dépôts de sédiments océaniques. Le rapport peut donc être indirectement relié à l'évolution des climats terrestres et des gaz à effet de serre, via la caractérisation des flux géologiques du cycle du carbone. Néanmoins, l'osmium est un élément très peu abondant, ce qui rend sa mesure malaisée. La concentration moyenne d'Os dans l'eau de mer est de 10 fg/g et de 9 fg/g dans les rivières.

6.1.4 Le niveau de CO_2 atmosphérique

Il n'existe évidemment aucune mesure directe de ce niveau pour le passé lointain, au-delà de 900 000 ans, période couverte par les forages effectués dans les glaces antarctiques. Toutes les méthodes sont donc indirectes et elles dépendent d'un certain nombre d'hypothèses. Il en résulte forcément des incertitudes importantes. De plus, le temps de résidence faible du carbone dans le système océan-atmosphère (200 000 ans) est une cause inhérente d'éparpillement des points de données. La résolution temporelle dans le passé géologique atteint très rarement ce niveau de précision. Il en résulte que deux points, attribués au même instant géologique, peuvent présenter des valeurs très différentes.

Une excellente synthèse a été réalisée par Royer *et al.* (2001) [25]. Les méthodes de reconstruction sont multiples. Pour le passé très lointain, on utilise majoritairement le comptage des stomates des feuilles fossiles. Des corrélations positives existent entre le nombre de stomates et le niveau de CO_2 ambiant, pour des espèces actuelles. Elles sont appliquées à des échantillons géologiques anciens. Il s'agit de la méthode probablement la moins précise, mais elle présente l'avantage de pouvoir remonter très loin dans le passé (jusqu'au Dévonien) et elle est indépendante des problèmes rencontrés par les systèmes isotopiques, tels que la diagenèse.

Une seconde méthode permet de remonter jusqu'au Paléozoïque. Elle repose sur la mesure du $\delta^{13}\text{C}$ de carbonates pédogéniques dans des paléosols. Cette méthode se base sur le fait que le niveau de CO_2 dans les sols modernes résulte du mélange de CO_2 atmosphérique et de CO_2 respiré dans les sols. Les carbonates pédogéniques enregistrent le $\delta^{13}\text{C}$ de ce mélange

$$\text{CO}_2^{\text{atm}} = S(z) \frac{\delta_{\text{sample}} - 1,0044\delta_{\text{resp}} - 4,4}{\delta_{\text{atm}} - \delta_{\text{sample}}} \quad (6.7)$$

où δ_{sample} est le $\delta^{13}\text{C}$ du carbonate pédogénique. La méthode requiert de fixer le $\delta^{13}\text{C}$ du CO_2 respiré δ_{resp} à des valeurs typiques. Elle est donc dépendante du pourcentage de plantes en C_4 par rapport aux plantes en C_3 , pour lesquelles les fractionnements isotopiques sont très différents. En pratique, elle n'est donc pas applicable après l'émergence des plantes en C_4 , il y a 15 Ma. La méthode nécessite également la connaissance du $\delta^{13}\text{C}$ de l'atmosphère δ_{atm} et de $S(z)$, quantité de CO_2 respirée à la profondeur estimée z du carbonate pédogénique dans le paléosol. Le $\delta^{13}\text{C}$ de l'atmosphère est estimé en mesurant le $\delta^{13}\text{C}$ de carbonates marins de même âge et en imposant la valeur du fractionnement entre les carbonates et le CO_2 de l'atmosphère. Quant à la fraction de CO_2 respirée, elle est calculée en faisant des hypothèses majeures sur la température des sols, leur porosité et la productivité biologique. En effet, si la production de CO_2 dans les sols est une fonction de la productivité et de la température (qui contrôle en partie l'activité de dégradation de la matière organique par les bactéries), sa diffusion vers l'atmosphère dépend très largement de la structure physique de sols. Le niveau de CO_2 à une profondeur donnée est donc dépendant de l'importance relative de la production et de la perte par diffusion. C'est de loin la méthode la plus incertaine. Une recalibration récente de la méthode a mené à une baisse considérable des pressions de CO_2 reconstruites dans le passé (Breecker *et al.*, 2010 [3]). Une méthode similaire consiste à étudier le $\delta^{13}\text{C}$ de carbonates pédogéniques en trace contenu dans la goethite, qui est un minéral qui se forme au cours des réactions d'altération dans les sols (Royer *et al.*, 2001 [25]).

Une troisième approche utilise la mesure du fractionnement isotopique du carbone par le phytoplancton et son lien avec la teneur en CO_2 dissous dans l'eau de mer. Dans un premier temps, la différence entre le $\delta^{13}\text{C}$ des carbonates et celui du carbone organique total a été utilisé. Il est ensuite apparu que cette mesure était entachée d'erreur, en particulier suite à la présence de matière organique d'origines variées dans les sédiments, à la fois continentale et marine. On mesure aujourd'hui ce fractionnement en utilisant directement des biomarqueurs dans la matière organique, tels que les alcénones (Pagani *et al.*, 2005 [21]). Le lien entre le fractionnement isotopique et le niveau de CO_2 dissous dans l'eau est basé sur des corrélations établies pour l'actuel. À titre d'exemple, citons celle basée sur une compilation des données de la

campagne GEOSECS :

$$\begin{aligned}\varepsilon_P &= 12,03 [\text{CO}_{2\text{aq}}] - 3,56 \\ 10 &\leq [\text{CO}_{2\text{aq}}] \leq 90 \mu\text{M}\end{aligned}\quad (6.8)$$

où ε_P est le fractionnement photosynthétique du phytoplancton, et $[\text{CO}_{2\text{aq}}]$ la concentration en CO_2 gazeux dissous dans l'eau.

L'utilisation de corrélations établies pour les conditions actuelles constitue la principale faiblesse de cette méthode, puisqu'elles sont extrapolées vers des gammes de CO_2 nettement plus élevées que le niveau actuel, en faisant appel à des composés fabriqués par des organismes dont on ignore le métabolisme. De plus, le fractionnement isotopique est également fonction du taux de croissance de ces organismes, ce qui complique la reconstruction.

Une dernière méthode se base sur la mesure du rapport des isotopes du bore $^{11}\text{B}/^{10}\text{B}$ ($\delta^{11}\text{B}$) des sédiments carbonatés (Royer *et al.*, 2001 [25]). L'abondance relative des deux espèces de borates dissous (H_4BO_4 et H_3BO_4^-) dépend du pH de l'eau de mer. Or il existe un fractionnement isotopique de l'ordre de 19 ‰ entre les deux espèces. Les carbonates incluent principalement l'espèce H_4BO_4 et la composition isotopique $\delta^{11}\text{B}$ des carbonates va donc dépendre du pH. Néanmoins, le lien avec le CO_2 atmosphérique n'est pas évident. D'une part, il faut supposer que le $\delta^{11}\text{B}$ de l'eau de mer est constant au cours du temps, que les isotopes se partagent entre les deux espèces et que l'abondance relative en ^{11}B et ^{10}B reste la même. Il a été montré que ce n'était probablement pas le cas et que le $\delta^{11}\text{B}$ du borate total a probablement changé dans le passé. Ensuite, il faut faire des hypothèses lourdes sur l'alcalinité de l'eau de mer, pour remonter du pH à la pression de CO_2 atmosphérique.

La compilation de l'ensemble de ces reconstructions montre inévitablement une énorme dispersion des points (Royer, 2006 [24]) (Fig. 6.6). Néanmoins, quelques tendances peuvent se dégager. D'une part, le niveau de CO_2 atmosphérique semble avoir été élevé avant le Dévonien (avec des valeurs généralement supérieures à 2000 ppmv). Cette période est suivie par un intervalle temporel couvrant la fin du Carbonifère et le début du Permien, où le CO_2 atmosphérique est essentiellement compris entre 200 et 500 ppmv. Les données sur le Mésozoïque sont plus confuses et ne montrent aucune tendance univoque. Pour une même tranche d'âge, il est courant d'avoir des estimations du CO_2 atmosphérique variant d'un facteur 5 à 10. Enfin, le Cénozoïque semble être marqué par une diminution générale de la pression de CO_2 atmosphérique, surtout matérialisée par la diminution générale des valeurs maximales reconstruites. L'enregistrement le plus fin (c'est-à-dire qui présente la meilleure résolution temporelle et la plus faible dispersion) est celui obtenu en reconstruisant le fractionnement isotopique en carbone de la biosphère océanique en se basant sur la mesure du $\delta^{13}\text{C}$ des alcénonnes (Pagani *et al.*, 2005 [21]). Il montre une décroissance rapide du CO_2 atmosphérique depuis le début de l'Éocène à la fin de l'Oligocène : vers 50 millions d'années, la teneur

en CO_2 est estimée à 1 500 ppmv et devient comprise entre 200 et 300 ppmv il y a 23 millions d'années. Les niveaux de CO_2 restent alors constants sur l'ensemble du Miocène à des valeurs légèrement inférieures à 250 ppmv. Enfin, les niveaux de CO_2 au cours du Pliocène ont été explorés par deux méthodes : celle des fractionnements isotopiques en carbone et le comptage de stomates sur des feuilles fossiles. Les deux méthodes suggèrent des niveaux de CO_2 compris qui ont remonté : entre 350 et 450 ppmv de 2,9 à 3,3 millions d'années pour la première méthode, et entre 370 et 250 ppmv entre 5,3 et 2,6 millions d'années pour la seconde.

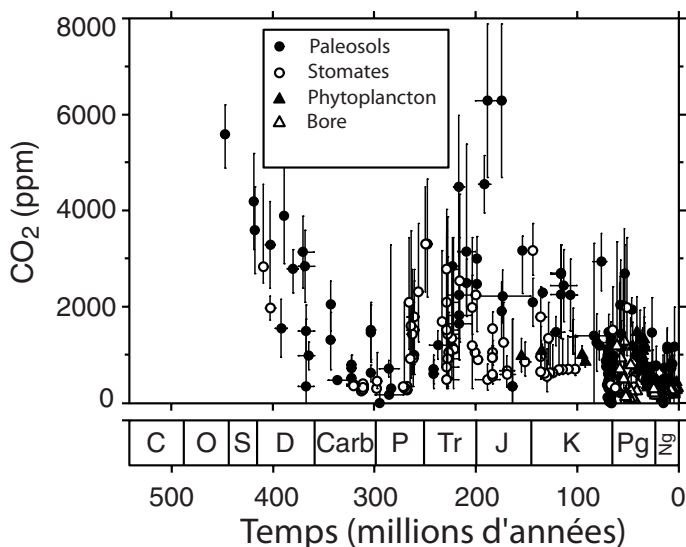


FIG. 6.6 – Niveaux de CO_2 phanérozoïque reconstruits par diverses méthodes basées sur des *proxies*.

6.2 Les grands modes climatiques du Phanérozoïque et leurs causes possibles

Les reconstructions climatiques du Phanérozoïque montrent une succession de modes plus chauds que l'actuel et de modes froids similaires à l'actuel, avec développement de calottes glaciaires. Cette succession s'observe dans les données sédimentologiques recensant les dépôts sédimentaires de type glaciaire, incluant les tillites, et les dépôts de débris transportés par la glace de mer (*ice rafted debris*) (Frakes *et al.*, 1992 [11]). Mais ces oscillations climatiques s'observent aussi dans les données isotopiques, tel le $\delta^{18}\text{O}$ des carbonates déposés sur les fonds marins, qui témoignent, au moins partiellement, du $\delta^{18}\text{O}$

de l'eau de mer à l'époque du dépôt (Veizer *et al.*, 2000 [29]). Ces données isotopiques restent difficiles à interpréter, car elles mélangent non seulement des indications climatiques (température de l'eau de mer, volume de glace continentale), mais également des données géochimiques telles que la salinité de l'eau de mer, la spéciation des carbonates, le $\delta^{18}\text{O}$ de l'eau de mer lui-même influencé par les flux d'altération continentaux et hydrothermaux. Néanmoins, le $\delta^{18}\text{O}$ au cours du Phanérozoïque montre des oscillations qui présentent une période de 135 millions d'années, en accord avec les reconstructions sédimentologiques, ce qui renforce l'idée de sa bonne qualité d'indicateur climatique. À ce jour, cette période de 135 millions d'années reste largement inexplicée, mais sa longueur indique probablement un lien avec les processus tectoniques qui modèlent la surface de la Terre ou, peut-être, des processus astronomiques (Shaviv et Veizer, 2003 [27]). L'accumulation de données isotopiques obtenues récemment sur des phosphates (dont des dents de poisson fossiles et des conodontes) a permis de raffiner considérablement la résolution des alternances de modes chauds et froids, en particulier pendant le Mésozoïque et le Dévonien.

Les modes climatiques froids du Phanérozoïque se situent à la fin de l'Ordovicien (445 Ma, durée de 0,5 à 1 million d'années), au Permo-Carbonifère (de 330 à 270 Ma environ), au Jurassique et au Crétacé. Cette période est marquée par une succession d'événements froids courts : fin du Toarcien vers 175 Ma, à la limite Callovien-Oxfordien vers 160 Ma, à la transition Valanginien inférieur – Valanginien moyen vers 140 Ma, au début de l'Aptien vers 125 Ma, à la limite Cénomaniens-Turonien vers 93 Ma. Enfin, toute la fin du Cénozoïque, depuis le début de l'englacement de l'Antarctique il y a 34 millions d'années jusqu'à aujourd'hui, est dans le mode froid, les glaces étant apparues d'abord dans les zones polaires australes, puis plus tardivement dans l'hémisphère nord.

6.2.1 Les causes des modes climatiques froids

Elles sont généralement plus étudiées que les causes des modes chauds. Les processus suivants ont été avancés :

1. Les orogénèses.

La mise en place de chaînes de montagne augmente l'altération physique suite à la mise en place de glaciers, de pentes abruptes et d'alternance de gel-dégel (Raymo, 1991 [23]). Il en résulte une fracturation plus importante de la roche et donc une sensibilité plus forte à l'altération chimique qui consomme du CO_2 . C'est donc un processus qui augmente l'altérabilité des surfaces continentales localement. Il en résulterait une baisse de CO_2 atmosphérique et un refroidissement global. Cette hypothèse s'appuie sur des mesures actuelles des taux d'altération dans les chaînes de montagne, sur la corrélation forte qui existe entre érosion physique et altération chimique dans des bassins versants modernes et sur le rapport isotopique $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ des eaux drainant l'Himalaya. Un second effet est

également à prendre en compte : les taux de sédimentation très élevés dans les mers situées au pied des orogènes entraînent un enfouissement très efficace de carbone organique et donc une consommation accrue de CO_2 atmosphérique grâce au fonctionnement de la pompe biologique. Ce processus est responsable du piégeage de deux à trois fois plus de CO_2 que l'altération des silicates dans l'orogène himalayenne (Galy *et al.*, 2007 [13]).

2. Le développement de la végétation vasculaire sur les continents.
La végétation haute, développant un réseau de racines agit à trois niveaux sur les taux d'altération. Les racines permettent la stabilisation des sols et donc augmentent le temps de contact entre les eaux continentales et les minéraux silicatés. De plus, la respiration racinaire et microbienne dans les sols y accroît la pression partielle de CO_2 , et donc acidifie l'eau qui percole vers la roche mère. Enfin, les plantes sécrètent des acides organiques qui participent également à l'acidification des eaux. Il résulte de ces trois effets un accroissement de la consommation de CO_2 atmosphérique par dissolution des silicates continentaux. Cette hypothèse est basée sur des études menées en particulier en Islande sur des coulées de lave couvertes ou non de végétation à tige. Il apparaît que les flux d'altération sont huit à dix fois plus importants sous couvert végétal dense (Berner, 2004 [1]).
3. L'enfouissement accru de carbone organique lors de phase d'anoxie de l'océan.
Cette hypothèse est souvent avancée pour expliquer des fluctuations positives du rapport $\delta^{13}\text{C}$ des carbonates océaniques corrélées à un refroidissement climatique. Elle nécessite des conditions environnementales particulières : soit des conditions favorables au maintien de la stratification des eaux dans de grands bassins océaniques et empêchant la ventilation des eaux profondes de ces bassins, soit des conditions d'hyper productivité océanique menant à la consommation de l'oxygène dans les eaux profondes par le recyclage de la matière organique produite dans la zone euphotique. Cet enfouissement peut également se produire en milieu continental, par exemple au cours du Carbonifère.
4. Le passage du système solaire dans un bras galactique.
Cette hypothèse récente tente d'expliquer la périodicité de 135 millions d'années dans l'apparition des modes froids. Le bras galactique est une zone de formation d'étoiles intenses et d'émission de rayons cosmiques galactiques. Atteignant l'atmosphère, ceux-ci sont suspectés participer à la nucléation des nuages de basse altitude, augmentant l'albédo de l'atmosphère et refroidissant le climat (Shaviv et Veizer, 2003 [27]). Il n'existe aujourd'hui aucune preuve expérimentale de la validité de ce mécanisme qui reste purement spéculatif.

5. La dislocation d'un super continent.

L'augmentation de la pluviométrie qui en résulte active la consommation de CO_2 par altération des silicates et donc refroidit le climat. Cet effet est particulièrement important si le super continent se disloque le long de l'équateur, siège de précipitations intenses (Donnadieu *et al.*, 2006 [8]).

6. Toute réduction du dégazage de gaz à effet de serre du manteau ou des sédiments vers l'atmosphère.

7. La mise en place et l'altération subséquente de provinces basaltiques sur les continents.

Les basaltes s'altèrent beaucoup plus efficacement que la croûte continentale moyenne sur laquelle ils s'épanchent (un basalte s'altère en conditions équivalentes huit fois plus vite qu'un granite). Cette constatation a été établie sur la base d'étude de l'altération dans des bassins versants basaltiques (Dessert *et al.*, 2001 [6]). L'altération des basaltes frais produit donc une baisse à long terme de la pression partielle de CO_2 atmosphérique. La question reste ouverte quant à l'altération de plateaux basaltiques sous-marins. Participent-ils ou non au refroidissement du système climatique ? Le tampon du pH imposé par la spéciation des carbonates dans l'eau de mer laisse néanmoins penser que l'altération des basaltes océaniques est un phénomène mineur, la dissolution des basaltes étant minimale aux alentours du pH 8, valeur dont l'eau de mer ne s'est probablement pas beaucoup écartée au cours du Phanérozoïque.

6.2.2 Les causes des modes climatiques chauds

Étonnamment, les modes froids ont toujours été vus comme des accidents d'un état chaud prolongé. Là réside probablement la raison pour laquelle les causes proposées pour les modes chauds sont moins nombreuses et moins discutées dans la littérature, mis à part l'événement thermique de la transition Paléocène-Éocène.

Les processus suivants ont été avancés :

1. Toute augmentation du dégazage de gaz à effet de serre du manteau ou des sédiments vers l'atmosphère. Il peut s'agir d'une activité volcanique accrue, libérant massivement du CO_2 , d'événements d'épanchements basaltiques à la surface des continents (Dessert *et al.*, 2001 [6]), de dégazage de méthane en provenance des hydrates de gaz accumulés dans les sédiments (McInerney et Wing, 2011 [19]).
2. L'assemblage d'un super continent, réduisant la pluviométrie et donc l'altération des silicates continentaux permet l'accroissement de la pression de CO_2 dans l'air et le réchauffement du climat (Donnadieu *et al.*, 2006 [8]).

6.2.3 Le paléothermostat terrestre au Phanérozoïque

Le temps de résidence court (200 000 ans) du carbone dans le système exosphérique, ainsi que le temps de réaction de l'alcalinité océanique (3 000 ans) imposent la quasi-égalité suivante entre les flux de carbone inorganiques, en négligeant les déséquilibres possibles dans le cycle du carbone organique (voir chapitre 5) :

$$F_{\text{vol}} + F_{\text{MOR}} \approx F_{\text{sw}} \quad (6.9)$$

où F_{vol} est le dégazage volcanique, F_{MOR} le dégazage aux dorsales, F_{sw} la moitié de la consommation de CO_2 par l'altération des silicates. Ce facteur 1/2 provient du fait que deux moles de carbone atmosphérique sont consommées pour deux équivalents d'alcalinité produits par la réaction de dissolution des silicates continentaux. Une seule de ces deux moles sera finalement enfouie sous forme de carbonate océanique. L'autre mole de carbone reste dans le système océan-atmosphère (voir chapitre 5). Le flux de consommation de CO_2 par l'altération des silicates est fonction de la température et du ruissellement continental. D'une manière générale, il augmente lorsque la teneur en CO_2 croît. Mais sa réponse à une augmentation de CO_2 est également fonction de la couverture végétale des continents, de la présence d'orogène et d'altération physique intense, de la configuration des continents, de la modification de la lithologie superficielle, suite par exemple à la mise en place de surfaces basaltiques sur les continents lors d'événements magmatiques majeurs. F_{sw} peut donc s'exprimer de la manière suivante :

$$F_{\text{sw}} \propto f_1(T) \times f_2(R) \times f_3(\text{érosion}) \times f_4(\text{végétation}) \times f_5(\text{litho}) \quad (6.10)$$

où T est la température continentale, et R le ruissellement. Les fonctions f_1 et f_2 sont connues : la première est une fonction exponentielle de la température, la seconde une fonction linéaire du ruissellement. f_1 et f_2 ont été déterminées pour les granites et pour les basaltes. À titre d'exemple, le flux d'altération déduit de la compilation des flux exportés par des petits bassins versants monolithologiques granitique est proportionnel à :

$$F_{\text{gra}} \propto R \exp \left[-\frac{48\,200}{R} \left(\frac{1}{T} - \frac{1}{T_0} \right) \right]. \quad (6.11)$$

La fonction f_3 est inconnue. Les seules indications dont nous disposons sont l'existence d'une corrélation positive très forte entre les flux d'érosion physique et les flux d'altération chimique à la fois pour les grands et petits bassins versants. On en déduit que f_3 est une fonction croissante du taux d'érosion, mais son expression mathématique précise reste à définir. Concernant f_4 , des études menées sur des coulées de lave en Islande montrent que le taux d'altération augmente d'un facteur 8 quand la végétation vasculaire se développe (Berner, 2004 [1]). f_4 augmente donc avec le couvert végétal mais aussi lorsqu'on passe de mousses et lichens aux plantes vasculaires avec un système de racines bien développé (voir la discussion à propos du Dévonien dans la section suivante).

Enfin, f_5 exprime la dépendance envers le type lithologique. On peut l'exprimer comme un facteur constant égal à 8 ou 10 sur les surfaces basaltiques fraîches (qui s'altèrent vite) et égal à 1 sur les surfaces granitiques (Dessert *et al.*, 2001 [6]).

À titre d'exemple, ce formalisme simple permet de montrer que la mise en place d'une orogène entraîne une augmentation de la consommation de CO_2 atmosphérique par l'altération des silicates (f_3 augmente), mais que les conditions du paléothermostat sont toujours vérifiées : le climat se refroidit globalement, et la diminution des facteurs f_1 et f_2 compense l'augmentation de f_3 . On dit alors que l'altérabilité des surfaces continentales a changé. En effet, si le dégazage de la Terre solide ne change pas, l'équation (9) impose à la consommation de CO_2 par l'altération des silicates de rester quasiment constante à l'échelle de plusieurs millions d'années. Mais l'équation (10) impose une diminution de f_1 et f_2 en compensation de l'augmentation de f_3 . On dit que l'altérabilité des surfaces continentales a augmenté, alors que le flux total d'altération des silicates reste inchangé. Mais pour permettre l'adaptation de f_1 et f_2 aux nouvelles conditions, le niveau de CO_2 d'équilibre est plus bas, et le climat est plus froid et sec.

De même, la mise en place d'une province basaltique augmente le facteur f_5 et le climat va se refroidir en compensation. De même pour la colonisation des surfaces continentales que nous détaillerons ci-après.

Il faut noter que la relation 10 est une simplification. La dépendance entre CO_2 , température et ruissellement continental est complexe et est fonction dans une large mesure de la configuration paléogéographique, ce qui complique considérablement le problème.

Enfin, si l'on considère la possibilité de déséquilibre dans le cycle organique du carbone, l'équation du thermostat s'écrit :

$$F_{\text{vol}} + F_{\text{MOR}} + F_{\text{ow}} \approx F_{\text{sw}} + F_{\text{od}} \quad (6.12)$$

où F_{ow} est l'oxydation du carbone organique sédimentaire et F_{od} l'enfouissement total de carbone organique. Si les dépôts venaient à augmenter suite, par exemple, au développement exceptionnel de conditions de préservation de la matière organique (mise en place d'anoxie à grande échelle par exemple), alors que l'oxydation du carbone organique sédimentaire exposé sur les continents restait constante, on aurait l'inégalité :

$$(F_{\text{vol}} + F_{\text{MOR}}) - F_{\text{sw}} \approx F_{\text{od}} - F_{\text{ow}} \geq 0. \quad (6.13)$$

Dans ce cas, l'altération des silicates doit devenir inférieure au dégazage total de la Terre solide pour préserver l'équilibre du paléothermostat. Cette condition sera vérifiée car l'augmentation de l'enfouissement de carbone organique réduit la pression de CO_2 dans l'air ce qui, au premier ordre, provoque une diminution des facteurs f_1 et f_2 .

Notons enfin que le paléothermostat constitue une force stabilisatrice du climat terrestre très puissante. Si des causes extérieures au cycle du CO_2 venaient perturber le climat (rayons cosmiques et nucléation de nuages, passage

de la Terre dans un nuage de poussière galactique, dégazage de méthane), la modification des facteurs f_1 et f_2 qui en résulterait provoquerait un déséquilibre dans le cycle du carbone, qui se rééquilibrerait en quelques millions d'années, en ajustant la pression de CO_2 atmosphérique pour retrouver des conditions climatiques qui vérifient le paléothermostat.

6.3 Le climat du Paléozoïque : chronologie des grandes tendances et leurs causes

D'une manière générale, le climat du Paléozoïque est qualifié de plus chaud que l'actuel, mis à part deux événements glaciaires qui présentent des caractéristiques très différentes.

Les raisons de cet état climatique chaud ne sont pas clairement connues, mais plusieurs hypothèses ont été avancées. D'une part, le dégazage de la Terre solide semble avoir été généralement plus important qu'actuellement de 60 %. Cette assertion s'appuie sur le fait que le niveau marin a été généralement plus haut dans le passé géologique qu'aujourd'hui, à l'exception de la transition Permo-Carbonifère. Ce haut niveau s'explique au premier ordre par un volume plus important des dorsales océaniques et donc un dégazage supposé plus important de la Terre solide. Ce résultat n'a jamais été confirmé par d'autres méthodes indépendantes du niveau marin et reste sujet à caution. D'autre part, l'absence de végétation vasculaire abondante jusqu'à la fin du Dévonien a empêché le développement de sols modernes sur les surfaces continentales. Cette absence de sol réduit les temps de contact entre l'eau continentale et les minéraux, limitant donc leur altération. De même, l'absence de système racinaire réduit l'acidité des solutions de sols et donc la consommation de CO_2 atmosphérique par l'altération des silicates continentaux, ce qui favorise *in fine* de hautes teneurs en CO_2 . Berner (2004) [1] estime que la température moyenne globale a été ~ 6 °C plus élevée que l'actuel, sur la base d'une étude de modélisation numérique. Ces valeurs très chaudes sont confirmées par quelques mesures utilisant le paléothermomètre constitué par la quantité de molécules rares $\text{Ca}^{18}\text{O}^{13}\text{C}^{16}\text{O}_2$ dans les carbonates du Silurien inférieur (Came *et al.*, 2007 [4]).

Quelles qu'en soient les causes, cet état climatique chaud est interrompu par plusieurs événements glaciaires de durées et d'amplitudes très différentes. On trouvera dans l'Atlas Figure 3.9 du chapitre 3 les cartes paléogéographiques de la Terre au cours des principales périodes du Phanérozoïque.

6.3.1 La glaciation fin-Ordovicien

Le premier événement glaciaire se produit à la fin de l'Ordovicien (Hirnantien inférieur, dernier étage de l'Ordovicien datant de 445 Ma). Cette glaciation se caractérise par un pic de froid de courte durée, 0,5 à 1 million d'années durant l'Hirnantien, dans un contexte de refroidissement généralisé

qui s'étend de l'Ordovicien moyen au début du Silurien. Elle se produit dans un contexte paléogéographique particulier, le continent de Gondwana étant essentiellement situé autour du pôle Sud. Une vaste calotte glaciaire s'y était développée. Au maximum de la glaciation, la calotte atteint le Gondwana Nord, soit le nord et l'ouest de l'Afrique actuelle. Les causes précises de cette glaciation sont mal connues. Elle se produit alors que les estimations du niveau de CO_2 atmosphériques sont autour de 17 fois la pression actuelle de CO_2 d'après le modèle GEOCARB III (Berner, 2004 [1]), ce qui semble en contradiction avec la mise en place d'un événement glaciaire. Des simulations réalisées à l'aide du modèle climatique GENESIS montrent en effet que le niveau de CO_2 requis pour initier l'apparition d'une calotte glaciaire sur le Gondwana doit passer sous le seuil de 2 200 ppmv. Néanmoins, la nouvelle version de GEOCARB conduit à calculer des niveaux de CO_2 plus bas, aux alentours de 2 700 ppmv, plus proches du seuil d'englacement. Kump *et al.* (1999) [18] proposent que le niveau de CO_2 ait pu être réduit à l'Hirnantien, pendant le pic de glaciation, en réponse à la mise en place des orogènes calédonienne et appalachienne au cours de l'Ordovicien moyen et supérieur, ce qui aurait entraîné une augmentation de l'altérabilité des surfaces continentales. Cette activité tectonique accrue se marque dans une augmentation rapide du rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de l'eau de mer (Veizer *et al.*, 1999 [28]), enregistrant une augmentation du rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ des produits d'altération comme c'est le cas aujourd'hui dans l'Himalaya. Cet enrichissement en ^{87}Sr provient de la fusion partielle de roches impliquées dans le plissement, autorisant la migration du ^{87}Sr formé par la désintégration radioactive du Rb présent dans les roches potassiques peu altérables vers des silicates calciques plus altérables. Les niveaux de CO_2 globalement bas qui résultent de l'altération accrue permettent le développement d'une calotte glaciaire sur le Gondwana. En réponse à cette accumulation de glace sur les continents, le niveau marin s'abaisse et les plates-formes carbonatées émergent ; elles sont alors soumises à une altération rapide, ce qui permet d'expliquer une rapide remontée du $\delta^{13}\text{C}$ des sédiments carbonatés pendant la glaciation (excursion positive de 8 ‰). L'altération des carbonates transférant du CO_2 de l'atmosphère vers l'océan, la teneur en CO_2 atmosphérique diminue à 2 100 ppmv, intensifiant la glaciation. La couverture de glace augmente sur le Gondwana, ce qui a réduit *in fine* la surface des silicates continentaux exposés à l'altération et a provoqué l'accumulation du CO_2 dans l'atmosphère. Ce scénario séduisant a été testé avec un modèle climatique simple (Kump *et al.*, 1999 [18]).

Une étude récente a démontré le rôle clé joué par la dérive des continents sur la mise en place de conditions froides généralisées dès l'Ordovicien moyen et jusqu'au Silurien inférieur, indépendamment du pic glaciaire de l'Hirnantien. En effet, trois grands blocs continentaux traversent la zone de convergence intertropicale au cours de cette période, favorisant la consommation de CO_2 atmosphérique par une altération chimique facilitée par des conditions chaudes et humides (Nardin *et al.*, 2011 [20]).

6.3.2 Le climat du Dévonien

Le Dévonien (416-3592 Ma) marque le début de la transition d'un monde paléozoïque globalement chaud vers la glaciation majeure du Permo-Carbonifère. De nombreuses perturbations biologiques s'y produisent. Même si les premières traces de végétation apparaissent dès l'Ordovicien et si des feux de végétation ont été observés au Silurien, le développement d'une biosphère à tiges hautes commence dans le Dévonien inférieur. Les premières plantes vasculaires apparaissent dès le Dévonien inférieur et explorent la dimension verticale. Des plantes atteignant 2 à 3 mètres de hauteur ont été identifiées à l'Eifélien (395 Ma). Les arbres, d'une hauteur de 8 à 10 m, entament la colonisation des surfaces continentales dès la fin du Givetien, avec entre autres des fougères géantes tels l'*Archeopterys* et le *Cladoxyopsides* (385 Ma). Les vraies forêts de grande dimension se mettent sans doute en place dans les étages terminaux du Dévonien (Frasnien). Avec l'apparition et la généralisation des arbres, l'altération des silicates continentaux s'est rapidement accélérée, alors que le dégazage de la Terre solide reste à peu près constant (Berner, 2004 [1]). Les sols se développent, les systèmes racinaires aussi, favorisant l'acidification des eaux en contact avec les minéraux ainsi que l'accroissement du temps de contact entre l'eau continentale et les roches silicatées. Il en résulte une diminution rapide de la pression partielle de CO₂ dans l'atmosphère, de 3 000 ppmv au début du Dévonien à 1 000 ppmv à la fin, ce qui correspond à un refroidissement global d'environ 3 °C. Il est également intéressant de noter que le refroidissement général du climat a pu être bénéfique au développement des feuilles modernes, de grande taille et présentant de nombreux stomates, favorisant la production primaire continentale au détriment de plantes plus primitives. On peut donc suspecter l'instauration d'une rétroaction positive entre le refroidissement et la colonisation des surfaces continentales par des plantes toujours plus performantes.

D'autres processus peuvent être la cause d'un accroissement du piégeage sédimentaire de CO₂, toujours en lien avec la colonisation des continents par les plantes continentales. En effet, l'apparition de la lignine dans les tissus végétaux dès 410 Ma a augmenté la préservation de carbone organique en milieu continental et sur les marges. La lignine est en effet nettement plus réfractaire à la minéralisation que la matière organique d'origine océanique. Cet effet n'a jamais été quantifié à ce jour, mais il semble qu'il ne devienne efficace qu'au Carbonifère.

Enfin, la fin du Dévonien est caractérisée par un événement d'extinction de masse, affectant surtout les milieux marins tropicaux. Cet événement a duré approximativement 1 à 3 millions d'années, culminant à la limite Frasnien-Famennien. Il s'accompagne du dépôt de sédiments anoxiques (*black shales*), accompagné de deux excursions positives du $\delta^{13}\text{C}$ des sédiments carbonatés. Il a été proposé que ces événements soient la conséquence de *pulses* dans la colonisation des surfaces continentales par les plantes vasculaires, l'altération accrue apportant des nutriments en supplément à l'océan et provoquant

des floraisons intenses (*blooms*) de la biosphère océanique. Celles-ci auraient provoqué une consommation accrue d'oxygène dans les eaux de surface et l'établissement d'anoxie à grande échelle. De plus, ces événements anoxiques sont corrélés à des fluctuations de second ordre du niveau marin (quelques dizaines de mètres), ce qui perturbe l'altération des plates-formes carbonatées, tour à tour émergées et ennoyées. Une étude numérique, couplant un modèle climatique de balance énergétique 1D et un modèle géochimique de l'océan et des surfaces continentales prédit une chute de 1500 ppmv à travers la limite Frasnien-Famennien, sur un intervalle de 3 millions d'années seulement, ainsi qu'un refroidissement atteignant plus de 2 °C dans les zones équatoriales (Fig. 6.7). Ces résultats sont en accord avec le développement des premiers glaciers dans le Dévonien terminal.

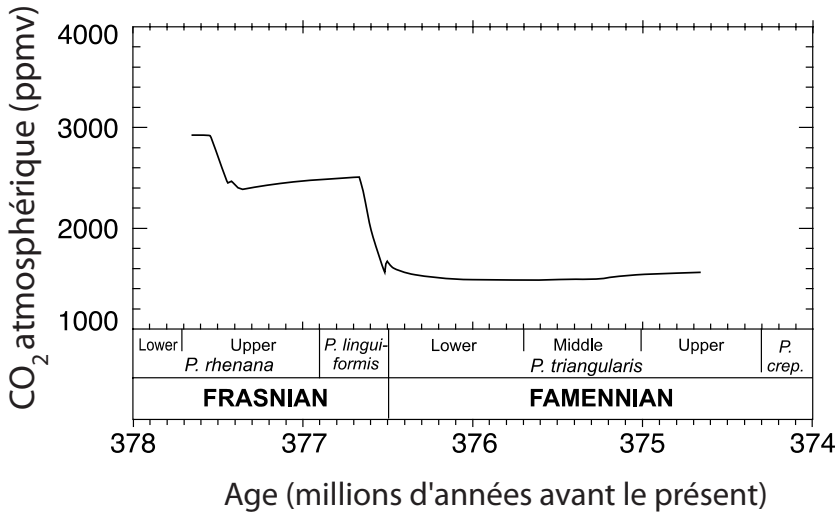


FIG. 6.7 – Niveaux calculés de CO₂ dans l'atmosphère à la fin du Dévonien.

6.3.3 La glaciation Permo-Carbonifère

La tendance au refroidissement amorcée au Dévonien se poursuit et atteint son maximum lors de la glaciation Permo-Carbonifère (330–270 Ma). Il s'agit de l'événement glaciaire le plus important du Phanérozoïque. Les débris portés par des icebergs dérivants ont atteint la paléolatititude de 30° (Frakes *et al.*, 1992 [11]). La température des eaux tropicales a probablement été 2 °C en dessous des valeurs actuelles (Veizer *et al.*, 2000 [29]). À la même époque, les continents sont couverts de forêts denses dans les zones de basses latitudes (dans la bande de latitude 15°N-15°S).

Ce refroidissement majeur et prolongé est supposé être la conséquence ultime de la poursuite de la colonisation des surfaces continentales par les

plantes vasculaires, favorisant l'altération continentale. Néanmoins, un second effet majeur vient s'y ajouter : l'enfouissement de carbone organique dans les milieux continentaux atteint au Carbonifère un niveau inégalé sur l'ensemble du Phanérozoïque. Approximativement 31×10^{15} moles/Ma de carbone sont enfouies sous forme réduite sur les continents, pendant le Carbonifère, alors qu'au Dévonien, ce puits de carbone était trente fois plus faible (Berner, 2004 [1]). C'est également près de deux fois le flux d'enfouissement estimé pour le Cénozoïque. La raison de cet enfouissement si efficace au Carbonifère reste en partie obscure, mais elle est probablement liée à deux facteurs interconnectés :

- 1) l'abondance de la végétation dans certaines zones,
- 2) la persistance d'un niveau marin bas au Carbonifère (alors qu'il était haut au Dévonien), favorisant le développement de terres côtières de basse altitude et de marécages de grande extension.

Cet enfouissement très efficace a laissé sa marque dans les enregistrements isotopiques. Le piégeage sur les continents de carbone réduit, pauvre en ^{13}C , a provoqué la plus ample et longue excursion positive du $\delta^{13}\text{C}$ des sédiments carbonatés (5 ‰, s'étalant sur la quasi-totalité du Carbonifère et du Permien). De plus, le piégeage du carbone organique dans les sédiments continentaux, s'il a forcé le CO_2 à décroître, a également mené à une augmentation considérable de la pression en O_2 dans l'atmosphère, celle-ci passant de 15 ‰ à la fin du Dévonien à 32 ‰ du contenu de l'air vers 290 Ma (Berner, 2004 [1]). Cet accroissement est également enregistré dans le $\delta^{13}\text{C}$ des restes fossiles de la végétation continentale. Le fractionnement des isotopes du carbone atteignait 23 ‰ il y a 290 Ma et était donc environ 5 ‰ plus élevé que la moyenne des valeurs estimées pour le reste du Paléozoïque et le Mésozoïque. Dans les plantes modernes, ce fractionnement est fonction du rapport O_2/CO_2 dans l'atmosphère. Une valeur de 23 ‰ indique un rapport atteignant 1 000. Si la pression de CO_2 était voisine de 300 ppmv (proche de la valeur actuelle), O_2 a atteint une pression voisine de 30 ‰ de la pression totale de l'atmosphère au niveau du sol.

6.3.4 La fin du Paléozoïque

La fin du Paléozoïque est marquée par la sortie de la glaciation Permo-Carbonifère. Le climat de la fin du Permien est un climat sec et nettement plus chaud.

Le passage d'un mode chaud à un mode froid trouve sa cause dans l'assemblage final de la Pangée au milieu du Permien. La formation d'un super continent réduit la quantité de précipitation sur les continents, ce qui inhibe partiellement la consommation de CO_2 par l'altération des silicates. En réponse à ce déséquilibre qui s'installe entre la source volcanique de CO_2 et le puits par altération et dépôt de carbonates, le CO_2 atmosphérique s'accumule, réchauffant le système jusqu'à ce que l'augmentation de l'altération

par accroissement de température compense le manque de précipitation, rétablissant l'équilibre entre source et puits de CO₂. On pénètre ici dans une époque investiguée par des modèles numériques nettement plus performants que les modèles simples utilisés pour le Paléozoïque. L'utilisation de modèles de circulation générale de l'atmosphère couplés à des modèles des cycles biogéochimiques permet une investigation plus fine du rôle de la paléogéographie.

Des simulations réalisées par ce type de modèle calculent qu'il y a 250 Ma la pression de CO₂ était de 2 400 ppmv uniquement en réponse à l'assemblage de la Pangée (Donnadieu *et al.*, 2006 [8]) et que les températures continentales atteignaient les 19 °C en moyenne. À titre de comparaison, aujourd'hui, une moyenne similaire, fortement influencée par le continent Antarctique très froid, serait de 6,7 °C seulement. La fin du Permien est marquée par une excursion négative majeure du $\delta^{13}\text{C}$ des carbonates marins (-3‰ pendant une dizaine de millions d'années). Elle est interprétée comme l'indication d'une réduction drastique de l'enfouissement de carbone organique continental en réponse à la baisse de la productivité biosphérique, conséquence de la diminution majeure des précipitations (Berner, 2004 [1]). De plus, la fin du Permien est marquée par une activité volcanique intense, avec la mise en place de grandes éruptions fissurales (*traps*) en Sibérie. Ces trois facteurs renforcent la tendance au réchauffement climatique dès la fin du Permien.

6.3.5 Le Mésozoïque

Les trois étages géologiques du Mésozoïque ont longtemps été considérés comme les prototypes des climats chauds, particulièrement le Crétacé. Les modèles numériques du type GEOCARB et tous les développements qui ont suivi calculent en effet des pressions de CO₂ atmosphérique très élevées sur l'ensemble du Phanérozoïque, de 4 à 10 fois la valeur actuelle, soutenues par un fort dégazage de la Terre solide (Berner, 2004 [1]). Le seul événement marquant était l'apparition des plantes à fleurs (angiospermes) au Crétacé, supposé accroître encore l'efficacité de la consommation de CO₂ atmosphérique par l'altération des silicates. En résulte une baisse sensible du CO₂ à partir de 130 millions d'années.

De nouvelles idées sur les tendances à long terme du Mésozoïque sont apparues récemment et suggèrent des changements à long terme plus importants. Premier fait marquant (Fig. 6.8), le $\delta^{13}\text{C}$ des sédiments carbonatés augmente régulièrement d'environ 1 ‰, depuis la base du Jurassique jusqu'au Miocène moyen dans le Cénozoïque. Cette augmentation est expliquée classiquement par un accroissement du rapport carbone organique/carbone total enfoui dans les sédiments marins, atteignant $\sim 20\%$, parce que la dislocation de la Pangée accroît la surface de plates-formes disponible pour l'accumulation de carbone organique. De nombreuses études sédimentologiques montrent un accroissement sensible de la quantité de carbone organique préservé sur les rivages de l'océan Atlantique, au fil de son ouverture, pendant le Jurassique et le Crétacé.

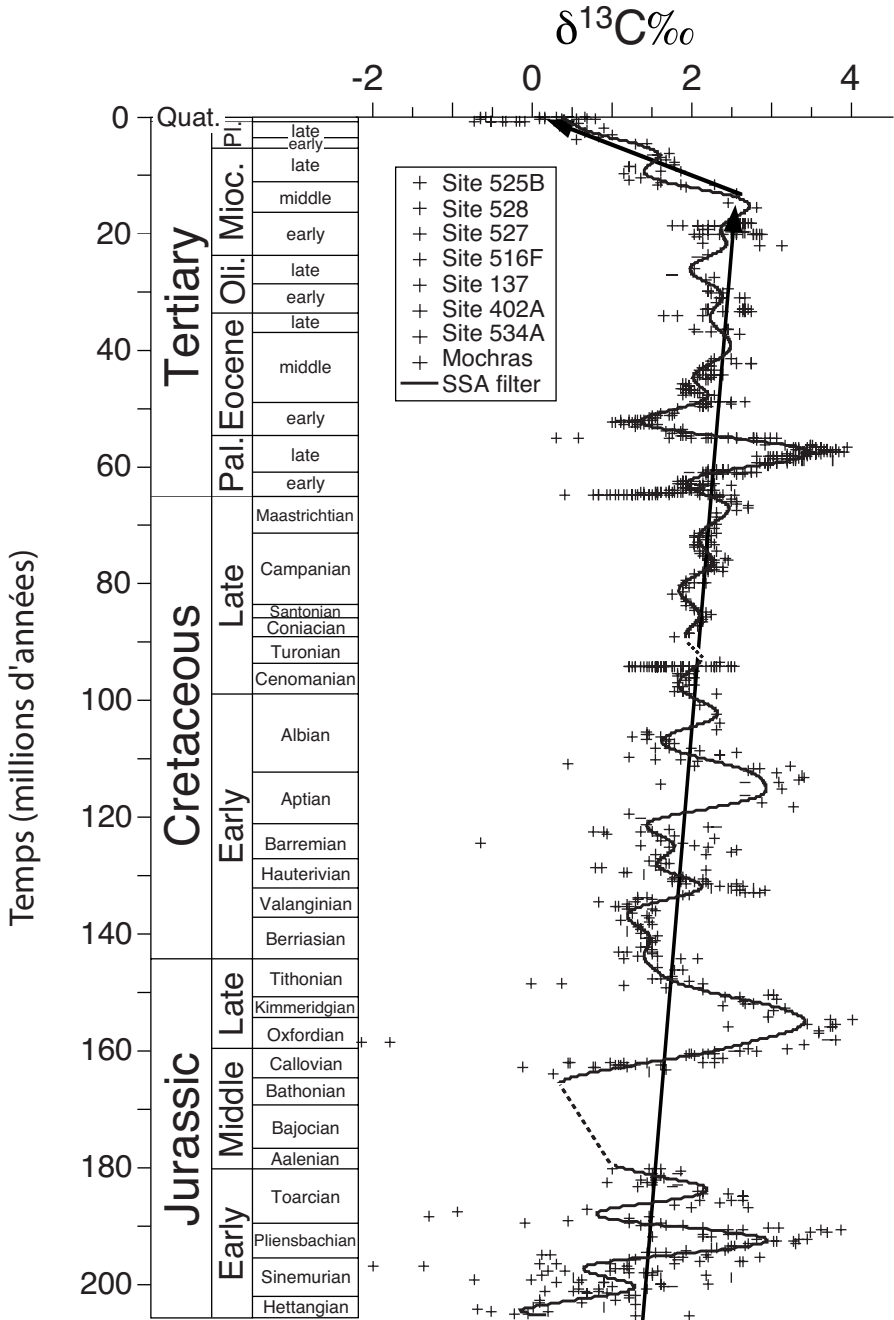


FIG. 6.8 – $\delta^{13}\text{C}$ des sédiments carbonatés au cours des 200 derniers millions d'années.

Ce lent accroissement de la quantité de carbone organique enfoui est aussi responsable d'un apport net d'oxygène au système océan-atmosphère (3×10^6 Gt O_2). Ce processus devrait également consommer du CO_2 atmosphérique en stockant une part de plus en plus grande du carbone photosynthétisé dans les sédiments. Le paléothermostat (voir chapitre 5, Tome 2) permet d'autre part de maintenir le quasi équilibre du cycle du carbone. En effet, le refroidissement initié par l'accroissement de l'enfouissement de carbone organique va être compensé par une réduction de la consommation de CO_2 par l'altération des silicates continentaux. L'évolution de la pression de CO_2 dans l'atmosphère en réponse avec cette évolution à long terme reste à quantifier.

Un second fait marquant du Mésozoïque est la dislocation de la Pangée, qui commence dès 250 Ma. Un événement d'une telle ampleur a un impact majeur sur le climat de la Terre et sur le cycle du carbone. À l'aide d'un modèle numérique couplant un modèle de circulation générale de l'atmosphère et un modèle des cycles biogéochimiques globaux, Donnadiou *et al.* (2006) [8] ont exploré les conséquences climatiques et biogéochimiques de cette dislocation. Une configuration telle que celle de la Pangée implique un ruissellement continental faible, par suite d'une continentalité importante. En résulte une altération continentale des silicates partiellement inhibée. Dans le cadre de la théorie du paléothermostat, le CO_2 atmosphérique va s'élever, forçant la température à s'accroître jusqu'à ce que la consommation de CO_2 par l'altération des silicates compense à nouveau le dégazage de la Terre solide. Par contre, une configuration dispersée des continents entraîne une augmentation du ruissellement et donc une plus grande efficacité de l'altération des silicates. Il s'en suit une consommation accrue de CO_2 par l'altération (Fig. 6.9), le climat se refroidit jusqu'à ce que le paléothermostat soit à nouveau équilibré. À dégazage de la Terre solide constant, la température moyenne annuelle des continents chute de 19 °C au début du Trias à 10 °C à la fin du Crétacé (Donnadiou *et al.*, 2006 [8]).

Une constatation intéressante est que ce refroidissement global n'est pas linéaire sur l'ensemble du Phanérozoïque. Le principal épisode de refroidissement et d'humidification des surfaces continentales se produit dans les derniers étages du Trias, entre le Carnien et le Rhétien (228–199,6 Ma). Le début et le milieu du Trias sont caractérisés par des températures continentales très élevées et une aridité poussée (ruissellement continental moyen annuel de 23,5 cm/an seulement), en accord avec les données sédimentologiques, telles que la mise en place des *redbeds* et les dépôts massifs d'évaporites. Les pressions de CO_2 atmosphérique correspondantes avoisinent les 3 000 ppmv, en accord avec les reconstructions existantes (Royer, 2006 [24]) qui suggèrent des valeurs entre 2 000 et 4 000 ppmv pour la même époque.

Le changement brutal se produit dans le dernier étage du Trias (Rhétien, 203,6–199,6 Ma), où 50 % du refroidissement Mésozoïque se produit. Goddérès *et al.* (2008) [14] calculent des pressions de CO_2 de l'ordre de 900 ppmv et des températures moyennes globales qui ont chuté de 4,6 °C. Les niveaux de CO_2

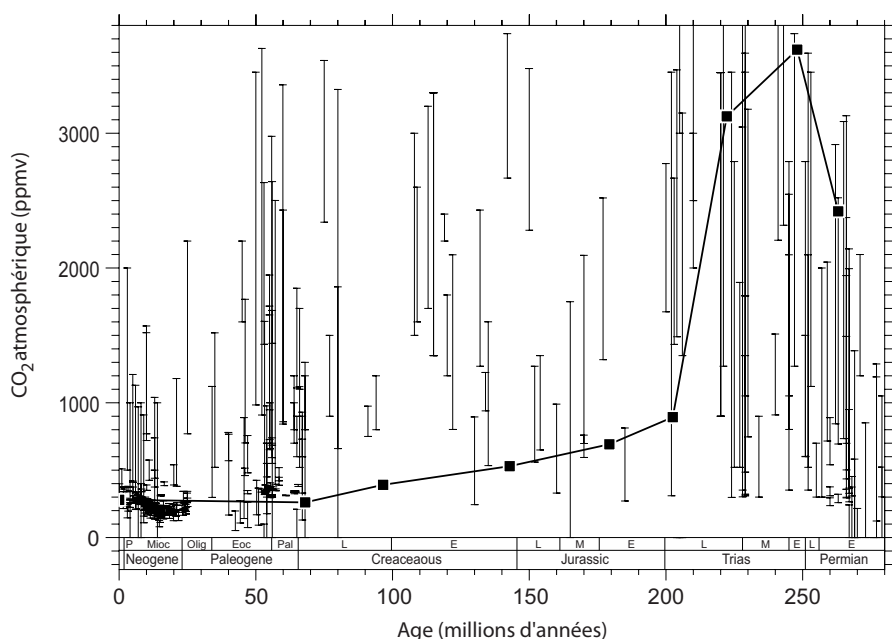


FIG. 6.9 – Niveaux de CO₂ atmosphérique calculés pour les 250 derniers millions d'années (courbe), en réponse à la dérive des continents. Les traits verticaux représentent les données disponibles.

estimés sur la base du comptage de stomates de feuilles fossiles confirment ces bas niveaux de CO₂, entre 500 et 1000 ppmv. Les $\delta^{18}\text{O}$ mesurés sur des coquilles de brachiopodes montrent une augmentation de 0,8 ‰ entre le Carnien et le Rhétien, soit un refroidissement global de plus de 3 °C, en accord avec les résultats de la modélisation. De même, les données sédimentologiques montrent clairement une augmentation de l'humidité et une baisse des températures dans le Rhétien (Fig. 6.10). Des modifications dans la minéralogie des argiles et dans les conditions de pédogenèse indiquent la mise en place de régimes climatiques plus frais et plus humides, il y a 203,6 Ma, lors de la transition Norien-Rhétien.

Les causes de ce refroidissement rapide sont à chercher dans un mouvement général de la Pangée vers le nord. Au Trias moyen, de grandes surfaces continentales sont localisées dans la zone de divergence intertropicale sud, très aride et donc peu propice à l'altération. Le glissement vers le nord de la Pangée amène ces grandes surfaces dans la zone équatoriale humide, autorisant une consommation accrue de CO₂ atmosphérique par l'augmentation du ruissellement. Ainsi, le monde est plus froid, mais plus humide, ce qui permet le maintien de l'équilibre du paléothermostat (équilibre dégazage de la Terre solide – altération des silicates), mais à un niveau de CO₂ plus bas qu'au milieu

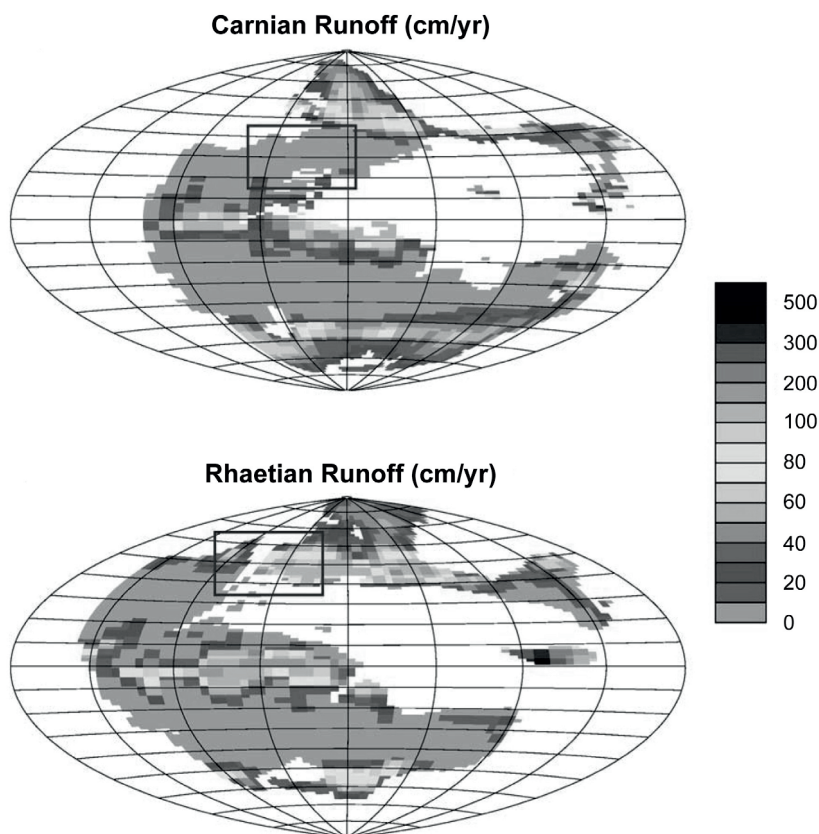


FIG. 6.10 – Ruissellement continental calculé pour le Carnien et le Rhétien, deux étages du Trias, à 3 125 ppmv de CO₂. Le rectangle rouge localise l'Europe et montre une humidification de la zone en passant du Carnien au Rhétien.

du Trias. Il est remarquable que ces conditions plus fraîches (mais néanmoins jusqu'à 4 °C plus chaudes que l'actuel sur les continents) perdurent après le Trias, pilotées par la dislocation de la Pangée plutôt que par son mouvement général en latitude.

6.3.6 Le Cénozoïque

L'évolution climatique générale du Cénozoïque est mieux connue que celle des époques précédentes. Néanmoins, les causes de cette évolution sont encore largement discutées. L'histoire climatique des 65 derniers millions d'années

est celle d'une transition de climat plus chaud du Crétacé, caractérisé par l'absence de calottes polaires, vers le climat glaciaire actuel.

L'étage le plus ancien du Cénozoïque (Paléocène) est caractérisé par un climat semblable à celui de la fin du Crétacé. La première rupture avec le Mésozoïque se situe à la transition Paléocène-Éocène (55,8 Ma). D'une part, cette transition est marquée par un réchauffement climatique extrêmement intense. Les eaux profondes de l'océan se réchauffent d'environ 5 à 7 °C en réponse au réchauffement global et à une réorganisation de la circulation océanique. De même, les eaux de surface se réchauffent de 8 °C. Ce réchauffement, probablement renforcé par une déstabilisation d'hydrates de méthane dans les sédiments (McInerney et Wing, 2011 [19]) est de courte durée, s'étalant sur 200 000 ans à peine.

Cet épisode bref est suivi par l'optimum climatique de l'Éocène, qui dure environ 5 millions d'années. Dès l'entrée dans l'Éocène moyen, le climat commence à se refroidir globalement, menant à l'apparition de petites calottes éphémères qui se développent sur l'Antarctique dans le dernier étage de l'Éocène (Zachos *et al.*, 2008 [30]). C'est à la transition Éocène-Oligocène (34 Ma) qu'un *pulse* climatique froid très net se fait ressentir. Les données $\delta^{18}\text{O}$ obtenues sur des foraminifères benthiques montrent un refroidissement des eaux profondes d'environ 4 °C. Une calotte antarctique permanente fait son apparition (Zachos *et al.*, 2008 [30]).

Le second pas vers un refroidissement global se produit à la limite Oligocène-Miocène. Mais cet épisode froid est suivi de l'optimum climatique du Miocène, entre 24 et 15 Ma. Ce dernier est particulièrement problématique, car la pression de CO_2 atmosphérique devait être basse, aux alentours de la valeur actuelle, voire plus basse, comprise entre 200 à 300 ppmv d'après les données de $\delta^{11}\text{B}$ et de $\delta^{13}\text{C}$ sur alcénones. Les raisons de cet optimum climatique restent à ce jour obscures.

Par contre, dès 15 Ma, le climat se refroidit rapidement, la calotte est-antarctique se développe. La dernière étape du refroidissement, il y a 5 Ma, sera marquée par la mise en place de la calotte ouest-antarctique.

Les raisons de ce refroidissement sont toujours discutées. Deux théories s'opposent. Selon l'une, l'évolution climatique du Cénozoïque serait en grande partie pilotée par l'ouverture de passages océaniques clés et la fermeture d'autres. Selon l'autre, c'est le niveau de CO_2 en baisse qui serait le responsable de ce refroidissement. Dès 50 Ma, des bassins océaniques commencent à se mettre en place dans la zone du passage de Drake, permettant la circulation d'eaux peu profondes entre les océan Atlantique et Pacifique. Vers 41 Ma, des analyses isotopiques du Néodyme dans les sédiments profonds indiquent que le flux d'échanges entre les bassins océaniques s'intensifie autour de l'Antarctique (Scher et Martin, 2006 [26]). Il y a 34 Ma, l'intensification de taux d'expansion des fonds marins au niveau du passage de Drake et du passage de Tasmanie permet l'établissement du courant circumpolaire antar-

tique, isolant définitivement le continent polaire sud. Cette date coïncide avec une grande phase de développement de la calotte glaciaire antarctique.

Mais la question du rôle des passages océaniques sur l'évolution climatique globale a été remise en question par un travail de modélisation, qui tend à montrer que la glaciation et l'apparition d'une calotte sur l'Antarctique seraient essentiellement liées à une baisse générale du niveau de CO_2 (DeConto et Pollard, 2003 [5]). Il faut toutefois souligner que cette dernière est très mal documentée. En effet, nous sommes dans une période où les données de $\delta^{11}\text{B}$ sont inexistantes. Au mieux, on sait que les niveaux de CO_2 était de l'ordre de 1 000 ppmv il y a 40 Ma, et d'environ 300 ppmv il y a 24 Ma. Ces données suggèrent des niveaux de CO_2 en baisse, sans que l'on puisse documenter leur évolution avec précision. Néanmoins DeConto et Pollard (2003) [5] montrent que dans une simulation où le passage de Drake est maintenu artificiellement fermé, la décroissance des teneurs en CO_2 atmosphérique impose de toute façon le développement de la glaciation sur l'Antarctique. En absence du passage de Drake, l'établissement d'une glaciation est juste retardé, d'environ 2 à 3 millions d'années.

Les modifications climatiques liées à l'ouverture ou à la non-ouverture du passage de Drake vont également avoir un effet sur le cycle global du carbone, pouvant potentiellement accroître la réponse climatique du système. L'ouverture du passage de Drake a pour conséquence possible un bouleversement de la circulation thermohaline. Il permet une formation facilitée des eaux profondes antarctiques et une activation de la plongée d'eau dans l'Atlantique Nord (Huber et Nof, 2006 [17]). Il en résulte un réchauffement de l'hémisphère nord d'approximativement 3°C et un refroidissement sévère de l'Antarctique. Comme la majorité des continents se localise dans l'hémisphère nord, on peut s'attendre à une activation de la consommation globale de CO_2 par altération des silicates continentaux et donc à une diminution de la quantité de CO_2 dans l'atmosphère, renforçant le mode climatique froid qui se met en place. En conclusion, bien que l'effet climatique global de l'ouverture du passage de Drake reste faible, des rétroactions positives peuvent avoir existé dans le cycle du carbone, amplifiant nettement la réponse. Elles restent à documenter avec précision.

Un second moteur de l'évolution climatique se met également en place au cours du Cénozoïque : l'orogénèse himalayenne.

Le rôle d'une orogène sur le cycle du carbone est complexe. On distingue aujourd'hui deux effets : l'un sur l'altération chimique des silicates exposés dans la chaîne, l'autre sur l'enfouissement de carbone organique au pied de la chaîne. Considérons tout d'abord l'augmentation de l'altérabilité des surfaces continentales via une érosion accrue. Le développement de glaciers, l'alternance de régimes de gel et de dégel en altitude, les fortes pentes favorisent la dislocation des roches et augmentent leur surface de contact avec les solutions. Il en résulte une altération et une consommation de CO_2 accrues. Cette augmentation de l'altérabilité se traduit par un accroissement du facteur érosif f_3

dans l'équation (10), et le niveau de CO_2 s'abaisse jusqu'à ce que l'altération des silicates compense à nouveau le dégazage de la Terre solide (Goddéris et François, 1996 [15]). Aujourd'hui, 4×10^{12} kg/an de matériaux en suspension sont évacués vers l'océan en provenance de la zone himalayenne, ce qui représente 17 % du flux érosif mondial, alors que le rapport de la surface himalayenne à la surface totale des continents n'est que de 4 %. On peut donc s'attendre à ce qu'une orogène majeure augmente considérablement la consommation de CO_2 atmosphérique par l'altération chimique des roches exposées (accroissement du facteur f_3). Néanmoins, ce résultat n'est pas confirmé par les données actuelles de flux d'éléments dissous dans les rivières en provenance de l'Himalaya. Ils suggèrent une consommation modeste de $0,7 \times 10^{12}$ moles/an de CO_2 par altération des silicates himalayens, soit seulement 6 % du total mondial, de $11,7 \times 10^{12}$ moles/an. L'une des raisons de ce faible taux d'altération chimique est peut-être que le moteur érosif fonctionne trop bien en Himalaya, et que l'évacuation des débris produits par érosion mécanique est trop rapide pour permettre le développement d'une altération chimique efficace. Il en résulterait un système d'altération qui serait largement limité par la cinétique très lente de dissolution des minéraux. De plus, la lithologie est telle que les silicates de calcium sont peu abondants dans l'Himalaya et que le flux de K. Comme ces réactions chimiques ne mènent pas à la précipitation de carbonates, leur effet sur le cycle du carbone est nul à long terme.

Par contre, le taux de sédimentation, extrêmement élevé dans le golfe du Bengale, est responsable de la préservation de très grandes quantités de matière organique, à la fois d'origine continentale et marine. On estime que le flux d'enfouissement de carbone aux pieds de l'orogène est deux à trois fois plus élevé que la consommation de CO_2 par l'altération des silicates himalayens. Une étude récente montre que la préservation du carbone organique d'origine continentale exporté par les rivières himalayennes est préservé à 100 % dans les sédiments du golfe du Bengale : la sédimentation est telle que la préservation est totale (Galy *et al.*, 2007 [13]). France-Lanord et Derry (1997) [12] ont estimé que la croissance du réservoir sédimentaire de carbone organique atteignait $0,6 \times 10^{12}$ moles/an. Cette valeur est d'un ordre de grandeur comparable à celle estimée à partir de simulations numériques, réalisées à l'aide de modèle du cycle du carbone inversant l'enregistrement du $\delta^{13}\text{C}$ des carbonates pendant le Cénozoïque (Goddéris et François, 1996 [15]). L'Himalaya consomme du carbone (Fig. 6.11), mais sous forme organique, et il est donc, au moins partiellement, responsable du refroidissement climatique au cours du Cénozoïque. L'estimation de ces effets en termes de CO_2 atmosphérique reste à mener à bien.

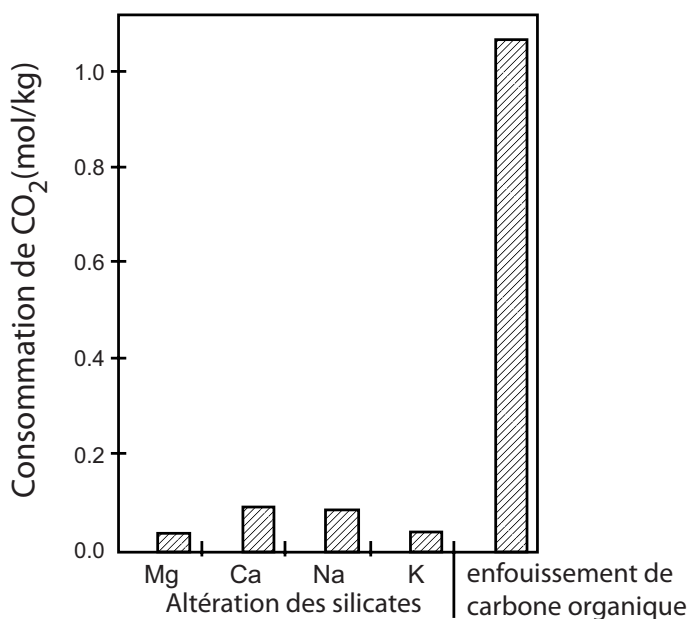


FIG. 6.11 – Consommation de CO₂ atmosphérique par l'Himalaya, par kg de sédiments exporté. À gauche, la contribution de l'altération des silicates, reconstruite à partir du bilan de chaque cation exporté par la chaîne de montagnes. À droite, la contribution liée à l'enfouissement de carbone organique dans le golfe du Bengale.

6.4 Les événements climatiques courts du Phanérozoïque

En sus de la définition des grands modes climatiques du Phanérozoïque, des efforts récents ont permis de définir des épisodes de changement climatique rapide, à l'échelle de 10⁵ ans, qui ponctuent l'histoire de la Terre. Nous reportons ci-dessous trois de ces événements, en discutant leurs causes.

6.4.1 La transition Callovien-Oxfordien (Jurassique moyen-Jurassique supérieur)

Il s'agit d'un épisode de refroidissement bref dans le Jurassique. De tels événements se sont produits à plusieurs reprises pendant le Jurassique et le Crétacé.

Les $\delta^{18}\text{O}$ mesurés sur des dents de poissons et des bélemnites suggèrent une chute abrupte des températures de 8 °C dès le Callovien supérieur, qui se maintient jusqu'à l'Oxfordien moyen. Dans le même temps, les faunes

d'ammonites boréales envahissent le domaine téthysien, suggérant un refroidissement généralisé à toutes les latitudes (Dromart *et al.*, 2003 [9]). La durée totale de l'événement est de l'ordre de 3 millions d'années. Cet épisode est également marqué par la réduction des dépôts de carbonates d'environ un facteur 10. Les $\delta^{13}\text{C}$ suggèrent également une excursion positive d'environ 0,5 ‰ sur la même période. Enfin, une chute du niveau marin de plusieurs dizaines de mètres est attestée (Dromart *et al.*, 2003 [9]), suggérant la mise en place de calottes glaciaires temporaires (Fig. 6.12).

Les raisons de ce refroidissement ne sont pas complètement élucidées, comme c'est d'ailleurs le cas pour tous les épisodes de refroidissement brefs du Jurassique et du Crétacé. Mais de nombreuses pistes existent. En particulier, pour cet événement précis, la quantité de matière organique enfouie dans les sédiments marins augmente fortement au cours du Callovien moyen, juste avant le refroidissement. Le pourcentage de matière organique passe de moins de 1 % dans le Callovien inférieur à 5 %, voire 10 % dans le Callovien moyen. Cet enfouissement accru de matière organique a pu provoquer une consommation intensifiée de CO_2 atmosphérique, à une échelle temporelle suffisamment courte devant le temps de réponse du paléothermostat terrestre, pour l'empêcher de jouer son rôle stabilisateur. Il en aurait résulté une baisse de la pression de CO_2 qui aurait pu initier le refroidissement subséquent. Ce refroidissement, accompagné d'une chute de niveau marin provoquée par le développement de glaciers sur les continents les plus froids, a été responsable du quasi arrêt de la sédimentation carbonatée sur les plates-formes continentales.

Une autre hypothèse a été avancée récemment, mettant en relation la réduction drastique des dépôts de carbonates sur les plates-formes continentales et l'épisode de refroidissement. Jusqu'ici, on supposait que la mise en place de conditions climatiques plus froides résultait en une réduction de l'activité de la bioconstruction dans les zones récifales. À l'inverse, Donnadiou *et al.* (2011) [7] proposent que la diminution forte de l'activité des récifs carbonatés, suite à des causes externes (tectoniques par exemple), provoquent une accumulation d'alcalinité dans les océans. En effet, celle-ci continue d'être apportée par les fleuves (altération continentale), alors que le puits d'alcalinité par dépôt de carbonates est fortement réduit. Il en résulte une dissolution massive de CO_2 atmosphérique dans les océans. La pression de CO_2 chute de 800 ppmv à 200 ppmv pendant les crises de production carbonatée (qui durent quelques centaines de milliers d'années), induisant un refroidissement moyen global de 9 °C.

6.4.2 La limite Crétacé-Tertiaire, la météorite et les éruptions fissurales du Deccan

La limite Crétacé-Tertiaire (K-T), datant de 65 Ma, a été particulièrement étudiée, car elle correspond à un événement d'extinction de masse, avec entre autres, la disparition des dinosaures. Deux événements majeurs se produisent

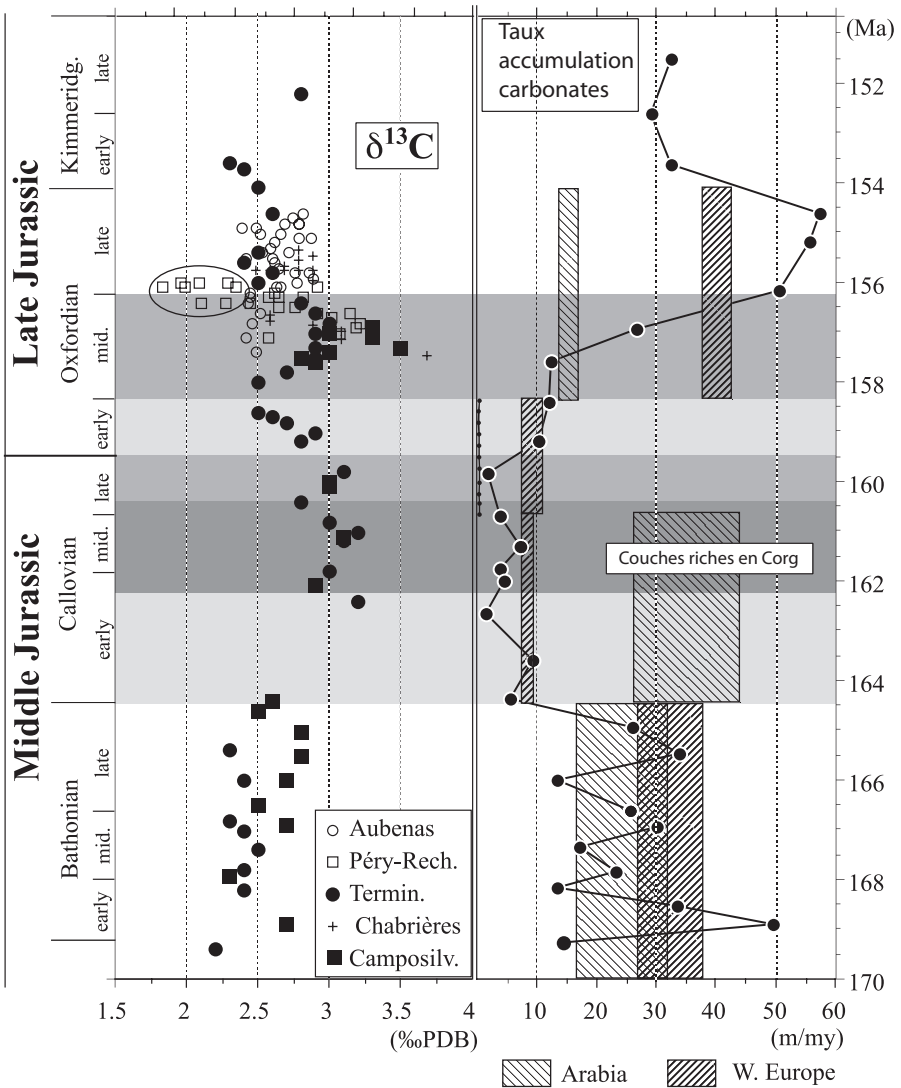


FIG. 6.12 – Synthèse des événements à la transition Jurassique moyen-Jurassique supérieur. À gauche, le $\delta^{13}C$ des carbonates, mesuré à différentes localités. À droite, les couches riches en carbone organique, et le taux d'accumulation de carbonates.

à la limite K-T : la collision d'un astéroïde avec la Terre et la mise en place des *traps* du Deccan. Ce dernier événement magmatique de premier ordre a peut-être eu un impact majeur sur la biosphère, mais certainement sur le climat terrestre, à l'échelle de 10^5 ans, et ce, jusqu'à 10^6 ans.

Dessert *et al.* (2001) [6] ont simulé l'impact géochimique et climatique de la mise en place des *traps* du Deccan. Le volume total de lave mise en place est de $3 \times 10^6 \text{ km}^3$, correspondant à l'émission de $1,6 \times 10^{18}$ moles de CO_2 , soit la moitié du contenu exosphérique actuel en carbone. Cette émission a pu se produire dans une fenêtre de temps de l'ordre de 10^5 années. Cette échelle de temps est plus courte que le temps de réponse du cycle géologique du carbone. On est donc bien en deçà de toute capacité de réponse du paléothermostat terrestre. Il en résulte une croissance très rapide de la pression partielle de CO_2 qui atteint plus de 3,5 fois son niveau initial en 100 000 ans (soit 1 000 ppmv, en supposant que le niveau de CO_2 préperturbation était au niveau préindustriel de 280 ppmv (Dessert *et al.*, 2001 [6]). La température moyenne mondiale peut ainsi s'accroître de $4 \text{ }^\circ\text{C}$ cent mille ans après le début de la mise en place des *traps*.

L'éruption terminée et le temps s'écoulant, le paléothermostat terrestre joue son rôle stabilisateur. Le surplus de CO_2 est lentement consommé par l'altération des silicates, elle-même accélérée par l'effet de serre accru. En 2 millions d'années, le niveau de CO_2 revient à un niveau stable, plus bas de 60 ppmv par rapport au niveau préperturbation, correspondant à un refroidissement global de $\sim 0,5 \text{ }^\circ\text{C}$ par rapport aux températures antérieures à la mise en place des *traps* du Deccan (Fig. 6.13). Ce refroidissement est le résultat du remplacement de surfaces continentales faiblement altérables (socle continental) par $500\,000 \text{ km}^2$ de surfaces basaltiques fraîches, huit à dix fois plus altérables. Mathématiquement, c'est le facteur f_5 du paléothermostat qui a globalement augmenté (l'ensemble des surfaces continentales est légèrement plus altérable) et, pour un dégazage qui est revenu à son niveau de préperturbation, le niveau de CO_2 doit se stabiliser plus bas pour imposer l'équilibre avec l'altération continentale.

Le résultat d'un épisode magmatique, comme la mise en place de *traps* continentaux, est donc, dans un premier temps, un épisode de réchauffement de courte durée (10^5 ans), suivi d'un refroidissement global qui persiste pendant plusieurs millions d'années, tant que les surfaces basaltiques exposées à l'atmosphère ne sont pas entièrement détruites par l'altération. Une étude similaire menée sur les *traps* de Sibérie (limite Permo-Trias) montre que le niveau de CO_2 atmosphérique se stabilise, quelques millions d'années après le fin de l'événement, 750 ppmv sous son niveau préperturbation de 4 500 ppmv, ce qui provoque un refroidissement global de plus de $1 \text{ }^\circ\text{C}$.

Au moment de la limite K-T, un autre phénomène majeur s'est produit : une grosse météorite d'un diamètre estimé à une dizaine de kilomètres est entrée en collision avec la Terre et est tombée dans la péninsule du Yucatan. Un grand cratère d'impact actuellement enfoui sous mille mètres de sédiments (cratère du Chicxulub) a été reconnu par la géophysique. Ce phénomène a été catastrophique, beaucoup plus bref que les grandes éruptions fissurales du Deccan, qui datent de la même époque, mais qui se sont prolongées pendant plusieurs centaines de millénaires.

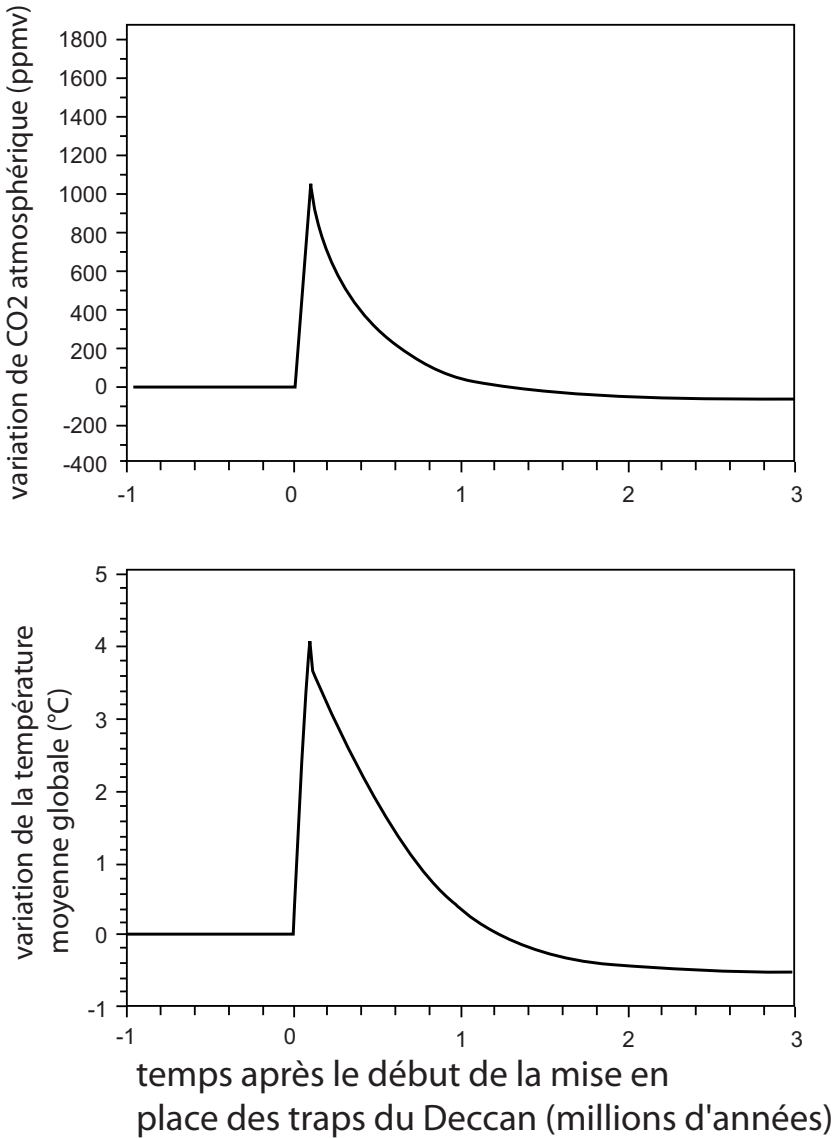


FIG. 6.13 – Conséquences calculées de la mise en place des *traps* du Deccan sur la température moyenne globale et sur le niveau de CO₂ atmosphérique.

L'impact de la météorite est aisément reconnaissable, parce que les sédiments de la limite K-T sont constitués par une fine couche riche en iridium, un métal très rare sur Terre, signature d'apports cosmiques. Cette couche contient également des minéraux (spinelles) dont la composition chimique exclut leur

formation sur Terre. L'analyse des spinelles a montré que la météorite avait la composition chimique des chondrites carbonées, avec la particularité d'être très riche en soufre. L'impact d'une telle collision est considérable. Sa modélisation est difficile en raison de l'ampleur de la perturbation, sans commune mesure avec les observations actuelles, qu'elle a entraînée pour la chimie de l'atmosphère. Aussi les simulations s'inspirent-elles de celles qui avaient été faites dans le cadre des travaux sur « l'hiver nucléaire », pour lesquels les climatologues avaient calculé l'impact climatique global d'un conflit nucléaire de grande ampleur. Il ne peut s'agir là que d'une approche très simplificatrice.

La collision d'une météorite avec la Terre a de nombreuses conséquences, même s'il est difficile de les chiffrer avec précision :

- elle relâche une énorme quantité d'aérosols (sulfates, nitrates) qui atteignent la haute atmosphère où ils peuvent rester pendant plusieurs années ;
- les aérosols provoquent une atténuation d'environ 50 % du rayonnement solaire, d'où résulte un refroidissement d'une dizaine de degrés au sol pendant une décennie. Les agronomes estiment que la moitié de la végétation de l'hémisphère nord pourrait alors avoir été tuée dès les premières années ;
- la perturbation sera la plus grande si l'impact se produit au printemps au moment où la végétation a le plus besoin du rayonnement solaire ;
- l'émission d'une énorme quantité de vapeur d'eau dans l'atmosphère qui se charge des nitrates et sulfates et retombe sous forme de pluies très acides, toxiques pour les plantes ;
- enfin, les chondrites contiennent de nombreux métaux lourds toxiques, en particulier du nickel qui inhibe l'activité chlorophyllienne.

On est évidemment loin de comprendre l'ensemble des événements qui ont marqué la fin du Crétacé, avec la disparition de nombreuses espèces animales et végétales. Les sédiments continentaux témoignent du développement de grands incendies et du retour pionnier des fougères qui sont les plantes les plus résistantes et qui colonisent en premier les surfaces dévastées par le feu. Dans l'océan, les données sédimentologiques, biologiques et géochimiques témoignent d'une diminution considérable de la production primaire par les algues ; celle-ci n'est revenue à son niveau antérieur qu'après environ cinq à six millions d'années.

Il est vraisemblable que la collision avec la météorite et les émanations des éruptions fissurales du Deccan ont toutes deux contribué aux changements majeurs de l'environnement qui ont marqué la limite K-T, la première par ses effets considérables, survenus brutalement et qui ont duré plusieurs années, la seconde par ses effets géochimiques persistant sur des périodes longues vis-à-vis des constantes de temps de la biosphère.

6.4.3 Le maximum thermique de la transition Paléocène-Eocène (PETM)

La déstabilisation d'hydrates de méthane (gaz à effet de serre très actif) dans les sédiments peut provoquer des fluctuations climatiques à très courte échelle de temps (10^5 ans). Plusieurs événements de ce type ont été reconnus dans le Phanérozoïque, mais le mieux documenté se situe à la transition Paléocène-Eocène. En l'espace de 20 000 ans (Fig. 6.14), le $\delta^{13}\text{C}$ de l'océan diminue de 3 ‰, avant de récupérer sa valeur initiale en 240 000 ans (McInerney et Wing, 2011 [19]). Dans le même temps, la température des eaux profondes de l'océan augmente de 5 à 7 °C. De même, un réchauffement de 8 °C des eaux de surface est enregistré. On attribue ce réchauffement à une brusque déstabilisation des hydrates de méthane présents dans les sédiments océaniques. Le méthane libéré par les sédiments est en effet caractérisé par un $\delta^{13}\text{C}$ de -60 ‰. En conséquence, un flux de 2 500 Gt de C étalé sur 20 000 ans est suffisant pour expliquer l'excursion isotopique observée. Cet événement provoquerait un réchauffement important, mais temporaire, de l'atmosphère. L'excursion des $\delta^{13}\text{C}$ est alors résorbée en 200 000 ans, par les processus « classiques » du cycle du carbone : altération continentale et enfouissement dans les sédiments.

Il reste à expliquer la raison de la déstabilisation des hydrates de gaz. Ceux-ci peuvent être libérés vers l'océan et l'atmosphère si la température de l'eau augmente ou si la pression diminue. Par exemple, des soulèvements régionaux dans l'Atlantique Nord se sont produits il y a 55 Ma, juste avant le PETM. La réduction de la profondeur de la colonne d'eau aurait pu conduire à une baisse de la pression et une déstabilisation des hydrates de méthane dans les sédiments. Il existe peut-être un lien entre ces soulèvements régionaux et le PETM, encore que cette hypothèse doive être raffinée par une meilleure datation. Autre hypothèse, une modification importante de la circulation océanique aurait réchauffé considérablement l'eau profonde (4 à 5 °C), provoquant la déstabilisation d'hydrates de gaz stockés dans les sédiments et initiant le PETM.

6.5 Conclusions

La reconstruction des climats à l'échelle des temps géologiques reste un domaine exploratoire. La principale difficulté vient du fait que l'on ne peut pas dissocier climat et cycles biogéochimiques. Les indicateurs d'évolution géochimique et climatique sont nombreux, mais ils sont toujours difficiles à interpréter, car tous sont indirects. Les modèles numériques utilisés sont souvent très simples, se résumant à des approches moyennes globales dans la plupart des études, ce qui ne permet pas la prise en compte de manière explicite des nombreux paramètres du système climatique. Mais les climats anciens représentent aussi un fantastique chantier dans lequel des techniques nouvelles

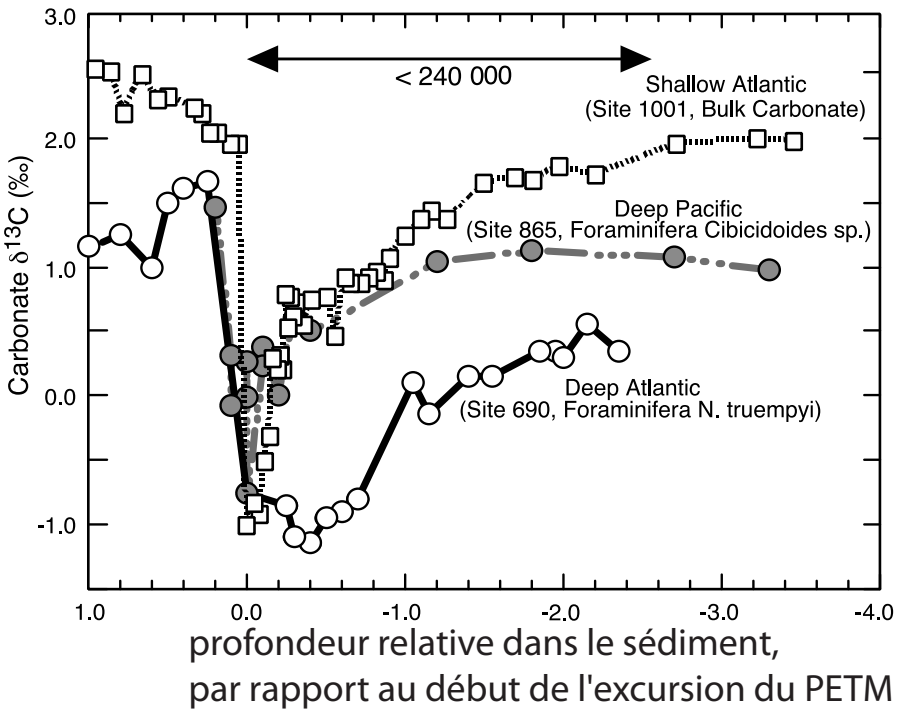


FIG. 6.14 – Évolution temporelle du $\delta^{13}\text{C}$ des foraminifères benthiques à la transition Paléocène-Éocène, pour trois sites océaniques distants. La flèche représente une durée de 240 000 ans.

sont mises au point et des idées novatrices peuvent être testées. C'est aussi un domaine d'étude dans lequel les modèles de climat développés initialement pour la compréhension de l'évolution climatique actuelle sont appliqués dans des conditions extrêmes, pour lesquelles leur adéquation soulève des questions. Il suffit de penser à la configuration géographique qui change dans le passé et que l'on prend en compte de manière simpliste, faute d'information précise. Il s'agit là d'un facteur climatique de premier ordre et nous n'avons sans doute pas la garantie que les modèles complexes, tels que les modèles de circulation générale de l'atmosphère, se comportent correctement lorsque les conditions aux limites sont modifiées de manière aussi drastiques.

Néanmoins, le perfectionnement des techniques analytiques et des modèles, les nombreux tâtonnements, les succès et les échecs permettent aujourd'hui de dégager une histoire climatique générale de la Terre au cours de l'évolution des organismes pluricellulaires. L'un des grands débats de ces dernières années a été le questionnement du lien existant entre le niveau de CO_2 atmosphérique et l'évolution climatique du Phanérozoïque, les deux pouvant apparaître découplés lors de certains événements majeurs. Compte tenu des incertitudes

énormes qui existent sur les reconstructions des niveaux de CO₂ par des méthodes isotopiques ou en se basant sur des données paléontologiques (Royer, 2006 [24]) et prenant en compte les incertitudes existant sur les reconstructions climatiques basées sur les méthodes isotopiques, on ne peut rien affirmer concernant l'existence ou non d'une décorrélation entre niveau de CO₂ d'une part et climat d'autre part. Par contre, l'utilisation d'une nouvelle génération de modèles couplant intimement le cycle du carbone et le climat en prenant en compte la variabilité spatiale des processus suggère une histoire conjointe du CO₂ et du climat cohérente, en accord au premier ordre avec les grandes tendances climatiques du Mésozoïque (Donnadieu *et al.*, 2006 [8]). De même, l'émergence de techniques isotopiques permettant la reconstruction du climat avec une résolution latitudinale de plus en plus fine permet de revisiter les poncifs de l'histoire climatique de notre planète. De nouvelles images unifiées apparaissent, dans lesquelles le CO₂ atmosphérique est un moteur dominant de l'évolution climatique mais modulé par des facteurs de premier ordre, tels que la configuration paléogéographique, largement négligée jusqu'ici, ou les variations quasi-périodiques de l'orbite terrestre dont le rôle est explicité dans le chapitre 7.

L'un des défis majeurs du futur proche est la mise en relation de ces évolutions climatiques et géochimiques d'une part et de l'évolution biologique d'autre part.

Références bibliographiques

- [1] Berner, R. A. (2004), *The Phanerozoic Carbon Cycle*, Oxford University Press, New York, 150 p.
- [2] Boucot, A. J., Xu, C. et Scotese, C. R. (2004), « Phanerozoic Climatic Zones and Paleogeography with a Consideration of Atmospheric CO₂ Level », *Paleontological Journal*, 38, pp. 115-122.
- [3] Breecker, D. O., Sharp, Z. D. et McFadden, L. D. (2010), « Atmospheric CO₂ Concentrations during Ancient Greenhouse Climates Were Similar to those Predicted for AD 2100 », *Proceedings of the National Academy of Science*, 107, pp. 576-580.
- [4] Came, R. E. *et al.* (2007), « Coupling of Surface Temperatures and Atmospheric CO₂ Concentrations during the Palaeozoic Era », *Nature*, 449, pp. 198-201.
- [5] DeConto, R. M. et Pollard, D. (2003), « Rapid Cenozoic Glaciation of Antarctica Induced by Declining Atmospheric CO₂ », *Nature*, 412, pp. 245-248.
- [6] Dessert, C. *et al.* (2001), « Erosion of Deccan Traps Determined by River Geochemistry: Impact on the Global Climate and the ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr Ratio of Seawater », *Earth and Planetary Science Letters*, 188(3/4), pp. 459-474.

- [7] Donnadieu, Y. *et al.* (2011), « A Mechanism for Brief Glacial Episodes in the Mesozoic Greenhouse ». *Paleoceanography*, 26, doi:10.1029/2010PA002100.
- [8] Donnadieu, Y. *et al.* (2006), « A GEOCLIM Simulation of Climatic and Biogeochemical Consequences of Pangea Breakup », *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 7(11), doi:10.1029/2006GC001278.
- [9] Dromart, G. *et al.* (2003), « Ice Age at the Middle-Late Jurassic Transition ? », *Earth and Planetary Science Letters*, 213, pp. 205-220.
- [10] Finnegan, S. *et al.* (2011), « The Magnitude and Duration of Late Ordovician-Early Silurian Glaciation », *Science*, 331, pp. 903-906.
- [11] Frakes, L. A., Francis, J. E. et Syktus, J. I. (1992), *Climate Modes of the Phanerozoic*, Cambridge University press, Cambridge.
- [12] France-Lanord, C. et Derry, L. A. (1997), « Organic Carbon Burial Forcing of the Carbon Cycle from Himalaya Erosion », *Nature*, 390, pp. 65-67.
- [13] Galy, V. *et al.* (2007), « Efficient Organic Carbon Burial in the Bengal Fan Sustained by the Himalayan Erosional System », *Nature*, 450, pp. 407-410.
- [14] Goddérès, Y. *et al.* (2008), « Causal of Casual Link between the Rise of Nannoplankton Calcification and a Tectonically-Driven Massive Decrease in the Late Triassic Atmospheric CO₂ ? », *Earth and Planetary Science Letters*, 267, pp. 247-255.
- [15] Goddérès, Y. et François, L. M. (1996), « Balancing the Cenozoic Carbon and Alkalinity Cycles: Constraints from Isotopic Records », *Geophysical research letters*, 23(25), pp. 3 743-3 746.
- [16] Hayes, J. M., Strauss, H. et Kaufman, A. J. (1999), « The Abundance of ¹³C in Marine Organic Matter and Isotopic Fractionation in the Global Biogeochemical Cycle of Carbon during the Past 800 Ma », *Chemical Geology*, 161, pp. 103-125.
- [17] Huber, M. et Nof, D. (2006), « The Ocean Circulation in the Southern Hemisphere and its Climatic Impacts in the Eocene », *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 231, pp. 9-28.
- [18] Kump, L. R. *et al.* (1999), « A Weathering Hypothesis for Glaciation at High Atmospheric pCO₂ during the Late Ordovician », *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 152, pp. 173-187.
- [19] McInerney, F. A. et Wing, S. L. (2011), « The Paleocene-Eocene Thermal Maximum: A Perturbation of Carbon Cycle, Climate, and Biosphere with Implications for the Future », *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 39, pp. 489-516.
- [20] Nardin, E. *et al.* (2011), « Modeling the Early Paleozoic Long-Term Climatic Trend », *Geological Society of America Bulletin*, 123, pp. 1 181-1 192.

- [21] Pagani, M., Zachos, J. C., Freeman, K. H., Tipple, B. et Bohaty, S. (2005), « Marked Decline in Atmospheric Carbon Dioxide Concentrations during the Paleogene », *Science*, 309, pp. 600-603.
- [22] Pucéat, E. *et al.* (2010), « Revised Phosphate-Water Fractionation Equation Reassessing Paleotemperatures Derived from Biogenic Apatite », *Earth and Planetary Science Letters*, 298, pp. 135-142.
- [23] Raymo, M. E. (1991), « Geochemical Evidence Supporting T.C. Chamberlin's Theory of Glaciation », *Geology*, 19, pp. 344-347.
- [24] Royer, D. L. (2006), « CO₂-Forced Climate Thresholds During the Phanerozoic », *Geochimica and Cosmochimica Acta*, 70, pp. 5 665-5 675.
- [25] Royer, D. L., Berner, R. A. et Beerling, D. J. (2001), « Phanerozoic Atmospheric CO₂ Change: Evaluating Geochemical and Paleobiological Approaches », *Earth-Science Reviews*, 54, pp. 349-392.
- [26] Scher, H. D. et Martin, E. E. (2006), « Timing and Climatic Consequences of the Opening of Drake Passage », *Science*, 312, pp. 428-431.
- [27] Shaviv, N. J. et Veizer, J. (2003), « Celestial Driver of Phanerozoic Climate ? », *GSA Today*, 13(7), pp. 4-10.
- [28] Veizer, J. *et al.* (1999), « ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr, δ¹³C and δ¹⁸O Evolution of Phanerozoic Seawater » *Chemical Geology*, 161, pp. 59-88.
- [29] Veizer, J., Goddérís, Y. et François, L. M. (2000), « Evidence for Decoupling of Atmospheric CO₂ and Global Climate during the Phanerozoic Eon » *Nature*, 408, pp. 698-701.
- [30] Zachos, J. C., Dickens, G. R. et Zeebe, R. E. (2008), « An early Cenozoic Perspective on Greenhouse Warming and Carbon-Cycle Dynamics », *Nature*, 451(17), doi:10.1038/nature.

Vj ku'r ci g'kpvkpcmf 'igh'dicpm

Chapitre 7

Climat et cycles astronomiques

Didier PAILLARD, *Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement, Orme des Merisiers, 91191 Gif-sur-Yvette, France.*

7.1 Un peu d'histoire

7.1.1 De la découverte des glaciations aux premières théories du climat

La paléoclimatologie est sans aucun doute née avec la découverte des glaciations au XIX^e siècle. En effet, si les savants d'alors avaient bien conscience que la Terre ait pu subir de nombreux bouleversements, notamment à travers les successions des différentes espèces fossiles animales et végétales, c'est avec la mise en évidence de périodes glaciaires que l'idée de changements climatiques a pu véritablement prendre corps. En effet, les traces laissées par l'écoulement des glaciers de la dernière période glaciaire, moraines, blocs erratiques, stries et faciès glaciaires, ont été clairement identifiées dans de nombreuses régions d'Europe et d'Amérique du Nord, pour avancer l'idée que le climat, au moins en ce qui concerne l'hémisphère nord, ait pu être considérablement plus froid dans le passé. Certes, le point de vue des savants du XIX^e siècle sur les glaciations était bien différent du nôtre, car très fortement ancré dans une perspective « catastrophiste » de l'évolution de la Terre, que l'on imaginait alors ponctuée de « déluges » et autres cataclysmes, comme le souligne l'extrait ci-dessous.

« L'apparition de ces grandes nappes de glace a dû entraîner à sa suite l'anéantissement de toute vie organique à la surface de la terre. Le sol de l'Europe, orné naguère d'une végétation tropicale et habité par des troupes de grands éléphants, d'énormes hyppopotames et de gigantesques carnassiers, s'est trouvé enseveli subitement sous un vaste manteau de glace recouvrant indifféremment les plaines, les lacs, les mers et les plateaux. Au mouvement d'une

puissante création succéda le silence de la mort. Les sources tarirent, les fleuves cessèrent de couler, et les rayons du soleil, en se levant sur cette plage glacée (si toutefois ils arrivaient jusqu'à elle), n'y étaient salués que par les sifflemens des vents du Nord et par le tonnerre des crevasses qui s'ouvraient à la surface de ce vaste océan de glace. »

(L. Agassiz, *Études sur les glaciers*, 1840)

Pour les géologues de cette époque, les changements climatiques étaient avant tout liés aux changements de la topographie. En effet, si la dérive des continents n'était pas encore d'actualité, les savants tentaient alors d'expliquer leurs observations de terrain à l'aide de mouvements verticaux des continents : soulèvement des montagnes, érosion, changement du niveau marin... Sous l'influence de Charles Lyell, ces changements sont devenus avant tout lents et progressifs. Le catastrophisme s'effaça au profit d'un gradualisme, qui suppose que les modifications de la surface terrestre obéissent aux lois physiques aujourd'hui mises en œuvre, mais appliquées sur des durées immenses. Ce nouveau point de vue s'opposait à toute influence externe (en particulier divine), ce qui explique sans doute largement la réticence des géologues face aux premières théories astronomiques des glaciations :

« But though I am inclined to profit by Croll's maximum excentricity for the glacial period, I consider it quite subordinate to geographical causes or the relative position of land and sea and abnormal excess of land in polar regions. »

(C. Lyell to C. Darwin, 1866)

L'idée que le climat découle avant tout de la géographie et de la topographie est bien entendue fondée. Il suffit de regarder l'étymologie du mot climat ($\kappa\lambda\iota\mu\alpha$ = inclinaison, *i.e.* hauteur du Soleil au-dessus de l'horizon, c'est-à-dire la latitude du lieu) ou de chercher « climatologie » dans un organigramme universitaire pour se convaincre que cette idée est toujours valide. Néanmoins, les principes physiques sous-jacents au fonctionnement du système climatique sont eux aussi mis à jour au XIX^e siècle, avec notamment Joseph Fourier qui établit les lois de la diffusion de la chaleur, explique comment celle-ci est redistribuée par les fluides superficiels que sont l'atmosphère et l'océan, et discute également du rôle essentiel de l'effet de serre :

« La température peut être augmentée par l'interposition de l'atmosphère, parce que la chaleur trouve moins d'obstacle pour pénétrer l'air, étant à l'état de lumière, qu'elle n'en trouve pour repasser dans l'air lorsqu'elle est convertie en chaleur obscure. »

(J. Fourier, 1824)

C'est dans ce contexte que sont avancées les deux principales théories physiques, qui sont toujours d'actualité, et qui permettent de rendre compte de l'existence des périodes glaciaires : la théorie astronomique et les variations de la concentration atmosphérique en CO_2 .

7.1.2 De Adhémard à Milankovitch : le rôle de l'insolation

Si l'opinion que le climat est influencé par les astres est sans doute très ancienne, la première théorie scientifique astronomique des âges glaciaires a été formulée par Joseph Adhémard dès 1842. En effet, comme cela sera explicité un peu plus loin, la précession des équinoxes a pour conséquence de modifier la position du périhélie (point de l'orbite terrestre le plus proche du Soleil) par rapport aux saisons : si aujourd'hui, la Terre est au plus près du Soleil aux alentours du 4 janvier, cette date évolue lentement pour parcourir l'ensemble de l'année en environ 21 000 ans. Il y a 10 500 ans, au contraire d'aujourd'hui, la Terre était donc loin du Soleil en janvier et proche de lui en juillet. Adhémard suggéra que ce mécanisme devait modifier le climat. Plus précisément, actuellement, les hivers de l'hémisphère nord ont lieu lorsque la Terre est proche du Soleil, et à l'inverse, ceux de l'hémisphère sud lorsque la Terre est éloignée du Soleil. Adhémard proposa que cela explique l'absence de grande calotte glaciaire au nord, à cause d'hivers plus doux et plus courts, et à l'inverse, la présence d'une grande calotte antarctique. La situation devait être exactement opposée il y a 10 500 ans, ce qui lui permit d'expliquer des périodes de grande extension glaciaire qui venaient d'être mise en évidence par les géologues.

La théorie d'Adhémard sera critiquée pour de nombreuses raisons, certaines largement infondées. Mais c'est avant tout sur les fondements même de sa théorie que ses détracteurs, Charles Lyell et Alexander von Humboldt, auront des arguments décisifs. En effet, le mécanisme de précession fonctionne de façon anti-symétrique entre les pôles, mais aussi entre les saisons. On peut facilement montrer que, si par exemple, l'hiver reçoit moins d'énergie, cela est exactement compensé par un excès d'énergie reçu en été. Si le contraste saisonnier varie avec la précession, l'intégrale annuelle de l'énergie reçue ne change absolument pas. Pourquoi alors y aurait-il un quelconque effet climatique ?

C'est James Croll qui proposa en 1864 une solution en suggérant que, si le forçage astronomique était effectivement anti-symétrique par rapport aux saisons (et par conséquent nul en moyenne annuelle), les processus climatiques ne l'étaient sans doute pas. Si l'accumulation de la neige s'effectue avant tout en hiver, la fonte se produit en été. Croll insista fortement sur le rôle de l'accumulation hivernale, de sorte que l'argumentation d'Adhémard restait essentiellement valable : des hivers plus longs ou plus froids favorisent une plus grande accumulation de glace qui permet l'avènement d'une glaciation. Par ailleurs, conscient des développements récents de la mécanique céleste (notamment par Pierre Simon de Laplace, et Urbain le Verrier), Croll va introduire

l'effet des variations de l'excentricité de l'orbite terrestre. Celle-ci module l'intensité des contrastes saisonniers. En effet, pour une orbite circulaire, l'effet climatique de la précession est tout simplement nul, puisqu'il n'y a ni périhélie (point le plus proche) ni aphélie (point le plus éloigné). Plus l'excentricité est grande, plus les effets climatiques de la précession le seront aussi. Croll associe donc les grandes glaciations aux maxima d'excentricité. Il repousse ainsi la dernière glaciation à 80 000 ans dans le passé, et suggère une glaciation plus intense encore il y a 240 000 ans. Bien que Croll ait proposé une théorie astronomique beaucoup plus solide et évoluée, il ne parviendra pas à convaincre la communauté scientifique de son époque. Pourtant, les alternances glaciaires-interglaciaires découvertes dans certains sédiments plaident en faveur d'un mécanisme plus ou moins périodique. Mais les premiers éléments de datation disponibles à cette époque, en extrapolant des taux d'érosion ou en comptant des varves lacustres, indiquaient une glaciation beaucoup plus récente.

C'est Milutin Milankovitch (1941) [18] qui formule la théorie astronomique encore aujourd'hui d'actualité. La principale critique que l'on puisse faire à la théorie de Croll est de considérer l'hiver comme la saison la plus importante. Milankovitch s'appuie sur les observations des neiges éternelles et des glaciers de montagne pour montrer que la fonte estivale est beaucoup plus déterminante sur le bilan de masse de la glace que ne l'est l'accumulation neigeuse. Il en déduit correctement que la saison critique est l'été, ce qui renverse complètement les raisonnements d'Adhémar et de Croll. De plus, Milankovitch introduit un troisième paramètre astronomique important pour le calcul des variations de l'énergie solaire reçue en un lieu donné : l'obliquité de l'axe terrestre, c'est-à-dire son inclinaison par rapport au plan de l'orbite terrestre. Les bases de la théorie astronomique moderne sont alors jetées.

7.1.3 De Tyndall à Arrhénius : le rôle du gaz carbonique

Si l'importance du rôle de l'effet de serre était bien comprise au XIX^e siècle, c'est John Tyndall qui mesura le premier l'absorption et l'émission infrarouge de différents gaz. Il démontra ainsi que l'azote ou l'oxygène sont essentiellement transparents aux rayons infrarouges et que l'effet de serre de notre planète est causé avant tout par des gaz présents en très petites quantités, en premier lieu la vapeur d'eau, mais aussi le gaz carbonique, le méthane, le protoxyde d'azote ou l'ozone. Jacques Joseph Ebelmen, géologue français, fût le premier, dès 1845, à proposer que des changements de la concentration atmosphérique en CO₂ devaient avoir des conséquences sur le climat (Bard, 2004 [3]), mais ce sont les mesures de Tyndall en 1861, qui permettent d'envisager d'en quantifier l'effet. Ce dernier suggéra alors que tous les changements climatiques découverts par les géologues pouvaient s'expliquer par des changements des teneurs atmosphériques en gaz à effet de serre.

Ces arguments seront repris notamment par le géologue américain Chamberlin, qui mit en évidence la succession d'au moins cinq stades glaciaires

aux États-Unis. Mais c'est le chimiste suédois Svante Arrhénius (1896) [2] qui alla jusqu'à calculer l'effet du gaz carbonique sur le climat. À partir des données géologiques sur les positions des moraines en période glaciaire, il évalua le refroidissement à 4 ou 5 °C, et calcula que cela pouvait s'expliquer par une diminution d'environ 40 % de la concentration atmosphérique en CO₂. C'est également dans cet article qu'il envisagea un réchauffement climatique futur lié aux émissions anthropiques de CO₂ (de l'ordre de 5 °C pour un doublement de CO₂, un chiffre étonnamment proche des estimations les plus récentes qui sont de l'ordre de 3,5 °C).

Il est intéressant de constater que ces deux théories antagonistes des âges glaciaires existent depuis le milieu du XIX^e siècle et restent toujours valables. Il reste aujourd'hui encore à élucider comment celle-ci s'articulent et se complètent.

7.2 Paramètres astronomiques et insolation

Avant d'aller plus loin, il est utile de passer en revue les différents paramètres astronomiques qui influencent l'énergie reçue au sommet de l'atmosphère par la Terre, énergie que l'on nommera par la suite « insolation ».

7.2.1 Excentricité

Selon la première loi de Kepler, l'orbite terrestre est une ellipse. Celle-ci est caractérisée par un paramètre de taille, le demi grand axe, souvent noté a , par un paramètre de forme ou d'aplatissement, l'excentricité, souvent notée e , puis par trois paramètres qui définissent la position de cette ellipse dans l'espace, dont deux pour définir le plan orbital (l'inclinaison i par rapport à un plan de référence, et la longitude du nœud ascendant Ω défini par l'intersection de ces deux plans), et un autre pour définir la position absolue du périhélie (la longitude π). En fait, dès que le système est constitué de trois corps matériels (le Soleil avec deux planètes) ou plus, le mouvement n'est plus rigoureusement une ellipse, et il n'existe d'ailleurs pas de solution analytique au problème de mécanique céleste à N corps, pour $N > 2$. Il convient alors de faire des calculs perturbatifs ou des résolutions numériques approchées. La notion d'orbite terrestre garde néanmoins tout son sens, car les perturbations sont du second ordre. Il est donc utile de raisonner en termes d'orbite elliptique, qui se déforme et bouge au cours du temps.

Les perturbations induites par les autres planètes ne modifient pas le demi grand axe de l'ellipse a , mais uniquement la trajectoire terrestre, c'est-à-dire l'excentricité e et les paramètres d'orientation de l'ellipse (i, Ω, π). Donc a sera une constante (en tout cas sur des centaines de millions d'années). Par ailleurs, l'orientation de l'ellipse dans l'espace n'a *a priori* aucune conséquence directe sur le rayonnement solaire reçu par la Terre. Le seul paramètre orbital qui est susceptible de modifier l'insolation est donc l'excentricité e .

L'excentricité e est définie par le rapport entre la distance du foyer au centre de l'ellipse c , et le demi grand axe a , comme indiqué sur la Figure 7.1. Si elle vaut aujourd'hui 0,016 7 (soit un aplatissement de 1,67 %), elle a varié entre des valeurs quasi nulles et des valeurs de l'ordre de 0,06, avec des pseudo-périodicités de l'ordre de 100 000 et 400 000 ans.

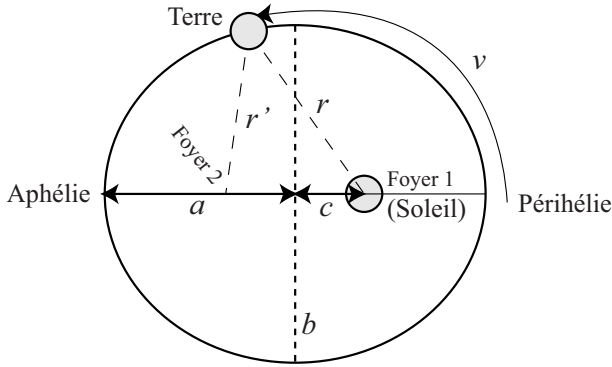


FIG. 7.1 – Une ellipse peut être définie comme le lieu des points dont la somme des distances aux deux foyers est constante : $r + r' = 2a$. L'excentricité est définie par le rapport $e = c/a$. Le demi petit axe b est donc donné par le théorème de Pythagore : $b = a(1 - e^2)^{1/2}$.

L'excentricité est le seul paramètre susceptible de modifier l'énergie reçue globalement, en moyenne annuelle, par la Terre. En effet, le demi grand axe étant constant, la distance moyenne Terre-Soleil dépend directement de l'excentricité. La seconde loi de Kepler (conservation du moment cinétique) s'écrit :

$$r^2 \frac{dv}{dt} = \frac{2\pi a^2 \sqrt{1 - e^2}}{T}.$$

En intégrant sur une orbite complète, on en déduit directement la « constante solaire » S_0 , qui est définie comme l'énergie reçue en moyenne par la Terre :

$$S_0 = \frac{S}{T} \int_0^T \frac{a^2}{r^2} dt = S \int_0^{2\pi} \frac{dv}{2\pi \sqrt{1 - e^2}} = \frac{S}{\sqrt{1 - e^2}}.$$

L'énergie reçue par la Terre en moyenne annuelle, S_0 , dépend de l'énergie S (supposée ici vraiment constante) reçue à la distance a du Soleil et de l'excentricité e . Une plus forte excentricité entraîne une orbite plus aplatie, en moyenne plus proche du Soleil, et donc une énergie solaire globale reçue par la Terre plus grande. Les variations restent néanmoins très faibles, puisqu'au maximum, pour $e = 0,06$, on calcule $S_0 = 1,001 8 S$, soit une augmentation de 0,18 % seulement. Ces faibles variations n'ont quasiment aucun rôle sur le climat. Par contre, comme on le verra un peu plus loin, c'est à travers

la modulation des effets de la précession que l'excentricité possède un rôle climatique essentiel.

Il est intéressant de noter que le système solaire est chaotique. Cela signifie que le calcul des paramètres orbitaux en général, et en particulier de l'excentricité, n'est possible qu'à des instants pas trop éloignés de la période actuelle. En effet, les erreurs augmentent de façon exponentielle avec le temps, et toute prédiction est impossible au-delà d'une certaine durée. Pour l'excentricité, cette durée est de l'ordre de 20 à 30 millions d'années seulement, ce qui est finalement très court par rapport à l'âge de la Terre. Au-delà, les variations d'excentricité restent bien entendu de même nature (avec des pseudo-périodicités identiques, voisines de 100 000 et 400 000 ans), mais il devient impossible de dire si, par exemple, il y a 600 millions d'années, l'excentricité était minimale (proche de zéro) ou maximale (proche de 0,06). Autrement dit, la phase des oscillations devient *a priori* imprédictible à long terme (Laskar *et al.*, 2004 [16]).

7.2.2 Obliquité

Au-delà des paramètres de l'orbite terrestre, il faut aussi prendre en compte la position de l'axe de rotation de la Terre par rapport au plan orbital, ou écliptique. Cette position est donnée par deux paramètres axiaux, d'une part l'obliquité, notée ε , qui représente l'inclinaison de cet axe par rapport à l'écliptique, et d'autre part la précession des équinoxes, qui indique sa position absolue par rapport aux étoiles. La position de l'axe de la Terre est modifiée par l'attraction différentielle de la Lune (et, dans une moindre mesure, du Soleil) sur le bourrelet équatorial. En effet, notre planète est légèrement aplatie, à cause de la rotation terrestre, et l'attraction gravitationnelle de la Lune sur la Terre n'est donc pas exactement symétrique. Le bourrelet équatorial, incliné par rapport à l'orbite lunaire, subit des forces d'attractions qui induisent un couple sur l'axe de la Terre et en modifient l'orientation. Contrairement aux paramètres orbitaux, comme l'excentricité, qui ne dépendent que de la mécanique du point, les paramètres axiaux (obliquité et précession) dépendent donc de la forme de la Terre, ce qui introduit de nouvelles sources d'erreurs et d'incertitudes. La durée au-delà de laquelle le calcul des paramètres axiaux devient impossible est donc probablement plus courte que pour l'excentricité, et les calculs deviennent délicats au-delà de quelques millions d'années. En particulier, la forme de la Terre change légèrement sous l'influence des glaciations avec, durant les maxima glaciaires, d'énormes masses de glace accumulées sur les continents de l'hémisphère nord. Il a été suggéré que cela pouvait avoir des conséquences sur le calcul des paramètres axiaux au-delà de quelques millions d'années seulement. De même, la convection interne dans le manteau terrestre induit potentiellement des changements de répartition des masses qui peuvent difficilement être pris en compte dans ces calculs astronomiques. La phase de

l'obliquité, comme celle de la précession, sont donc sujettes à caution lorsque l'on extrapole les calculs dans le passé ou le futur lointain.

Aujourd'hui, l'obliquité est de $23^{\circ}27'$, ce qui définit la latitude des cercles polaires ($67^{\circ}33'$ nord et sud) et des tropiques ($23^{\circ}27'$ nord et sud). Cette valeur oscille entre des extrêmes de l'ordre de $21,9^{\circ}$ et $24,5^{\circ}$, avec une pseudo-périodicité de l'ordre de 41 000 ans. On comprend aisément que tout changement d'obliquité aura des conséquences climatiques en modifiant l'étendue des domaines polaires et tropicaux. Ainsi, sur l'île de Taïwan, dans le comté de Chiayi (Jia-Yi), il existe depuis près d'un siècle un monument qui marque le tropique du Cancer. Mais la diminution actuelle de l'obliquité, au rythme de 0,46 seconde d'arc par an se traduit par un déplacement des tropiques de 14,4 m chaque année, soit 4 cm par jour et donc plus d'un kilomètre depuis l'érection du premier monument... Les Taïwanais ont donc construit régulièrement de nouveaux monuments pour suivre le mouvement vers le sud du tropique du Cancer.

Si la moyenne globale du rayonnement incident est inchangée, sa répartition géographique dépend de l'obliquité. Plus précisément, si l'on calcule la moyenne annuelle du rayonnement solaire incident, on s'aperçoit que celle-ci dépend essentiellement de l'obliquité, et dans une faible mesure, de l'excentricité comme cela est mentionnée plus haut. Une augmentation de l'obliquité ε se traduit par une augmentation de l'insolation aux hautes latitudes et par une diminution dans les tropiques. Au pôle (Nord ou Sud) et à l'équateur, on calcule :

$$W_{\text{Année}}(\text{pôle}) = \frac{S}{\pi\sqrt{1-e^2}} \sin \varepsilon ; \quad W_{\text{Année}}(\text{équateur}) = \frac{2S}{\pi^2\sqrt{1-e^2}} E(\sin \varepsilon)$$

où $E(x) = E(\pi/2, x)$ est l'intégrale elliptique complète du second type. Pour une excentricité e nulle, lorsque ε passe de $21,9^{\circ}$ à $24,5^{\circ}$, on obtient pour $W_{\text{Année}}$ (pôle) des changements de l'ordre de 1 %, soit 18 W/m^2 , et pour $W_{\text{Année}}$ (équateur) des changements de l'ordre de 0,4 %, soit 5 W/m^2 . On peut noter au passage, que pour des obliquités très importantes (pour $\pi \sin \varepsilon > 2 E(\sin \varepsilon)$, c'est-à-dire pour $\varepsilon > \varepsilon_c = 53,896^{\circ}$), les pôles reçoivent en moyenne annuelle plus d'énergie que l'équateur. C'est actuellement le cas sur les planètes Uranus et Pluton.

Par ailleurs, le phénomène des saisons est directement lié à l'obliquité, et il sera d'autant plus marqué que l'obliquité sera grande. Par exemple, pour une orbite circulaire ($e = 0$), on obtient l'expression de l'insolation journalière aux pôles durant les solstices :

$$W_{\text{été}}(\text{pôle}) = S \sin \varepsilon ; \quad W_{\text{hiver}}(\text{pôle}) = 0.$$

Si l'insolation au solstice d'hiver reste nulle, celle du solstice d'été va pouvoir varier entre $W_{\text{été}}(\text{pôle}) = 0,373 S$ et $W_{\text{été}}(\text{pôle}) = 0,415 S$, lorsque ε passe de $21,9^{\circ}$ à $24,5^{\circ}$, soit une augmentation de l'ordre de 4 %, c'est-à-dire plus de 50 W/m^2 . C'est loin d'être négligeable. Par ailleurs, il est essentiel de

remarquer que, contrairement à la précession que nous détaillons ci-dessous, l'effet de l'obliquité sur l'insolation est symétrique par rapport à l'équateur.

7.2.3 Précession des équinoxes et précession climatique

Outre l'alternance du jour et de la nuit ou bien le phénomène des saisons qui sont connus depuis la nuit des temps, les astronomes ont observé depuis l'Antiquité une lente dérive de l'axe des pôles par rapport à la voute céleste. Cette découverte est généralement attribuée à Hipparque (130 av. J.C.) qui l'estima environ à 1° par siècle (c'est-à-dire une périodicité de l'ordre de 360 siècles...). Cette estimation est remarquable, sachant que la précession des équinoxes possède effectivement une périodicité de 25 765 ans ($1,397^\circ$ par siècle). Il est par ailleurs probable que les Égyptiens, plusieurs milliers d'années auparavant, étaient déjà parfaitement conscients de ce phénomène et changeaient l'orientation de certains temples pour « suivre » ce déplacement. Comme le note déjà Nicolas Copernic, il s'agit là du « troisième mouvement » de la Terre, les deux premiers correspondant au jour et à l'année. Il était donc tout à fait légitime, pour Adhémar, de s'intéresser aux conséquences climatiques de ce « troisième mouvement ».

Il faut néanmoins bien distinguer la précession des équinoxes de la précession climatique. En effet, la position « absolue » de l'axe de la Terre, par rapport aux étoiles, n'a en soi aucun effet sur le climat. Par contre, lorsque cet axe est orienté différemment, il en est de même pour le plan équatorial de la Terre. Or, la droite des équinoxes est définie par l'intersection du plan équatorial et de l'écliptique (le plan orbital). La précession des équinoxes (c'est d'ailleurs là, bien entendu, l'origine de ce nom) correspond donc à une dérive des équinoxes par rapport aux constellations, comme cela est indiqué sur la Figure 7.2.

Ainsi, si aujourd'hui le Soleil est dans la constellation des Poissons le jour de l'équinoxe de printemps (définissant ainsi ce que les astronomes appellent le point vernal γ), il était dans le Bélier du temps des Grecs, et dans le Taureau à l'époque des Égyptiens. Cette succession (Taureau, Bélier, Poissons) possède très certainement des liens symboliques étroits, via l'astrologie, avec l'histoire des religions (le taureau pré-hébraïque, le bélier ou l'agneau pour les juifs, et le poisson des chrétiens). Le point vernal, et donc la position des saisons sur l'orbite terrestre, se déplace ainsi avec la précession des équinoxes. Il suffit alors de se rappeler que l'orbite est elliptique pour comprendre que les saisons vont se situer à différentes distances du Soleil, suivant que le point vernal sera plus ou moins proche du périhélie ou de l'aphélie. L'effet climatique de la précession va donc se mesurer à l'aide de la position relative du point vernal et du périhélie. Or ce dernier se déplace lui aussi, comme cela a été mentionné dans le paragraphe concernant l'excentricité (c'est le paramètre orbital π), selon un mouvement que l'on nomme « précession du périhélie ». La combinaison de la précession des équinoxes et de la précession du périhélie

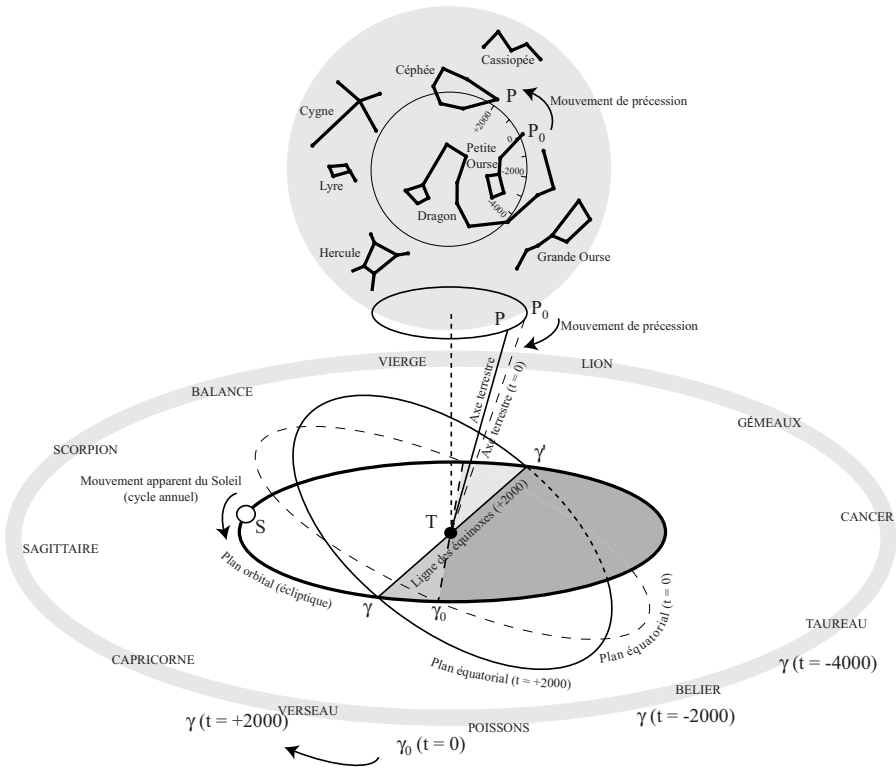


FIG. 7.2 – La précession des équinoxes correspond au mouvement de toupie de l'axe de la Terre (T). Le pôle se déplace donc par rapport aux étoiles (de P_0 aujourd'hui, qui pointe vers l'étoile polaire, à P dans le futur dans la constellation de Céphée). Il en va de même de la ligne des équinoxes $\gamma\gamma'$ (intersection du plan orbital et du plan équatorial). Le point actuel γ_0 est dans la constellation des Poissons. Il dérive vers la constellation du Verseau.

permet ainsi de définir la position relative des saisons et des axes principaux de l'ellipse. On définit la précession climatique, notée ϖ (« pi curviligne »), comme étant l'angle entre le point vernal et le périhélie. Si le point vernal effectue un cycle complet environ en 25 700 ans, le périhélie fait de même environ en 112 000 ans. Ces deux mouvements s'effectuant en sens contraire, on en déduit une périodicité moyenne de 21 000 ans pour la précession climatique ($1/25,7 + 1/112 \sim 1/21$).

Il faut cependant ajouter une petite complication supplémentaire. En effet, lorsque l'orbite est circulaire ($e = 0$), il n'y a tout simplement plus de périhélie. L'angle ϖ n'est alors pas défini. De plus, on comprend aisément que l'effet des changements de précession ϖ sur le climat sera d'autant plus grand que l'excentricité sera grande, puisque la distance Terre-Soleil variera

davantage entre son maximum $a(1 + e)$ (aphélie) et son minimum $a(1 - e)$ (périhélie). Cet effet sera nul lorsque $e = 0$. Pour toutes ces raisons, il est pratique d'introduire le « paramètre de précession climatique » $e \sin \varpi$, qui s'annule lorsque ϖ n'est pas défini (pour $e = 0$) et qui augmente avec e . En fait, il est mathématiquement utile de remplacer le couple de paramètres (e, ϖ) par le couple $(e \cos \varpi, e \sin \varpi)$, qui, lui, est toujours bien défini (soit un changement de coordonnées polaires-cartésiennes). L'effet de la précession est donc modulé par l'excentricité, comme cela peut d'ailleurs se vérifier sur la formule d'insolation donnée dans le paragraphe suivant. Il en résulte un doublement de fréquences (plus précisément, une démultiplication, puisque e possède lui-même de multiples périodicités). En effet, si e varie avec une seule périodicité de 100 000 ans, comme par exemple la fonction $|e_0 \cos(t/200)|$, et ϖ possède un cycle de 21 000 ans, on en déduit :

$$e \sin \varpi = |e_0 \cos(t/200)| \sin(t/21)$$

d'où les périodicités de 19 000 et 23 000 ans ($1/21 + 1/200 \sim 1/19$ et $1/21 - 1/200 \sim 1/23$), qui ont été détectées dans les enregistrements paléoclimatiques océaniques et ont constitué un argument fort en faveur de la théorie de Milankovitch.

7.2.4 Calculs d'insolation, problème du calendrier

Connaissant les trois paramètres astronomiques e , ε , ϖ , il est facile de déterminer le rayonnement reçu par la Terre, ou insolation, pour chaque lieu (latitude φ) et pour chaque saison. Il est courant d'utiliser l'insolation journalière, en se donnant une position orbitale par rapport à l'équinoxe de printemps (c'est-à-dire le moment dans l'année) repérée par une longitude λ (par exemple, $\lambda = 90^\circ$ au solstice d'été, ou $\lambda = 270^\circ$ au solstice d'hiver), comme indiqué sur la Figure 7.3. On suppose alors que cette longitude λ est « fixe » au cours de la journée, tout comme les paramètres astronomiques. Le seul mouvement qui est pris en compte et qui est moyenné est donc la rotation de la Terre sur elle-même en une journée.

En posant :

$$\begin{aligned} s &= \text{Max}(0 ; 1 - \sin^2 \varphi - \sin^2 \delta) = \text{Max}(0 ; 1 - \sin^2 \varphi - \sin^2 \varepsilon \sin^2 \lambda) \\ p &= \sin \varphi \sin \delta = \sin \varphi \sin \varepsilon \sin \lambda \end{aligned}$$

on peut utiliser l'expression de l'insolation journalière suivante :

$$- \text{ si } s = p = 0, W_D = 0$$

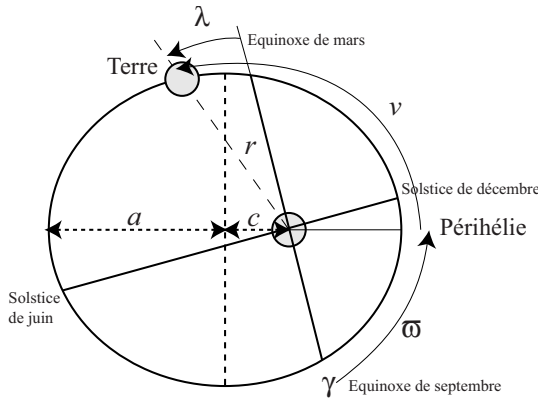


FIG. 7.3 – Définitions de la longitude λ , de la précession climatique ϖ , et de l'anomalie v , par rapport aux saisons, au périhélie et au point vernal γ .

– sinon ($\sqrt{s + p^2} \neq 0$),

$$W_D = S \left(\frac{1 - e \cos(\lambda - \varpi)}{1 - e^2} \right)^2 \left(\frac{p \operatorname{Arccos} \left(\frac{-p}{\sqrt{s + p^2}} \right) + \sqrt{s}}{\pi} \right).$$

Dans cette formule, on peut distinguer trois facteurs :

- 1) la constante solaire (S) ;
- 2) un terme pour la distance Terre-Soleil qui dépend du moment de l'année (λ), de la précession climatique (ϖ) et de l'excentricité (e) ;
- 3) un terme géométrique qui dépend uniquement du moment de l'année (λ), de l'obliquité (ε) et de la latitude du lieu (φ).

En particulier, le terme géométrique est inchangé si l'on change simultanément φ en $-\varphi$ et λ en $\lambda + \pi$ (si l'on change d'hémisphère et d'une demi-année). De même, le terme de distance est inchangé si l'on change simultanément ϖ en $\varpi + x$ et λ en $\lambda + x$ (si l'on décale d'une même quantité la précession et le moment de l'année). On remarque aussi que l'intégrale sur l'année (entre $\lambda = 0$ et 2π) de l'insolation ne dépend pas de la précession ϖ .

Dans ces formules, il est important de noter que la longitude λ est l'angle qui représente la position de la Terre dans son cycle saisonnier, mais que λ n'est pas tout à fait proportionnel au temps qui s'écoule durant l'année. En effet, lorsque la Terre est proche du périhélie, sa vitesse est plus grande et λ change plus rapidement que lorsque la Terre est à l'aphélie.

Plus précisément, l'équation de l'ellipse (en coordonnées polaires, centrées sur le Soleil) est :

$$r = \frac{a(1 - e^2)}{1 + e \cos v} \quad \text{où } v \text{ est la position par rapport au périhélie } (v = \lambda - \varpi + \pi).$$

La deuxième équation de Kepler ($r^2 \frac{dv}{dt} = \frac{2\pi a^2 \sqrt{1-e^2}}{T}$) permet d'écrire :

$$a^2(1 - e^2)^2 \int \frac{dv}{(1 + e \cos v)^2} = \frac{2\pi a^2 \sqrt{1 - e^2}}{T} \int dt.$$

Ceci s'intègre en :

$$E - e \sin E = \frac{2\pi}{T} t \quad \text{avec} \quad \tan \frac{E}{2} = \sqrt{\frac{1 - e}{1 + e}} \tan \frac{v}{2}$$

qui est nommée « équation de Kepler », où le nouvel angle E est appelée l'anomalie excentrique. Avec ces équations, on déduit la durée $t_2 - t_1$ nécessaire pour passer d'une position orbitale λ_1 à une position λ_2 .

La durée des saisons change donc avec la précession climatique ϖ . Ceci pose le problème d'une définition d'un calendrier. En particulier, notre calendrier grégorien est en partie ajusté à des hivers plus courts et des étés plus longs (DJF : 90,25 jours ; MAM : 92 jours ; JJA : 92 jours ; SON : 91 jours), partiellement en accord avec les véritables durées des saisons (hiver : 89,0 jours ; printemps : 92,8 jours ; été : 93,6 jours ; automne : 89,8 jours). S'il est important pour les données paléoclimatiques de se baser sur le calendrier astronomique (et donc sur des saisons définies par les solstices et les équinoxes), les modèles ont besoin avant tout d'un axe saisonnier temporel et ils devront prendre en compte une durée variable des saisons. Cela pose de sérieux problèmes pratiques pour définir les saisons dans les résultats de simulations numériques. Le plus souvent, celles-ci sont définies par un intervalle de temps fixé (soit le quart d'une année, soit en se basant sur le calendrier actuel) en prenant l'équinoxe de mars comme point de référence. Il en résulte un décalage important par rapport aux saisons astronomiques, notamment en septembre qui est le mois le plus éloigné du point de référence. L'alternative consistant à se baser sur les véritables saisons astronomiques fait intervenir des saisons qui n'ont pas le même nombre de jours, ce qui conduit à des diagnostics plus délicats à mettre en œuvre (Joussaume *et al.*, 1997 [14]).

7.2.5 Quel forçage astronomique pour le climat ?

Outre la définition des saisons, une autre question critique consiste à préciser la notion d'insolation « en été », qui est utilisée comme terme de forçage de la théorie de Milankovitch pour l'évolution des calottes de glace de l'hémisphère nord. Doit-on prendre la valeur de cette insolation pour un jour donné (par exemple, le solstice d'été) ? Ou bien doit-on effectuer une moyenne sur

toute la saison ? Ou bien sur un autre intervalle orbital $[\lambda_1, \lambda_2]$? Ou sur un intervalle temporel ? Ou bien doit-on prendre tous les jours de toutes les saisons, appliqués à un modèle physique explicite de climat couplé à une calotte de glace ? Si cette dernière solution est évidemment la plus pertinente, elle est en pratique difficile à mettre en œuvre et il reste extrêmement utile de mieux appréhender les fondements de la théorie en formulant des versions les plus simples possibles.

Si Milankovitch effectuait une moyenne saisonnière sur l'été, la pratique courante consiste le plus souvent à choisir un jour donné, souvent le solstice d'été. Le forçage classique est donc l'insolation journalière à 65°N au solstice de juin. Néanmoins, les insolation moyennées sur des durées supérieures à la journée peuvent avoir une utilité. Il est alors essentiel de prendre garde au mouvement non uniforme de la Terre sur son orbite. En effet, l'intégration de l'insolation W_D doit se faire selon la variable temps sur un intervalle orbital $[\lambda_1, \lambda_2]$. Le calcul conduit à des intégrales elliptiques qui peuvent maintenant facilement s'évaluer numériquement.

Néanmoins, il a été suggéré récemment (Huybers, 2006 [11]) qu'un forçage astronomique beaucoup plus pertinent était une intégrale de l'insolation au-dessus d'un seuil critique, étant donné que ce forçage est destiné à fondre, ou ne pas fondre, une couverture de glace ou de neige, ce qui correspond physiquement à des températures au-dessus, ou en dessous, du seuil de zéro degré Celsius. Une intégrale de l'insolation au-dessus d'un seuil correspond alors relativement bien à ce que les glaciologues utilisent comme forçage climatique, à savoir une intégrale des températures positives (en anglais PDD, pour *positive degree-days*). Il est très intéressant de constater que l'importance relative des périodicités à 23 000 ans et à 41 000 ans est assez largement modifiée lorsqu'un tel seuil est pris en compte, la périodicité de 41 000 ans devenant plus marquée, ce qui plaide pour une fréquence dominante associée aux cycles de l'obliquité.

7.3 Les succès et les difficultés de la théorie de Milankovitch

7.3.1 De l'hypothèse à la preuve

La théorie de Milankovitch mit bien longtemps avant d'être acceptée par la majorité des géologues. En effet, les études stratigraphiques avaient permis de définir seulement quatre épisodes glaciaires successifs dans les Alpes (Günz-Mindel-Riss-Würm) par Penk et Brückner, et non pas une succession d'événements réguliers. Ce n'est qu'au milieu du xx^{e} siècle, grâce aux études menées sur les sédiments marins, que le nombre de cycles glaciaires a augmenté de façon considérable (voir chapitre 20, tome 1). En particulier, dans les années 1950, C. Emiliani a effectué les premières mesures isotopiques sur des

carbonates marins, montrant ainsi plus d'une dizaine de successions glaciaire-interglaciaire avec une cyclicité très nette, ce qui rendait caduque la dénomination traditionnelle (Günz-Mindel-Riss-Würm). La théorie astronomique devenait dès lors d'actualité.

Emiliani a donc défini les « stades isotopiques » qui sont toujours utilisés aujourd'hui pour désigner les périodes glaciaires et interglaciaires, les numéros impairs désignant les périodes interglaciaires et les numéros pairs les périodes glaciaires. À ce titre, il est intéressant de remarquer que le stade 3 fait apparemment exception, puisqu'il est aujourd'hui unanimement considéré comme faisant partie de la dernière période glaciaire (qui inclue donc les stades 4, 3 et 2). Cette apparente incohérence provient du simple fait que la théorie astronomique suggère *a priori* une périodicité dominante associée aux variations d'obliquité, soit des cycles de 41 000 ans. Les très rares informations chronologiques disponibles à cette époque suggéraient un stade 3 vers 30-50 ka BP, précédé de nombreux autres cycles plus anciens, de plus grande amplitude, mais avec une datation incertaine. Il était dès lors assez logique de commencer la numérotation des interglaciaires passés avec le stade 3, en conformité avec l'idée d'une cyclicité principale liée à l'obliquité. Ce n'est que dans les années soixante et soixante-dix, grâce aux datations Pa-Th, qu'il est apparu que la cyclicité principale était plutôt de l'ordre de 100 000 ans, une observation qui semblait étrange par rapport à la théorie astronomique (Broecker *et al.*, 1970 [7]). Ce fameux « problème du 100 000 ans » reste d'ailleurs toujours une difficulté majeure, comme cela sera explicité plus loin.

Les progrès dans les techniques de datation à l'aide des radio-isotopes ont ainsi permis d'affiner peu à peu la chronologie, notamment en utilisant les récifs coralliens et les renversement magnétiques identifiables à la fois dans les sédiments marins et les coulées volcaniques. Il fut ainsi possible de proposer un cadre temporel plus précis et de déterminer les périodicités paléoclimatiques. Le papier de J. Hays *et al.* (1976) [9] identifia ainsi des cycles de 23 000 ans, 41 000 ans et 100 000 ans, qui correspondent bien aux fréquences astronomiques (Berger, 1978 [5]). Ceci démontra donc sans ambiguïté l'empreinte astronomique sur le climat et l'intérêt de la théorie de Milankovitch.

7.3.2 Un système quasi-linéaire pour la précession et l'obliquité

Si les périodicités astronomiques, sont effectivement bien présentes dans les enregistrements paléoclimatiques, il reste à vérifier qu'une relation simple est susceptible de lier les deux. Diverses techniques d'analyses ont été utilisées à cet effet. Il est ainsi possible d'évaluer la cohérence, c'est-à-dire la corrélation dans le domaine spectral (ou domaine fréquentiel), entre le forçage astronomique et les données paléoclimatiques, géochimiques ou micropaléontologiques. Les résultats sont tout à fait significatifs pour les périodicités de 23 000 et 41 000 ans, autrement dit pour les variations d'obliquité et de

précession. Il y a donc un lien étroit entre les changements astronomiques et le climat pour ces deux fréquences, que l'on peut interpréter en termes de modèle « quasi-linéaire ». Une autre façon de s'en convaincre est d'observer la modulation d'amplitude du forçage astronomique et celle du climat pour ces périodicités. Par exemple pour l'obliquité, on remarque que plus l'amplitude de variation de l'obliquité est grande, plus la réponse climatique est importante autour des périodicités correspondantes (c'est-à-dire 41 000 ans), comme cela est illustré sur la Figure 7.4 ci-dessous.

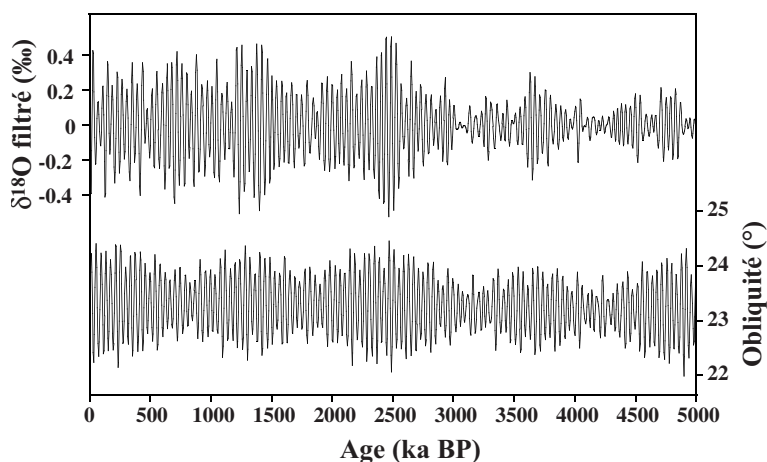


FIG. 7.4 – Enregistrement isotopique (ODP 659, Tiedemann *et al.*, 1994 [28]) filtré au voisinage de 41 ka (en haut), et variations d'obliquité (Laskar *et al.*, 2004 [16]) (en bas). On observe nettement que lorsque les variations d'obliquité augmentent, il en va de même pour les variations climatiques associées.

Cette relation étroite entre forçage astronomique et « climat » semble donc suffisamment bien établie pour être mise à profit dans la datation des enregistrements passés. En effet, une difficulté persistante des reconstitutions paléoclimatiques concerne l'établissement d'une chronologie fiable. À ce titre, les datations absolues que l'on peut obtenir à partir de la décroissance radioactive de certains isotopes (^{14}C , $^{40}\text{K}/^{39}\text{Ar}$, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, U/Th...) sont souvent peu nombreuses et difficiles à obtenir. Par ailleurs, elles sont elles-mêmes entachées d'erreur. Par exemple, une erreur de 1 % sur l'âge mesuré se traduit en une erreur de 10 000 ans pour des échantillons d'un million d'années. L'erreur va en croissant lorsque l'on remonte le temps. Il est donc extrêmement tentant d'utiliser la théorie astronomique pour identifier les cycles mesurés dans un enregistrement paléoclimatique par référence avec ceux du forçage astronomique. Cette association semble particulièrement pertinente pour la précession ou l'obliquité, en tout cas pour le Quaternaire. Dans le cas où une identification correcte de tous les cycles est possible, ce qui est somme toute

assez fréquent, cette méthodologie possède l'énorme avantage d'avoir une erreur associée qui n'augmente pas démesurément avec le temps. En effet, si l'on ne « rate » pas de cycle, alors seule la relation de phase entre le forçage et le climat est incertaine, ce qui limite l'erreur à quelques milliers d'années, même lorsque l'on remonte à des dizaines de millions d'années dans le passé géologique. La stratigraphie isotopique montre alors dans ce cas son efficacité extraordinaire, et l'établissement d'une chronologie astronomique sur une partie substantielle de l'histoire de la Terre est un travail actuellement en cours. Mais la nature chaotique de la mécanique céleste mentionnée plus haut impose des limites au calcul de certains paramètres astronomiques. À l'inverse, on peut donc espérer obtenir des contraintes géologiques sur l'évolution des paramètres du système solaire (Pälike *et al.*, 2004 [25]).

7.3.3 Le problème des cycles de 100 000 ans

Ce qui est vrai pour les cycles de 23 000 et 41 000 ans ne l'est plus pour les grands cycles climatiques qui surviennent plus ou moins tous les 100 000 ans. Tout d'abord, ceux-ci sont fortement asymétriques et marqués par une phase de déglaciation nettement plus courte que le cycle de 100 000 ans lui-même, et il fut noté déjà dans les années 1970 qu'une telle structure entrerait mal dans le cadre de la théorie astronomique (Broecker *et al.*, 1970 [7]). Ces déglaciations sont dès lors nommées « terminaisons ». Il ne s'agit pas uniquement d'une impression visuelle et il est possible de définir celles-ci de façon plus mathématique, en observant qu'elles correspondent toutes systématiquement à une diminution accélérée du volume des calottes de glace, comme cela est illustré sur la Figure 7.5 ci-dessous. À ce titre, les terminaisons sortent donc d'emblée du cadre de la théorie énoncée par Milankovitch.

Par ailleurs, on n'observe plus vraiment de lien (cohérence ou modulation d'amplitude) entre les variations d'excentricité et les grands cycles climatiques. La notion même de cycle à 100 000 ans pose problème car, au cours du Quaternaire, ceux-ci n'existent que depuis environ un million d'années et nous disposons donc seulement d'une dizaine de tels cycles. Dès lors, les méthodes statistiques peinent à attribuer une périodicité bien définie à ceux-ci. De plus, il semble bien que la durée de 100 000 ans ne soit qu'une moyenne entre des cycles ayant chacun des durées notablement différentes (voir Paillard, 2001 [22], table 1). Certains auteurs suggèrent même que ces prétendus « cycles à 100 000 ans » correspondent plutôt à une double ou triple période de l'obliquité (soit $2 \times 41 = 82$ ka, ou $3 \times 41 = 123$ ka) (Huybers *et al.*, 2005 [12]).

Plus simplement, comme cela a été noté plus haut, les variations d'excentricité n'ont qu'un rôle négligeable sur l'énergie reçue par la Terre. Il faut donc, de toute façon, imaginer des processus plus ou moins complexes pour obtenir une réponse climatique dans cette bande de fréquence où le forçage est presque inexistant. La façon la plus simple de procéder consiste à supposer

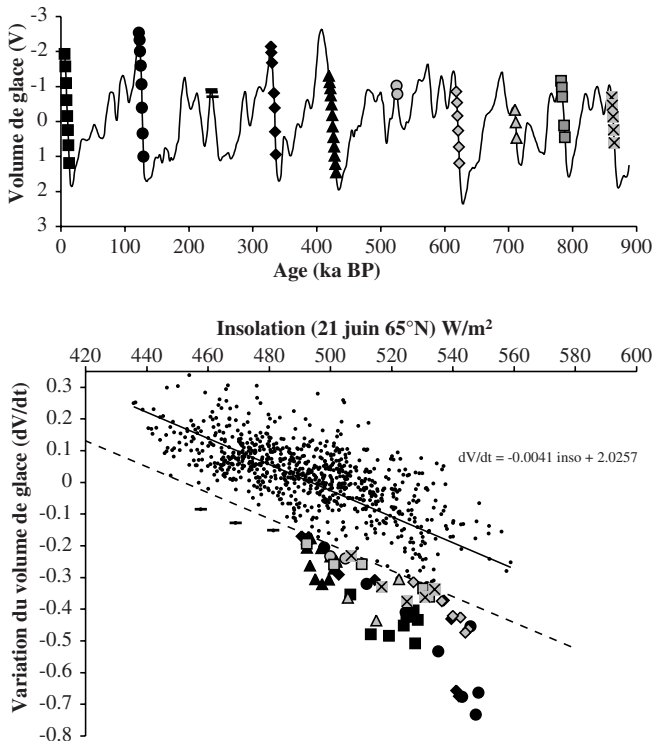


FIG. 7.5 – En haut, enregistrement isotopique SPECMAP (Imbrie *et al.*, 1984 [13]) (normalisé) interprété comme un enregistrement du volume des calottes de glace. En bas, ce volume de glace est dérivé par rapport au temps (en prenant la différence de deux points successifs), puis la dérivée est représentée en fonction de l'insolation d'été à 65°N. La bonne corrélation entre les deux, pour la majorité des points, s'interprète comme un succès de la théorie de Milankovitch. Les points qui s'écartent sensiblement de cette corrélation sont repérés par des symboles qui sont reportés aussi sur la figure du haut. Ce sont précisément les terminaisons.

l'existence de seuils dans le système climatique et donc d'un mode de fonctionnement qui, par exemple, ne sera pas tout à fait le même pendant les grandes terminaisons. Cette stratégie peut être examinée avec des modèles conceptuels.

7.3.4 Quelques modèles simples

La prouesse de Milankovitch a été de calculer les paramètres orbitaux de la Terre et l'insolation qui en découlait sur les centaines de milliers d'années passées. Il ne lui était possible d'utiliser ni un modèle d'évolution des calottes de glace, ni un modèle de climat. En particulier, il n'y avait pas « d'inertie »

dans les courbes de résultat qu'il a calculées, et le « climat » y réagit instantanément au forçage astronomique. Afin d'aller un peu plus loin, il semble essentiel de tenir compte de l'inertie des grandes calottes de glace. La taille de celles-ci ne sera pas liée directement à l'insolation, mais c'est la variation du volume de glace qui sera fonction de l'insolation. Autrement dit, un modèle extrêmement simple d'évolution des calottes consiste à intégrer le forçage astronomique en fonction du temps. C'est le modèle proposé par Calder en 1974 (voir Paillard, 2001 ; 2010 [22,24]) :

$$dV/dt = -k(i - i_0).$$

Au-dessus d'une valeur fixée i_0 de l'insolation, le volume de glace V décroît proportionnellement à $i - i_0$ et, en dessous de cette valeur, V croît. Ce modèle fonctionne relativement bien lorsque l'on introduit une dissymétrie entre les épisodes de fonte et d'accumulation, avec un coefficient k différent dans les deux cas, $k = k_F$ ou k_A selon que $i > i_0$ (fonte) ou non. Par ailleurs, on impose que V reste toujours positif. Si ce modèle ne parvient pas à reproduire fidèlement les observations, il possède néanmoins certaines caractéristiques remarquables. En particulier, il réussit à prédire correctement la position des grandes terminaisons, là où beaucoup d'autres modèles échouent, voir Figure 7.6. Nous y reviendrons.

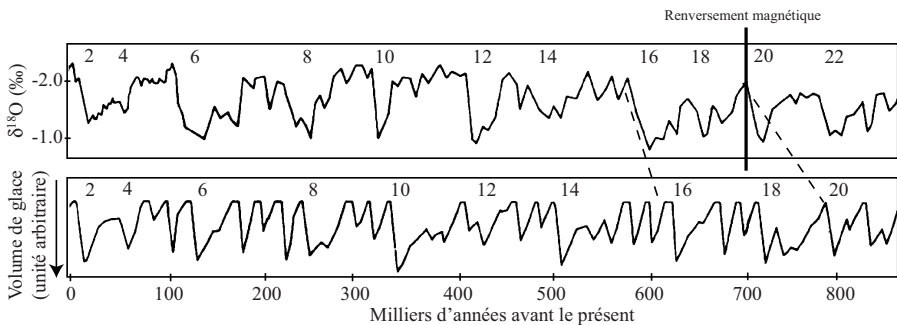


FIG. 7.6 – Comparaison entre le modèle de Calder (en bas), et, en haut, la carotte V28-238 (voir Paillard, 2010 [24]). Les transitions glaciaire-interglaciaire sont prédites aux bonnes dates par le modèle, alors que les données isotopiques en 1974 sont décalées temporellement, avec une date trop jeune pour le renversement magnétique Brunhes-Matuyama, maintenant fixé aux alentours de 772 ka (en pointillé, la bonne correspondance entre les cycles). *A posteriori*, le modèle de Calder a donc réalisé une prédiction tout à fait remarquable.

Ce modèle est assez instable et de petits changements dans les paramètres (i_0 ou k_A/k_F) conduisent à des résultats sensiblement différents. C'est assez facilement compréhensible, puisque le volume de glace n'est, au final, que l'intégrale de l'insolation. De petits changements sur le seuil ou le coefficient conduisent rapidement à des volumes très différents.

Un modèle beaucoup plus robuste a été formulé par Imbrie et Imbrie en 1980 (voir Paillard, 2001 [22]) :

$$dV/dt = (-i - V)/\tau$$

où, d'une certaine manière, le seuil i_0 a été remplacé par le volume de glace V . Cette fois, l'insolation i est prise normalisée (en retranchant sa valeur moyenne et en divisant par l'écart-type) et le volume de glace peut lui aussi être négatif. Tout comme précédemment, le coefficient, ou constante de temps, τ prendra deux valeurs différentes selon que la calotte fond ($-i - V < 0$) ou qu'elle grossit ($-i - V > 0$). Ce modèle reproduit assez bien l'évolution des cycles liés à la précession et à l'obliquité, mais échoue largement à reproduire correctement les cycles à 100 000 ans. En particulier, il produit un fort cycle à 400 000 ans, bien présent dans l'excentricité, mais pas dans les données paléoclimatiques associées au volume des calottes de glace, voir Figure 7.7. Ce modèle illustre ainsi le « problème du stade 11 ». En effet, il y a environ 430 000 ans, l'excentricité était très faible et donc les variations du paramètre de précession $e \sin \varpi$ étaient minimales. Ceci se traduit par très peu de variations dans le modèle d'Imbrie. À l'inverse, les données paléoclimatiques démontrent que cette période correspond à une transition majeure entre un stade glaciaire très intense (le stade 12) et un interglaciaire également très marqué (le stade 11). Comment de faibles variations d'insolation peuvent-elles entraîner les plus grandes transitions ? Une solution naturelle est d'envisager les grands cycles à 100 000 ans, non pas comme une oscillation linéaire autour d'un point d'équilibre, dont l'amplitude sera inexorablement liée à l'amplitude du forçage, mais plutôt comme une oscillation de relaxation entre deux modes climatiques différents, entre lesquels le système pourra basculer dès que certains seuils seront franchis. C'est ce qui est proposé dans le modèle de Paillard (1998) [21] :

$$dV/dt = (V_R - V)/\tau_R - F/\tau_F.$$

Cette fois, le volume de glace est « relaxé » vers des valeurs V_R différentes : on change de « mode climatique » R en fonction de certains dépassements de seuils sur le forçage astronomique i et sur le volume de glace V . En particulier, un point essentiel issu de l'étude de ce modèle est que les déglaciations, pour être prédites au bon endroit, doivent être liées aux maxima glaciaires : le changement de régime glaciaire-interglaciaire doit être déclenché par un dépassement de seuil concernant le volume des calottes. C'est d'ailleurs cette relation qui permet au modèle de Calder de finalement « bien » fonctionner, car Calder prédit en fait correctement les maxima glaciaires plus que les transitions. Autrement dit, pour des raisons physiques encore peu claires, les déglaciations sont favorisées par l'occurrence d'un maximum glaciaire, ce qui génère donc une oscillation de relaxation en renvoyant le système vers l'état opposé.

Si le forçage astronomique est bien à l'origine des variations climatiques du Quaternaire, la question des mécanismes climatiques mis en œuvre reste

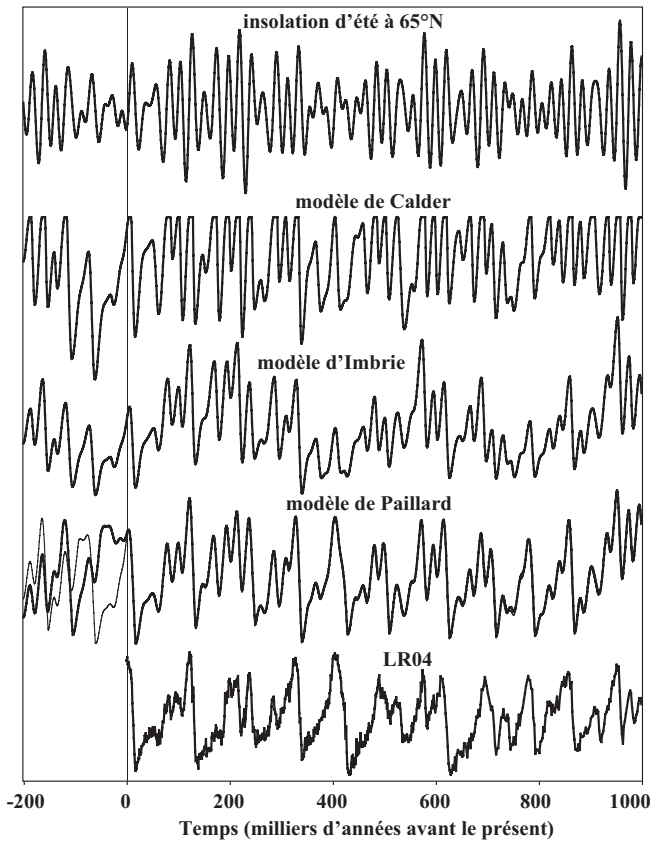


FIG. 7.7 – Comparaison entre les différents modèles simple discutés, sur le dernier million d’années et les prochains 200 000 ans. De haut en bas : insolation journalière d’été (65°N , solstice de juin) (Laskar *et al.*, 2004 [16]), résultats du modèle de Calder ; du modèle d’Imbrie ; du modèle de Paillard 1998 [21] et les données isotopiques marines LR04 (Lisiecki et Raymo, 2005 [17]). Remarquez que dans le modèle à seuil de Paillard, il existe deux solutions possibles pour les cycles climatiques futurs, selon que nous ayons aujourd’hui déjà franchi le seuil d’entrée en glaciation, ou pas (voir Paillard, 2001 [22]).

quasiment entière. Dans la théorie de Milankovitch, il est fait une hypothèse extrêmement simplificatrice qui, d’une certaine manière, assimile la notion de « climat » à celle de l’étendue des calottes de glace de l’hémisphère nord. La théorie de Milankovitch, au sens strict, n’est en fait pas une théorie du climat, mais une théorie des calottes de glace, ce qui est souligné par les modèles conceptuels ci-dessus. L’action de l’insolation sur les calottes de l’hémisphère nord rend compte de certains phénomènes du Quaternaire, mais ne permet pas

d'expliquer l'ensemble des observations, en particulier l'existence des cycles à 100 000 ans, ponctués par des déglaciations (ou terminaisons) remarquables. Il sera donc nécessaire de compléter cette théorie pour en faire une véritable théorie climatique.

7.4 Les progrès récents

7.4.1 Le rôle essentiel du CO₂ atmosphérique

Peu de temps après la mise en évidence des périodicités astronomiques dans le climat (Hays *et al.*, 1976 [9]), les analyses effectuées sur les bulles d'air des carottes de glace provenant de l'Antarctique ont permis de démontrer que la dernière période glaciaire était également caractérisée par une concentration atmosphérique en CO₂ sensiblement plus faible. Depuis les études réalisées sur les forages de Vostok (Petit *et al.*, 1999 [27]) ou Dôme C (Monnin *et al.*, 2001 [19]), il est maintenant parfaitement bien établi que les cycles glaciaires-interglaciaires correspondent également à des cycles dans la composition atmosphérique en gaz à effet de serre et notamment en CO₂, qui varie entre environ 280 ppm (cm³/m³ d'air) en période interglaciaire et 180 ppm en période glaciaire. Ces mesures permettent de démontrer que les deux théories traditionnelles, astronomique et géochimique, pour expliquer les âges glaciaires, ne sont pas exclusives, mais sont l'une comme l'autre nécessaires. Ceci a été largement confirmé par de multiples expériences numériques de simulation du climat glaciaire : pour rendre compte des observations paléoclimatiques, il est absolument nécessaire de tenir compte de la diminution de l'ordre de 30 % de la pression partielle en CO₂. De plus, lors des terminaisons, et lors de la dernière déglaciation en particulier, il est très clair que la concentration en CO₂ augmente plusieurs milliers d'années avant la remontée du niveau marin associée à la fonte des calottes, c'est-à-dire la déglaciation proprement dite, comme cela est illustré sur la Figure 7.8. Comme cela est souligné dans la Figure 7.5, s'il est possible d'invoquer sans trop de problème la théorie de Milankovitch pour la plus grande partie des cycles passés, les difficultés surgissent de façon aiguë lorsque l'on regarde les déglaciations. C'est donc à ces moments précis, lorsque la théorie astronomique à elle seule ne tient plus, qu'il convient de se focaliser sur d'autres mécanismes.

Autrement dit, les changements glaciaires-interglaciaires ne se limitent pas à des changements dans l'étendue des calottes de glace, qui pourraient influencer par la suite le reste du système climatique. Ils sont au contraire une combinaison de changements pour les calottes, mais aussi pour les cycles biogéochimiques et le climat dans son ensemble. La théorie de Milankovitch ne rend compte que d'une partie de cette réalité, l'autre partie impliquant très vraisemblablement le cycle du carbone couplé aux variations climatiques.

Malheureusement, notre compréhension du cycle du carbone au cours du Dernier Maximum glaciaire est très fragmentaire. En première approximation,

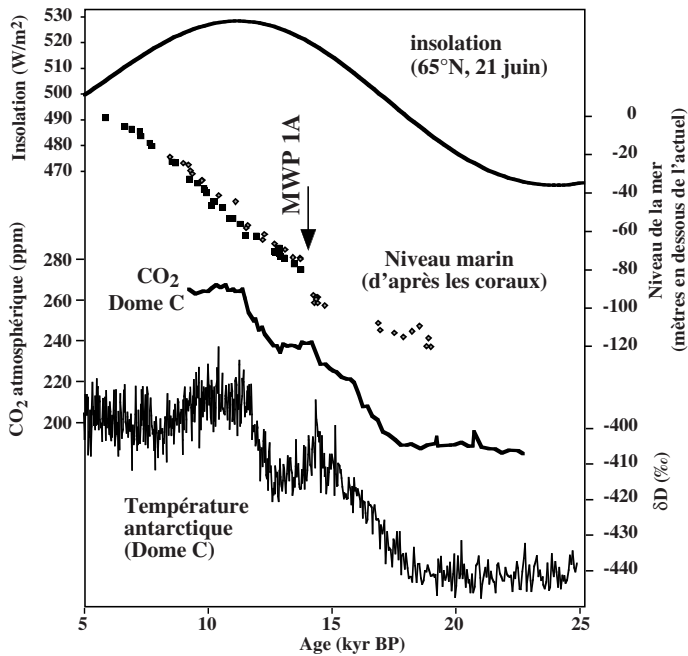


FIG. 7.8 – La dernière déglaciation. De haut en bas : l'insolation journalière (65°N solstice d'été) (Laskar *et al.*, 2004 [16]) ; le niveau de la mer (Bard *et al.*, 1996 [4]) ; le CO₂ atmosphérique et la température à Dôme C, en Antarctique (Monnin *et al.*, 2001 [19]). Aux environs de 15 kyr BP (15 000 ans avant le présent), alors que le niveau marin reste proche de sa valeur glaciaire (environ -100 m), le CO₂ atmosphérique a déjà augmenté d'environ 60 ppm depuis sa valeur glaciaire, soit plus de la moitié de la transition complète.

il est raisonnable de considérer le système océan + atmosphère + biosphère terrestre comme étant isolé, c'est-à-dire sans échanges significatifs avec le carbone géologique (via les volcans ou les rivières). Le problème consiste donc à diminuer le réservoir atmosphérique d'environ 200 GtC (milliards de tonnes de carbone), en augmentant les autres d'autant. Mais, la biosphère terrestre était notablement réduite en période glaciaire (entre 300 GtC et 700 GtC), ce qui rend le problème d'autant plus difficile, puisqu'il est nécessaire de piéger tout ce carbone atmosphérique et biosphérique dans l'océan. De nombreuses hypothèses ont été avancées pour tenter d'expliquer ce niveau de $p\text{CO}_2$ si faible pendant le Dernier Maximum glaciaire, mais aucune n'est encore parvenue, à elle seule, à fournir une telle différence entre l'état actuel du cycle du carbone et un état modifié (plus froid, avec des hypothèses sur la biologie, la circulation océanique, la biogéochimie...) : chacun des mécanismes proposés jusqu'à présent ne peut expliquer qu'un maximum de 10 à 20 ppm. Une

combinaison complexe de multiples facteurs est une possibilité qui permettrait sans doute d'atteindre une différence glaciaire- interglaciaire de 100 ppm, mais la très grande similitude entre les enregistrements climatiques autour de l'Antarctique et les enregistrements de $p\text{CO}_2$ plaident pour un mécanisme relativement simple qui lierait l'océan Austral et son climat, avec la concentration atmosphérique en CO_2 . Un tel mécanisme reste pour le moment encore à découvrir.

7.4.2 Vers une synthèse des théories astronomique et géochimique ?

Des progrès très récents permettent néanmoins d'envisager une solution prochaine. En effet, les modèles conceptuels mentionnés plus haut suggèrent d'envisager des états « glaciaires » et « interglaciaires » bien distincts, capables de rendre compte d'une oscillation de relaxation entre deux (ou plus) modes de fonctionnement différents. Dans ce contexte, il est intéressant de mentionner l'hypothèse d'un océan glaciaire, dont les eaux de fond seraient très froides et surtout très salées. Cette hypothèse est largement étayée par des mesures effectuées sur les fluides interstitiels dans des carottes de sédiments marins (Adkins *et al.*, 2002 [1]) qui permettent d'estimer directement la salinité du fond de l'océan dans le passé. L'océan glaciaire est donc vraisemblablement profondément différent de l'océan actuel, avec une très forte stratification entre la moitié supérieure et la moitié inférieure de la colonne d'eau. Ces eaux de fond très salées sont susceptibles de se former autour de l'Antarctique, grâce aux rejets de sel qui surviennent lors de la formation de glace de mer. Les conséquences d'une telle configuration océanique sur le cycle du carbone sont considérables. Avec un mécanisme de ce type, il est possible de stocker beaucoup de carbone au fond de l'océan et d'expliquer le faible niveau atmosphérique en CO_2 . Ce mécanisme a été confirmé récemment dans un modèle relativement simple couplant le climat et le cycle du carbone (Bouttes *et al.*, 2011 [6]). Ceci permet de formuler un scénario qui rend compte des cycles glaciaire-interglaciaire, à la fois en termes de changements dans l'étendue des calottes de glace, mais aussi en termes de CO_2 atmosphérique, et donc de climat global (Paillard *et al.*, 2004 [23]), comme indiqué sur la Figure 7.9 ci-dessous.

Dans ce modèle, les terminaisons sont explicitement induites par une augmentation du CO_2 atmosphérique, elle-même causée par le maximum glaciaire précédant qui déstabilise la stratification de l'océan profond. Ce modèle étant basé sur un système bi-modal, il reproduit correctement certaines caractéristiques, déjà présentes dans des modèles encore plus simples (Paillard, 1998 [21]), comme la possibilité de changement de périodicité dominante, depuis des cycles à 23 000 ans avant la mise en place des glaciations quaternaires, vers des cycles à 41 000 ans il y a 3 millions d'années, puis vers des cycles à 100 000 ans lors du dernier million d'années.

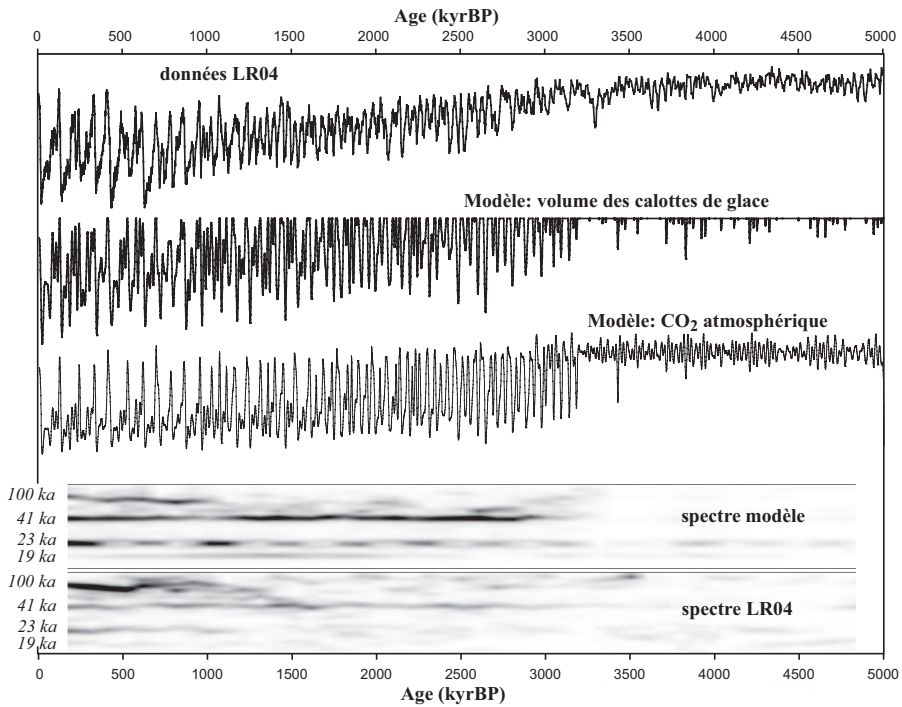


FIG. 7.9 – Résultats du modèle Paillard *et al.* (2004) [23] qui inclut un mécanisme couplant l'évolution des calottes de glace et les changements dans le cycle du carbone, forcé par l'insolation d'été à 65°N. En ajoutant une lente dérive sur le paramètre de seuil critique, il est possible de rendre compte des changements de périodicité avec l'apparition des cycles de 41 000 ans, il y a environ 3 millions d'années, puis l'apparition des cycles de 100 000 ans depuis un million d'années. De haut en bas : les données de volume de glace (Lisiecki *et al.*, 2005 [17]), les résultats du modèle en termes de calottes et de CO₂, puis la décomposition en périodicités (spectre) pour le modèle et les données.

7.5 Les cycles astronomiques pré-Quaternaire

Les variations périodiques de l'insolation ont existé tout au long de l'histoire de notre planète. Si leurs effets sur le climat sont particulièrement marqués depuis environ un millions d'années par des alternances glaciaire-interglaciaire, il est naturel de s'attendre à des changements climatiques, éventuellement plus subtils, lorsque la Terre était moins englacée, voire pas du tout. Il est essentiel de bien comprendre que des variations climatiques d'origine astronomique peuvent très bien impliquer d'autres composantes du système Terre que les calottes de glace, comme les moussons, la productivité biologique ou bien d'autres aspects de notre planète. Ces cycles

astronomiques sont souvent également appelés « cycles de Milankovitch », par abus de langage, bien qu'ils n'aient la plupart du temps rien à voir avec des changements dans l'étendue des calottes de glace, qui d'ailleurs étaient le plus souvent inexistantes dans l'histoire de la Terre. La théorie de Milankovitch est une théorie de l'évolution des calottes de glace. Ce n'est pas une théorie du climat et elle ne s'applique donc pas de manière générale à tous les changements climatiques d'origine astronomique. Il n'y a *a priori* aucune raison de choisir une insolation d'été dans l'hémisphère nord comme un paramètre de forçage privilégié, si l'on s'intéresse à des composantes du système autres que les calottes de glace de l'hémisphère nord. Ainsi, selon les indicateurs qui sont mesurés (sédimentologie, isotopes de l'oxygène ou du carbone, couleur...), selon les sites et selon les périodes géologiques considérées, les cycles correspondront à diverses périodicités astronomiques correspondant aux variations de la précession, ou de l'obliquité ou bien celles de l'excentricité. Ces alternances sédimentaires peuvent être d'origines très diverses, et elles restent parfois assez mal comprises. Des exemples existent à plus ou moins toutes les époques de l'histoire de la Terre.

Un exemple récent concerne les dépôts de matière organique en mer Méditerranée, qui surviennent parfois sous forme de couches noires bien identifiables, appelées sapropèles. Ces niveaux riches en matière organique sont expliqués soit par une augmentation de la production biologique de surface, soit par un changement de circulation des eaux profondes Méditerranéennes, qui seraient mal oxygénées lors de ces événements, à l'image de la mer Noire aujourd'hui. En effet, ces événements de sapropèles correspondent à des épisodes pluvieux sur l'Afrique saharienne, voire sur l'ensemble du bassin méditerranéen, et donc à des apports d'eau douce suffisamment importants, via le Nil et les pluies, pour perturber la formation d'eaux profondes et donc l'oxygénation de la Méditerranée. Quel qu'en soit le mécanisme, ces niveaux sédimentaires apparaissent, à quelques exceptions près, au rythme des variations de précession depuis le Miocène, il y a environ 14 millions d'années, jusqu'au dernier événement en date, nommé S1, au début de notre interglaciaire, il y a environ 7 000 ans. Comme cela est indiqué sur la Figure 7.10 ci-dessous, cette cyclicité est suffisamment bien marquée pour être utilisée non seulement comme une méthode de datation, mais surtout pour calibrer la méthode radiométrique $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (Kuiper *et al.*, 2008 [15]). Comme cela a déjà été évoqué plus haut, cette façon d'établir les échelles d'âge, ou cyclostratigraphie, permet d'atteindre des précisions bien supérieures aux méthodes radiométriques usuelles, dont les incertitudes croissent quand on remonte le temps.

La chronologie est ainsi bien souvent le premier intérêt d'identifier des cycles astronomiques dans les séries sédimentaires anciennes. L'exemple le plus fameux de cyclicité retrouvée dans les enregistrements géologiques concerne les alternances marno-calcaires. En effet, dès la fin du XIX^e siècle, Gilbert suggéra que ces successions sédimentaires, qu'il étudia dans les formations calcaires

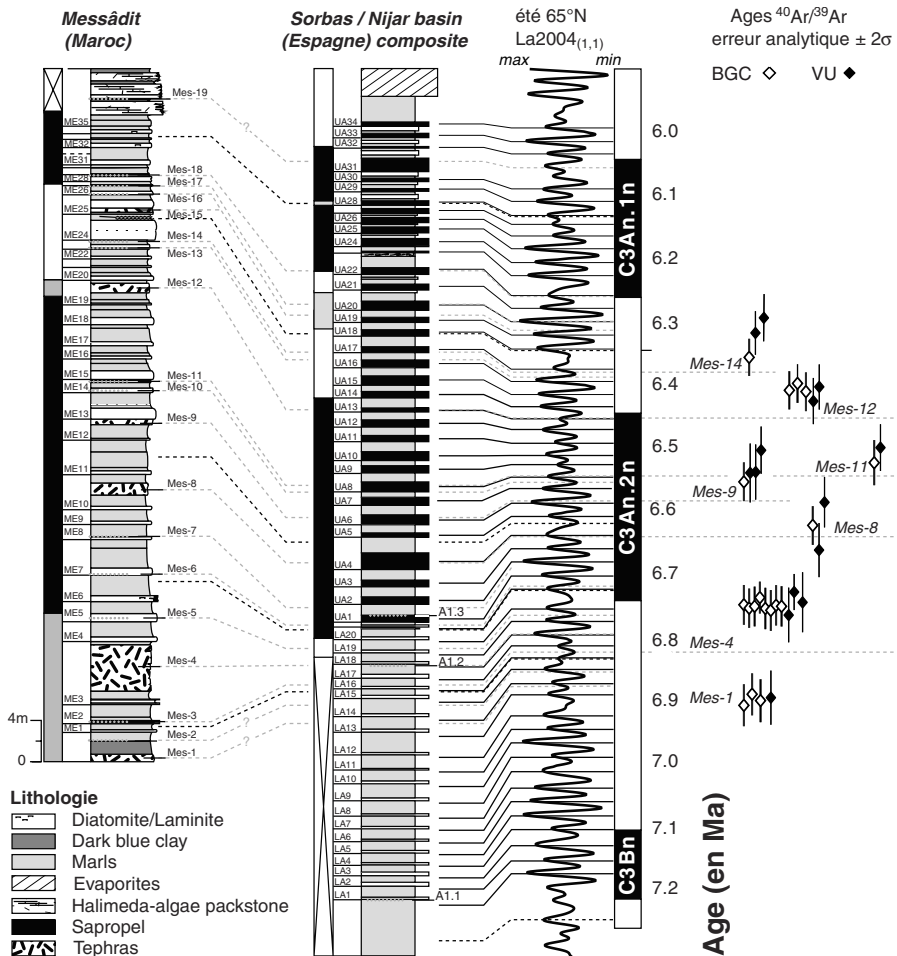


FIG. 7.10 – D'après Kuiper *et al.*, 2008 [15]. Calibration astronomique du Messinien (entre 7,2 et 5,3 Ma) où les alternances marnes/sapropels peuvent être corrélées au forçage astronomique (en accord avec de nombreux autres marqueurs stratigraphiques). Cette calibration astronomique est ensuite utilisée pour mieux contraindre la méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (mesuré ici dans des téphras), car la constante de désintégration de ^{40}K n'est connue qu'à environ 3 ou 4 % près ($(5,463 \pm 0,214) \times 10^{-10} \text{ an}^{-1}$).

du Crétacé de Green River au Colorado, étaient vraisemblablement dues à des changements astronomiques. Il supposa qu'elles étaient liées aux cycles de précession, ce qui lui permit de proposer une durée du Crétacé supérieur comprise entre 20 et 40 millions d'années, en extrapolant les affleurements limités qu'il avait à sa disposition. Ceci correspond finalement assez bien aux estimations actuelles (34 millions d'années). De nombreuses études ont depuis confirmé

l'existence de ces cycles au Trias, au Jurassique et au Crétacé, comme cela est illustré sur les Figures suivantes (7.11, 7.12 et 7.13). On remarque notamment que, si la précession est souvent dominante, les cycles liés à l'obliquité ou bien à l'excentricité peuvent également avoir un rôle très important.

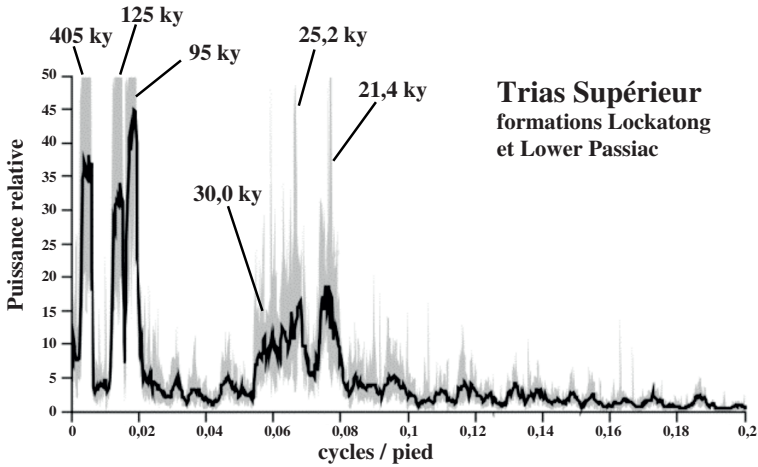


FIG. 7.11 – Spectre de niveaux lacustres du Trias au New Jersey (Olsen et Kent, 1996 [20]).

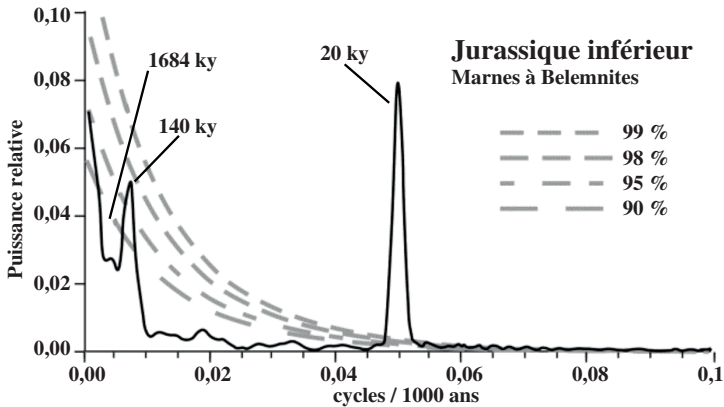


FIG. 7.12 – Spectre de pourcentage de carbonate, Jurassique, Angleterre (Weedon *et al.*, 1999 [30]).

Des cycles astronomiques ont été mis en évidence également au Paléozoïque, même si les études à ce sujet sont moins nombreuses. Cela tient notamment à la difficulté de trouver des repères chronologiques suffisamment précis et fiables pour pouvoir attribuer sans ambiguïté les cyclicités trouvées

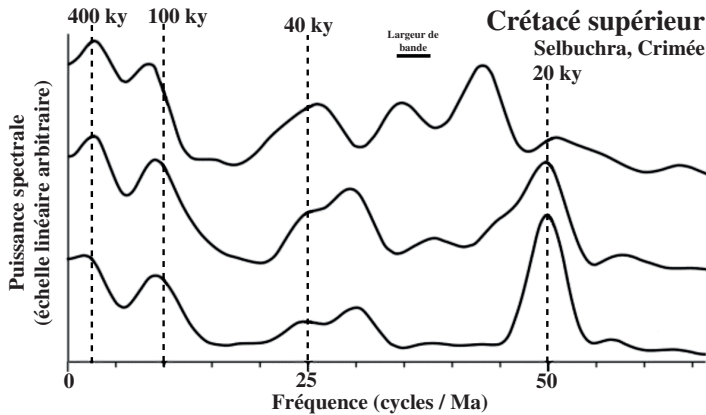


FIG. 7.13 – Spectres de réflectance sédimentaire, Crétacé, Crimée (Gale *et al.*, 1999 [8]) avec diverses hypothèses chronologiques.

à des paramètres astronomiques. Par exemple, durant le Carbonifère, des alternances entre sédiments marins et niveaux de houille, appelées cyclothem, correspondent vraisemblablement à des changements de niveau marin dans des régions deltaïques, où une végétation abondante durant les bas niveaux marins (régressions) succède à des dépôts sédimentaires durant les hauts niveaux marins (transgressions). Ceci est finalement attendu, puisque le Carbonifère correspond à une période « glaciaire » tout comme le Quaternaire, avec des calottes de glace conséquentes qui vont très vraisemblablement fluctuer au rythme des changements astronomiques. De même au Dévonien, des cyclicités sédimentaires sont présentes et il est habituel de les interpréter en termes d'évolution des grandes calottes de glace qui étaient présentes à cette époque. Il est également possible de trouver des cycles beaucoup plus anciens encore, comme par exemple à l'Archéen, il y a plus de 2 milliards d'années (Hofmann *et al.*, 2004 [10]).

Plus l'on remonte le temps, plus il est nécessaire de prendre en compte d'éventuels changements dans les périodicités astronomiques. En particulier, les mouvements de l'axe de la Terre (précession et obliquité) vont être fortement affectés par la distance Terre-Lune qui augmente au cours du temps à cause de la dissipation des marées. Ainsi, la périodicité de la précession des équinoxes, de 25 700 ans aujourd'hui, était sensiblement plus rapide auparavant. Il en est de même pour les cycles de précession climatique et d'obliquité, qui en découlent directement, et qui sont aujourd'hui de 19 ka, 23 ka et 41 ka. En considérant la vitesse de récession lunaire actuelle, on obtient des périodicités de 16 ka, 18,7 ka et 29 ka respectivement, il y a 500 millions d'années. Ces valeurs, trop rapides, sont peu compatibles avec les observations géologiques, ce qui souligne la nécessité d'une récession lunaire plus lente dans le passé, à cause du rebond isostatique actuel, mais aussi en fonction des changements

du niveau marin, de la topographie des fonds océaniques, voire même de la stratification de l'océan. De façon générale, plus qu'une périodicité donnée, il est souhaitable de trouver une structure cohérente entre plusieurs périodicités qui corresponde bien au forçage astronomique. Par exemple, la présence de trois périodicités dans un rapport 1 :5 :20 est souvent interprétée comme correspondant à la précession (~ 20 ka) et aux périodicités de l'excentricité (~ 100 ka et ~ 400 ka), même si les fréquences ont pu changer dans le passé, et même si les informations chronologiques ne permettent pas, par ailleurs, de déterminer avec confiance les périodicités enregistrées.

S'il faut trouver une périodicité particulièrement stable dans le passé, c'est sans doute le cycle de 405 ka associé aux variations d'excentricité qui est le meilleur choix possible (Laskar *et al.*, 2004 [16]). En effet, comme cela est indiqué au paragraphe IIa, le système solaire est chaotique et il est impossible de calculer précisément son évolution au-delà de quelques dizaines de millions d'années. Cependant, si les perturbations associées aux planètes internes (de Mercure à Mars) sont assez vite imprédictibles, les planètes externes (en particulier, Jupiter et Saturne) ont des mouvements à long terme beaucoup plus réguliers. Il en résulte une très grande stabilité de la périodicité à 405 ka, qui par conséquent peut être utilisée comme un repère chronologique sur plusieurs centaines de millions d'années. Selon Laskar *et al.* (2004) [16], la dispersion des solutions sur les derniers 250 millions d'années, pour cette périodicité, est inférieure à un cycle (< 400 ka). Ceci ouvre donc l'espoir de construire une chronologie absolue très précise non seulement sur le Cénozoïque (depuis 65 Ma) mais aussi sur l'ensemble du Mésozoïque (entre 65 Ma et 250 Ma). Ces cycles peuvent en effet être systématiquement numérotés depuis l'époque actuelle jusque dans le passé lointain, offrant ainsi un nouveau repérage stratigraphique dans l'échelle géologique. Par exemple, sur la Figure 7.14, on remarque la très nette présence de ces cycles durant la période Oligocène. Par ailleurs, les transitions Éocène-Oligocène (événement Oi-1) ou bien Oligocène-Miocène (événement Mi-1) correspondent à des périodes climatiques particulièrement « froides » selon les isotopes de l'oxygène. De plus, ces extrema peuvent être mis en relation avec des minima dans le forçage astronomique lié à l'obliquité (minima de la modulation d'amplitude). Il est à noter que les cycles d'excentricité à 405 ka ont aussi probablement un rôle important à jouer pour les climats du Quaternaire. En effet, bien que les changements du volume des calottes de glace soient largement dominés par le cycle de 100 ka, ce n'est pas forcément le cas pour d'autres indicateurs. En particulier, on retrouve dans les isotopes ^{13}C des foraminifères benthiques une très nette signature dans cette bande de fréquence, avec des cycles entre 400 et 500 ka (Wang *et al.*, 2004 [29]). Il a été suggéré que ceux-ci traduisent des changements dans le cycle global du carbone, qui ont pu induire les différentes phases climatiques du dernier million d'années, avec la transition entre des cycles à 41 ka avant 1 Ma, puis des cycles à 100 ka entre 450 ka et 1 Ma, puis ensuite des cycles de plus grande amplitude.

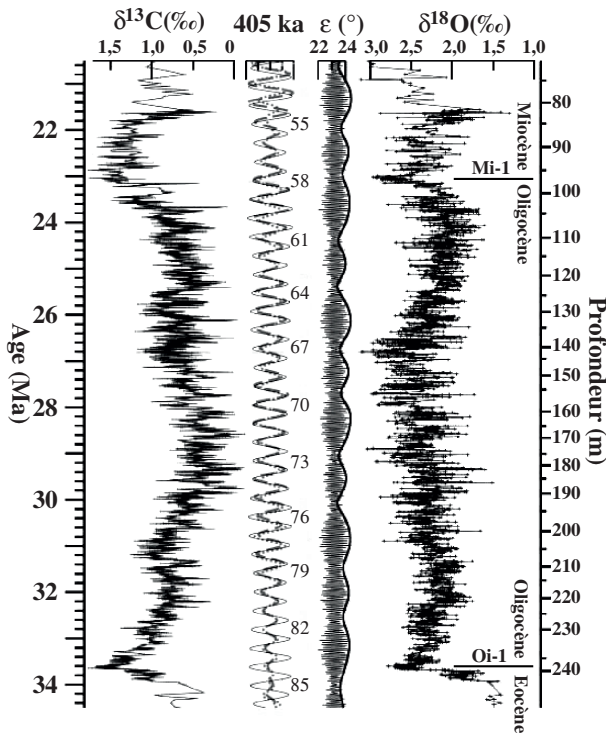


FIG. 7.14 – D’après Pälike *et al.*, 2006 [26]. Isotopes stables ^{13}C et ^{18}O benthiques du site ODP 1218, obliquité (ε) avec sa modulation d’amplitude, et filtrage de l’excentricité et des signaux isotopiques à 405 ka. La périodicité de 405 ka est bien visible dans les signaux isotopiques, notamment le ^{13}C , ce qui permet de définir une chronologie astronomique (numérotation des cycles à 405 ka depuis l’actuel). Les minima d’amplitude de variation de l’obliquité correspondent très souvent à des maxima pour ^{18}O .

Si des cycles sont vraisemblablement présents tout au long de l’histoire de la Terre, il faut néanmoins éviter d’attribuer systématiquement une origine astronomique à toute périodicité apparente dans les enregistrements sédimentaires. En effet, il est tout à fait concevable que certaines composantes du système Terre puissent générer des oscillations internes, plus ou moins périodiques, à des fréquences qui ont peu de rapport avec la dynamique céleste. Ainsi, au Quaternaire, il existe une variabilité dite « sub-Milankovitch » qui correspond aux événements de Dansgaard-Oeschger ou aux événements de Heinrich. Il est probable que des cyclicités de ce type puissent aussi exister à d’autres moments de l’histoire de la Terre. Par exemple, les strates du Trias de Latemar, épaisses de 470 m dans les Dolomites italiennes, possèdent une

structure périodique bien marquée représentant environ 600 cycles. Une controverse oppose les tenants d'une hypothèse astronomique, qui y voient des cycles de précession et donc une durée totale de l'enregistrement de l'ordre de 10 millions d'années, et les partisans de variations environnementales beaucoup plus rapides, qui se basent sur des datations radiométriques pour estimer une durée totale de l'ordre du million d'années seulement, soit un ordre de grandeur plus rapide. Si le débat n'est sans doute pas encore tranché, il souligne néanmoins qu'il ne suffit sans doute pas d'identifier des cycles dans les enregistrements géologiques pour y trouver systématiquement une signature astronomique. La dynamique du système Terre est en effet susceptible de révéler encore bien des surprises.

7.6 Conclusions

La dynamique des cycles glaciaire-interglaciaire du Quaternaire est loin d'être complètement élucidée, et c'est encore plus vrai pour les cycles astronomiques pré-Quaternaire. Par ailleurs, le climat en période glaciaire change de façon parfois très brutale, pendant les événements de Dansgaard-Oeschger ou les événements de Heinrich, pour des raisons qui ne sont liées ni au forçage astronomique, ni aux variations du CO₂ atmosphérique. Il est notable que la dernière déglaciation soit ponctuée de tels événements rapides. Il est donc tout à fait envisageable que ceux-ci aient également un rôle déterminant dans la dynamique des grands cycles, *a fortiori* si l'on considère qu'elle est basée sur des dépassements de seuils qui permettent un basculement d'un état glaciaire vers un état interglaciaire.

Les modèles conceptuels présentés ici sont très largement insuffisants pour rendre compte des interactions physiques et biogéochimiques qui sont mises en jeu lors de ces changements climatiques. Les modèles de climat les plus sophistiqués qui sont utilisés pour simuler le XXI^e siècle, ou « modèles de circulation générale », sont malheureusement incapables de simuler ces changements, car les échelles de temps impliquées sont beaucoup trop longues. De plus, il faut bien évidemment tenir compte des changements de calotte de glace et de la dynamique des principaux cycles biogéochimiques, ce que ces modèles ne savent pas encore faire correctement. Pour toutes ces raisons, des modèles plus simples du « système Terre » (ou modèles de complexité intermédiaire) sont utilisés pour aborder ce type de questions. Les progrès récents, à la fois en terme de reconstructions paléoclimatiques mais aussi en terme de modélisation (Bouttes *et al.*, 2011 [6]), nous permettent d'espérer dans les années à venir la mise au point d'une théorie renouvelée des cycles glaciaire-interglaciaire du Quaternaire, qui prendra en compte les divers aspects des changements environnementaux terrestres (calottes, carbone, végétations, climat...). Une telle synthèse nous permettrait de comprendre enfin les plus grands changements climatiques vécus jusqu'à présent par *homo sapiens*.

Références bibliographiques

- [1] Adkins, J., McIntyre, K. et Schrag, D. (2002), « The Salinity, Temperature and $\delta^{18}\text{O}$ of the Glacial Deep Ocean », *Science*, 298, pp. 1769-1773.
- [2] Arrhenius, S. (1896), « On the Influence of Carbonic Acid in the Air upon the Temperature of the Ground », *Philosophical Magazine and Journal of Science*, 41, pp. 237-276.
- [3] Bard, E. (2004), « Greenhouse Effect and Ice Ages: Historical Perspective », *C. R. Geoscience*, 336, pp. 603-638.
- [4] Bard, E., Hamelin, B., Arnold, M., Montaggioni, L., Cabioch, G., Faure, G. et Rougerie, F. (1996), « Deglacial Sea-Level Record from Tahiti Corals and the Timing of Global Meltwater Discharge », *Nature*, 382, pp. 241-244.
- [5] Berger, A. (1978), « Long-Term Variations of Daily Insolation and Quaternary Climatic Change », *J. Atmos. Sci.*, 35, pp. 2362-2367.
- [6] Bouttes, N., Paillard, D., Roche, D. M., Brovkin, V. et Bopp, L. (2011), « Last Glacial Maximum CO_2 and $\delta^{13}\text{C}$ Successfully Reconciled », *Geophys. Res. Lett.*, 38, pp. 1-5.
- [7] Broecker, W. et van Donk, J. (1970), « Insolation Changes, Ice Volumes and the O18 Record in Deep-Sea Cores », *Rev. Geophys. Space Phys.*, 8, pp. 169-197.
- [8] Gale, A. S., Young, J. R., Shackleton, N. J., Crowhurst, S. J. et Wray, D. S. (1999), « Orbital Tuning of Cenomanian Marly Chalk Successions: Towards a Milankovitch Time-Scale for the Late Cretaceous », *Philosophical Transactions of the Royal Society A*, 357, pp. 1 815-1 829.
- [9] Hays, J., Imbrie, J. et Shackleton, N. J. (1976), « Variations in the Earth's Orbit: Pacemakers of the Ice Ages », *Science*, 194, pp. 1 121-1 132.
- [10] Hofmann, A., Dirks, P. H. G. M., Jelsma, H. A. (2004), « Shallowing-Upward Carbonate Cycles in the Belingwe Greenstone Belt, Zimbabwe: A Record of Archean Sea-Level Oscillations », *Journal of Sedimentary Research*, 74, pp. 64-81.
- [11] Huybers, P. (2006), « Early Pleistocene Glacial Cycles and the Integrated Summer Insolation Forcing », *Science*, 313, pp. 508-511.
- [12] Huybers, P., Wunsch, C. (2005), « Obliquity Pacing of the late Pleistocene Glacial Terminations », *Nature*, 434, pp. 491-494.
- [13] Imbrie, J., Hays, J., Martinson, D., McIntyre, A., Mix, A., Morley, J. J., Pisias, N., Prell, W., Shackleton, N., Berger, A., Kukla, G., Saltzman, B. (1984), « The Orbital Theory of Pleistocene Climate: Support from a Revised Chronology of the Marine $\text{d}18\text{O}$ Record », dans Berger, A. (Ed.), *Milankovitch and Climate*, Kluwer Academic Publishers (Nato ASI Ser. C), Dordrecht, pp. 269-305.
- [14] Joussaume, S., Braconnot, P. (1997), « Sensitivity of Paleoclimate Simulation Results to Season Definitions », *J. Geophys. Res. D*, 102, pp. 1 943-1 956.

- [15] Kuiper, K., Deino, A., Hilgen, F. J., Krijgsman, W., Renne, P. R., Wijbrans, J. R. (2008), « Synchro-Nizing Rock Clocks of Earth History », *Science*, 320, pp. 500-504.
- [16] Laskar, J., Robutel, P., Joutel, F., Gastineau, M., Correia, A. C. M., Levrard, B. (2004), « A Long-Term Numerical Solution for the Insolation Quantities of the Earth », *Astronomy and Astrophysics*, 428, pp. 261-285.
- [17] Lisiecki, L. et Raymo, M. (2005), « A Pliocene-Pleistocene Stack of 57 Globally Distributed Benthic $\delta^{18}\text{O}$ Records », *Paleoceanography*, 20, PA1003, doi:10.1029/2004PA001071.
- [18] Milankovitch, M. (1941), *Kanon der Erdbestrahlung und seine Anwendung auf das Eiszeiten-problem*, pp. 633.
- [19] Monnin, E., Indermühle, A., Dällenbach, A., Flückiger, J., Stauffer, B., Stocker, T., Raynaud, D. et Barnola, J.-M. (2001), « Atmospheric CO_2 Concentrations over the Last Glacial Termination », *Science*, 291, pp. 112-114.
- [20] Olsen, P. E. et Kent, D. V. (1996), « Milankovitch Climate Forcing in the Tropics of Pangaea during the Late Triassic », *Palaeogeography Palaeoclimatology Paleocology*, 122, pp. 1-26.
- [21] Paillard, D. (1998), « The Timing of Pleistocene Glaciations from a Simple Multiple-State Climate Model », *Nature*, 391, pp. 378-381.
- [22] Paillard, D. (2001), « Glacial Cycles: Toward a New Paradigm », *Rev. Geophys.*, 39, pp. 325-346.
- [23] Paillard, D. et Parrenin, F. (2004), « The Antarctic Ice-Sheet and the Triggering of Deglaciations », *Earth Planet. Sci. Lett.*, 227, pp. 263-271.
- [24] Paillard, D. (2010), « Climate and the Orbital Parameters of the Earth », *C. R. Geoscience*, 342, pp. 273-285.
- [25] Pälike, H., Laskar, J. et Shackleton, N. (2004), « Geologic Constraints on the Chaotic Diffusion of the Solar System », *Geology*, 32, p. 929.
- [26] Pälike, H., Norris, R. D., Herrle, J. O., Wilson, P. A., Coxall, H. K., Lear, C. H., Shackleton, N. J., Tripathi, A. K. et Wade, B. S. (2006), « The Heartbeat of the Oligocene Climate System », *Science*, 314, pp. 1 894-1 898.
- [27] Petit, J.-R., Jouzel, J., Raynaud, D., Barkov, N., Barnola, J.-M., Basile, I., Bender, M., Chappellaz, J., Davis, M., Delaygue, G., Delmotte, M., Kotlyakov, V. M., Legrand, M., Lipenkov, V., Lorius, C., Pépin, L., Ritz, C., Saltzman, E. S. et Stievenard, M. (1999), « Climate and Atmospheric History of the Past 420,000 Years from the Vostok Ice Core, Antarctica », *Nature*, 399, pp. 429-436.
- [28] Tiedemann, R., Sarnthein, M. et Shackleton, N. (1994), « Astronomic Timescale for the Pliocene Atlantic $\delta^{18}\text{O}$ and Dust Records of Ocean Drilling Program Site 659 », *Paleoceanography*, 9, pp. 619-638.

- [29] Wang, P., Tian, J., Cheng, X., Liu, C. et Xu, J. (2004), « Major Pleistocene Stages in a Carbon Perspective: The South China Sea Record and its Global Comparison », *Paleoceanography*, 19, PA4005, doi:10.1029/2003PA000991.
- [30] Weedon, G. P., Jenkyns, H. C., Coe, A. L. et Hesselbo, S. P. (1999), « Astronomical Calibration of the Jurassic Time-Scale from Cyclostratigraphy in British Mudrock Formations », *Philosophical Transactions of the Royal Society A*, 357, pp. 1 787-1 813.

Vj ku'r ci g'kpvkpcmf 'igh'dicpm

Chapitre 8

Variabilité climatique rapide : description et mécanismes

Masa KAGEYAMA, Didier M. ROCHE, Nathalie COMBOURIEU NEBOUT, *Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement, Orme des Merisiers, 91191 Gif-sur-Yvette, France.*

Les chapitres précédents se sont intéressés aux variations du climat liées à des facteurs externes au système climatique : tectonique, orogénèse, variations de l'insolation. Or, depuis une vingtaine d'années, l'étude des enregistrements glaciaires et des sédiments marins a mis en évidence des transformations majeures au sein du système climatique sur des échelles de temps beaucoup plus courtes que celles envisagées jusque là. Ces réorganisations abruptes du système climatique, ne pouvant être expliquées de manière évidente par des forçages externes à ce système, ont constitué de véritables « surprises » climatiques. Elles ont immédiatement fait l'objet de nombreux travaux, tant pour décrire l'expression de ces événements à l'échelle globale que pour modéliser ces événements et leurs impacts. Ces travaux se poursuivent encore aujourd'hui pour tenter de mieux caractériser et comprendre ce type de variabilité climatique, appelée variabilité millénaire par contraste avec les échelles de temps associées au forçage de Milankovitch (voir chapitre 7) ou encore variabilité abrupte (ou rapide) car les transitions entre états climatiques ont lieu sur des échelles de temps encore plus courtes, allant de la dizaine à la centaine d'années. Ce chapitre présente une synthèse des connaissances actuelles sur la variabilité climatique rapide.

8.1 Des changements climatiques rapides en période glaciaire : événements de Heinrich et de Dansgaard-Oeschger

8.1.1 La découverte

Les changements climatiques abrupts ont d'abord été mis en évidence dans un contexte glaciaire (cf. revue de Hemming, 2004 [15]). En 1977, Ruddiman montre que pendant les stades isotopiques marins 4, 3 et 2, de grandes quantités d'éléments détritiques grossiers transportés par les icebergs se détachant des calottes glaciaires se déposent aux moyennes latitudes de l'Atlantique Nord, entre 40 et 65°N, dans une bande aujourd'hui appelée « bande de Ruddiman », alors que la zone de dépôt principale pour le stade 5 se situe plus près du Groenland et de Terre Neuve. Il établit ainsi un lien entre la concentration en débris détritiques mesurée dans les sédiments marins et la taille et l'extension des calottes glaciaires continentales, aux échelles de temps de Milankovitch. En 1988, H. Heinrich montre que six événements de dépôt majeur d'éléments détritiques grossiers ont eu lieu pendant la dernière période glaciaire dans la bande de Ruddiman, à des intervalles d'environ 10 000 ans, donc à des échelles de temps inférieures à celles de Milankovitch. Ces six événements sont souvent accompagnés d'un changement majeur de la composition des assemblages de foraminifères planctoniques, avec une prédominance de l'espèce polaire *Neogloboquadrina pachyderma* à enroulement sénestre, indiquant un environnement particulièrement froid. Heinrich base initialement l'interprétation de ces résultats sur le fait que cette période est d'environ la moitié d'un cycle de précession. Il émet l'hypothèse que le matériel détritique grossier est apporté soit par des icebergs (situation orbitale favorisant une période « froide »), soit par la fonte des calottes glaciaires (situation « chaude »). Cette hypothèse ne tiendra pas face aux datations et analyses plus précises des enregistrements marins dans l'Atlantique Nord. Mais cela montre qu'à l'époque de cette découverte, les variations de l'insolation à l'échelle orbitale étaient considérées comme les responsables principaux de l'évolution du système climatique. Aucun changement brutal de ce système n'était alors envisagé. Cette découverte sera pourtant le point de départ de nombreuses recherches sur ces dépôts majeurs de matériel détritique grossier, baptisés « événements de Heinrich » (HE) par Broecker en 1992. Ces auteurs définissent les événements de Heinrich tant par la très faible concentration en foraminifères planctoniques que par la très forte concentration en détritiques. Ils démontrent en outre que ces événements sont liés à des débâcles d'icebergs en provenance des calottes glaciaires plutôt qu'à la fonte de ces calottes. Les couches de matériel détritique peuvent atteindre plusieurs mètres d'épaisseur en mer du Labrador. Cette épaisseur diminue tout en restant significative lorsque l'on s'approche des côtes européennes. Des études ultérieures de la composition et des pro-

priétés de ce matériel détritique montrent qu'il provient en majeure partie du bouclier canadien et a donc été transporté par des icebergs s'étant détachés de la calotte nord-américaine.

Pendant la même période, l'analyse en $\delta^{18}\text{O}$ des carottes de glaces provenant du sommet de la calotte groenlandaise (Dansgaard *et al.*, 1993 [7]) met en évidence le contraste entre les périodes interglaciaires, et en particulier l'Holocène, remarquablement stables, et la dernière période glaciaire, caractérisée par des oscillations de grande amplitude. Cette amplitude peut en effet atteindre la moitié de la différence glaciaire-interglaciaire. Les événements chauds ont été appelés « événements de Dansgaard-Oeschger » (D/O), parce que ces deux auteurs avaient déjà détecté des fluctuations rapides du $\delta^{18}\text{O}$ de la glace dans le forage effectué à Camp Century. À l'époque, l'enregistrement avait paru douteux en raison de grandes variations simultanées de la teneur en CO_2 des bulles d'air emprisonnées dans la glace. On sait aujourd'hui que ces dernières sont en fait un artefact dû à la présence de poussières carbonatées attaquées par l'acide sulfurique présent dans la glace. En revanche, les fluctuations rapides du $\delta^{18}\text{O}$ étaient bien significatives.

Le réchauffement définissant un D/O apparaît de manière particulièrement rapide, c'est-à-dire en quelques dizaines d'années, uniquement lorsque des calottes glaciaires se sont développées sur les continents de l'hémisphère nord. La période relativement chaude qui suit l'événement de D/O est appelée « période interstadiale » et est caractérisée par un refroidissement graduel. Elle se termine par un retour rapide au niveau le plus froid des enregistrements, appelé « période stadiale ». Ce retour complète un cycle de D/O, qui dure au total environ 1 500 ans. Il y a donc davantage d'événements de D/O que de HE.

L'existence de variations abruptes aussi bien dans le climat de surface au Groenland que dans l'état de l'océan, sur des échelles de temps bien inférieures aux cycles de Milankovitch, a contribué au développement de l'idée qu'il peut exister des équilibres multiples du système climatique et que ce système peut se réorganiser brutalement lorsqu'il passe d'un équilibre à un autre. Cette idée s'est trouvée renforcée par les corrélations entre les enregistrements marins et glaciaires, démontrées pour la première fois par Bond *et al.* (1993) [1]. Ces auteurs proposent une vision de la variabilité glaciaire intégrant événements de Heinrich et de Dansgaard-Oeschger. La variabilité millénaire glaciaire s'organise en cycles plus tard baptisés « cycles de Bond » (Fig. 8.1). Chaque cycle commence à la fin d'un événement de Heinrich, par le premier événement de Dansgaard-Oeschger, qui a la plus grande amplitude dans le cycle. Lui succèdent quelques autres cycles de Dansgaard-Oeschger, d'amplitude de plus en plus faible. Le dernier cycle se termine par une décharge massive d'icebergs en provenance de la calotte Laurentide, c'est-à-dire par l'événement de Heinrich. Chaque cycle dure de 7 000 à 10 000 ans environ.

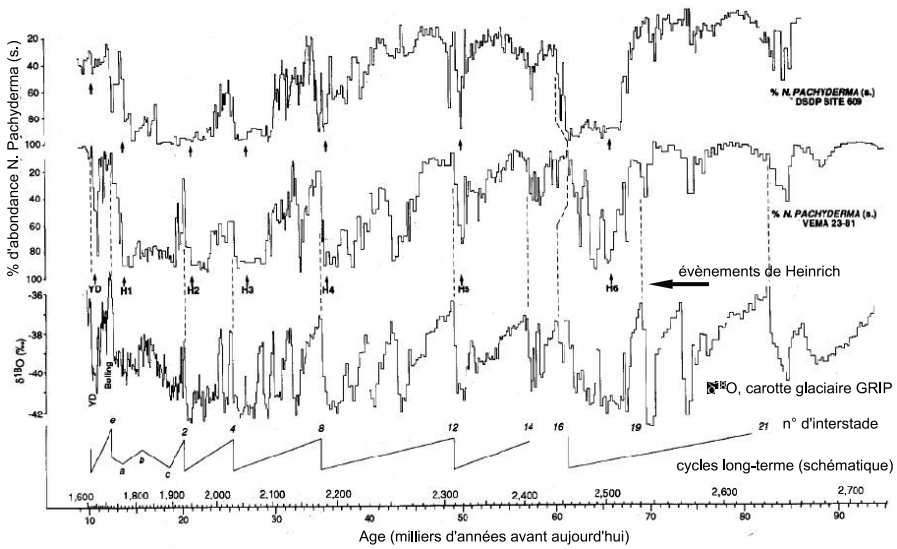


FIG. 8.1 – Cycles de Bond (figure adaptée de Bond *et al.*, 1993 [1]). Les deux courbes en haut représentent l'abondance en *N. Pachyderma* (s.) dans des enregistrements sédimentaires tirés des forages DSDP-609 et VEMA23-51 situés en Atlantique Nord, à respectivement 50 et 54°N. Les événements de Heinrich et le Dryas récent sont indiqués par des flèches sous la deuxième courbe. La troisième courbe montre l'enregistrement en $\delta^{18}O$ issu de la carotte du projet GRIP forée au Groenland. Ces courbes montrent la correspondance entre les événements enregistrés dans les carottes marines et ceux documentés dans les carottes de glace. La quatrième courbe montre la représentation schématique de l'organisation des événements de Dansgaard-Oeschger et de Heinrich en cycles aujourd'hui nommés « cycles de Bond ». Les chiffres au-dessus de l'échelle d'âge indiquent la profondeur dans la carotte de GRIP.

Depuis ces découvertes au début des années 1990, la variabilité millénaire est devenue un sujet de recherches intenses. De nombreux enregistrements ont été analysés avec une résolution aussi fine que possible et ont montré qu'une variabilité à des échelles de temps inférieures à celles de Milankovitch n'était pas l'apanage de l'Atlantique Nord et des régions adjacentes. Le défi est alors de pouvoir synchroniser ces différents enregistrements pour mieux caractériser ce type de variabilité d'une part, et mieux comprendre les connexions entre signaux climatiques enregistrés aux quatre coins du globe d'autre part. Dans les sections qui suivent, nous nous intéressons à la signature des HE et des D/O, à leur impact climatique, et aux efforts de compréhension de ces instabilités climatiques par la modélisation.

8.1.2 Les conséquences régionales des événements de Heinrich et de Dansgaard-Oeschger : Atlantique Nord et régions adjacentes

8.1.2.1 Océan Atlantique

Événements de Heinrich

La fonte massive d'armadas d'icebergs modifie profondément les conditions de surface en Atlantique Nord. Des changements sont enregistrés dans les carottes sédimentaires océaniques, en particulier dans les signaux en $\delta^{18}\text{O}$ des foraminifères planctoniques. On mesure en effet des excursions vers des $\delta^{18}\text{O}$ plus légers dans la calcite de ces foraminifères, indicateurs soit d'eaux de surface moins salées, soit de températures plus chaudes. Les faunes de foraminifères fossiles présentes dans les sédiments témoignent de conditions très froides durant les événements de Heinrich (voir, par exemple, Hemming, 2004 [15] ; Cortijo *et al.*, 2005 [5]). C'est la fonte d'icebergs qui est responsable d'un flux d'eau douce important, dessalant la surface de l'océan et apportant un signal en $\delta^{18}\text{O}$ très négatif, typique de l'eau contenue dans les calottes glacières.

D'autres enregistrements paléocéanographiques montrent des réorganisations importantes durant les événements de Heinrich. En particulier, l'étude du $\delta^{13}\text{C}$ dans les carottes sédimentaires prouve que les eaux de fond de l'océan Atlantique étaient moins ventilées (*e.g.* Elliot *et al.*, 2002 [8]), démontrant une réorganisation de la circulation océanique. Ces études ont été corroborées par des analyses des propriétés magnétiques de carottes sédimentaires prélevées en Atlantique Nord (voir Kissel, 2005 pour une compilation [18]), qui montrent que la fonte d'icebergs s'accompagne d'un ralentissement des courants de fond et de la circulation thermohaline.

L'étude isotopique (Sr/Nd) des grains apportés par les icebergs pendant les événements de Heinrich en Atlantique Nord a permis de déterminer l'origine de ces icebergs. Grousset *et al.* (1993) [14] ont tout d'abord montré qu'à l'intérieur des niveaux de Heinrich, si la majeure partie du matériel détritique apporté dans la bande de Ruddiman provient de la calotte glaciaire Laurentide, on trouve toutefois des éléments détritiques provenant des calottes glaciaires européennes et islandaise. Des études ultérieures et plus détaillées de l'ensemble des événements de Heinrich ont complété ce panorama en montrant que lors de chaque événement de Heinrich, un niveau de détritiques provenant des calottes européennes précède le niveau provenant de la calotte nord-américaine. Cette relation de phase quasi systématique conduit ces auteurs à s'interroger sur une possible relation de causalité : les icebergs provenant des calottes européennes pourraient déclencher la décharge d'icebergs de la calotte nord-américaine. Une autre interprétation de ces observations est d'imaginer des calottes européennes plus petites qui oscillent plus vite que la

grande calotte Laurentide, précédant cette dernière au moment des débâcles de Heinrich, sans causalité évidente entre les deux.

Les événements de Heinrich ont attiré beaucoup d'attention de la part des chercheurs ces dernières années, et de nombreuses relations entre les événements de débâcles d'icebergs et d'autres enregistrements (température, précipitation...) ont été mises en évidence. Ceci aboutit, dans certaines publications, à un raccourci qui consiste à assimiler l'événement de débâcle à ses impacts supposés en termes de climat. Il faut bien noter qu'au sens strict, un événement de Heinrich ne peut être défini que par la présence d'éléments détritiques grossiers dans les carottes sédimentaires de la bande de Ruddimann. Cela implique en particulier que la présence d'éléments détritiques dans une carotte océanique de la marge finno-scandinave n'indique pas nécessairement, à elle seule, un événement de Heinrich, mais plutôt une fonte locale d'icebergs, due à la proximité des calottes européennes. D'autre part, on ne peut généralement pas définir d'événements de Heinrich dans des enregistrements marins en dehors de la bande de Ruddiman ni, *a fortiori*, dans les enregistrements continentaux. Toutefois des corrélations stratigraphiques précises sont possibles, notamment en faisant appel à la stratigraphie isotopique. Elles permettent d'utiliser les enregistrements polliniques issus de carottes marines pour reconstruire les changements climatiques associés aux événements de Heinrich sur le continent (Sánchez-Goñi *et al.*, 2002 [26], Combourieu Nebout *et al.* 2002 [4]). Il s'ensuit que le terme couramment employé de « coup de froid de l'événement de Heinrich » est généralement abusif, car il ne s'applique qu'à la bande de Ruddiman, et réducteur, car la baisse de température n'est qu'un des aspects de la réponse climatique à un événement de Heinrich.

Événements de Dansgaard-Oeschger

Les enregistrements océaniques du $\delta^{18}\text{O}$ de la calcite des foraminifères de surface montrent également des variations abruptes au cours des événements de Dansgaard-Oeschger, lorsque les carottes sont étudiées à une résolution de l'ordre du siècle. Les variations enregistrées par des indicateurs marins ressemblent beaucoup à celles issues des données des glaces groenlandaises. Il est donc tentant de relier directement chaque variation observée dans l'un des enregistrements à l'autre, en supposant une réponse à une cause commune. Si cela est certainement partiellement vrai (le $\delta^{18}\text{O}$ des glaces polaires répond avant tout à la température et le $\delta^{18}\text{O}$ de la calcite des foraminifères contient également un signal de température), en particulier lorsque l'on s'intéresse à des enregistrements marins proche des calottes polaires, il ne faut toutefois pas oublier que l'on mesure des indicateurs paléoclimatiques et non des paramètres climatiques, tels que la température. Corréler directement toute petite variation dans chacun des enregistrements peut donc être excessif. En dépit de ces difficultés, les enregistrements marins nous apprennent que durant les événements de Dansgaard-Oeschger, l'océan de surface et l'océan profond su-

bissent des changements de température de surface et/ou de $\delta^{18}\text{O}$ de l'eau de mer, et que ces variations sont de grande amplitude (voir Rasmussen *et al.*, 1996 [22]; Shackleton *et al.*, 2000 [27]). La reconstruction des températures de surface de l'océan à partir d'indicateurs indépendants montre que les signaux en température des carottes groenlandaises ont leur équivalent dans l'Atlantique Nord voisin.

À ces changements de température et de conditions hydrologiques sont associés des signaux de relativement faible amplitude dans les enregistrements du $\delta^{13}\text{C}$ océanique (Elliot *et al.*, 2002 [8]). Le $\delta^{13}\text{C}$ étant un indicateur de la ventilation des masses d'eau océaniques, il semblerait qu'au moins pour l'Atlantique Nord et l'Arctique, les transitions entre périodes stadiales et interstadiales ne soient pas associées à des anomalies fortes de la ventilation, donc à un changement drastique de la circulation thermohaline en Atlantique. Cette observation montre la différence de mécanisme existant entre événements de Dansgaard-Oeschger et événements de Heinrich, ces derniers présentant des anomalies très marquées dans les enregistrements en $\delta^{13}\text{C}$ océanique.

8.1.2.2 Continents adjacents

L'évolution des paléoenvironnements continentaux est enregistrée dans de nombreux milieux, comme les grottes (par exemple, dans les concrétions ou spéléothèmes), les lacs (sédiments lacustres), les tourbières, les loess ou encore les carottes marines (voir tome 1, partie III). Pour les régions continentales adjacentes à la bande de Ruddiman, ces enregistrements montrent une corrélation nette entre les évolutions de l'océan et du continent pendant les périodes de forte variabilité glaciaire. Les données polliniques, par exemple, montrent que durant cette période, toute variation rapide du climat a eu une répercussion sur la végétation, que ce soit les oscillations de D/O ou les événements de Heinrich.

En Europe de l'Ouest, les événements de D/O se traduisent par des variations périodiques du couvert forestier (Fig. 8.2), les événements chauds correspondant au développement de la forêt à Chêne indiquant également des conditions humides (*e.g.* Sánchez Goni *et al.*, 2002 [26]; Combourieu Nebout *et al.*, 2002 [4]). De l'autre côté de l'océan Atlantique, en Floride, pendant les mêmes périodes, le chêne est associé à des herbacées (*Ambrosia*, *Poaceae*) en grande quantité, indiquant plutôt des phases plus sèches (Grimm, 2007 [12]). Pendant les événements de Heinrich, le couvert végétal de l'Europe de l'ouest devient steppique indiquant un climat froid et très sec, en particulier en région méditerranéenne (Fig. 8.2). Ces conditions froides régnant alors sur l'Europe sont associées à des valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ élevées enregistrées dans plusieurs stalagmites du sud de la France. Elles correspondent parfois à des ralentissements, voire des arrêts de croissance, les conditions froides empêchant l'infiltration nécessaire à la formation des stalagmites (Genty *et al.*, 2005 [11]). Au même moment, la végétation en Floride est caractérisée par une abondance de pins

et la régression de toutes les herbacées et du chêne interprétée comme la conséquence d'un climat chaud et plus humide (Grimm, 2007 [12]).

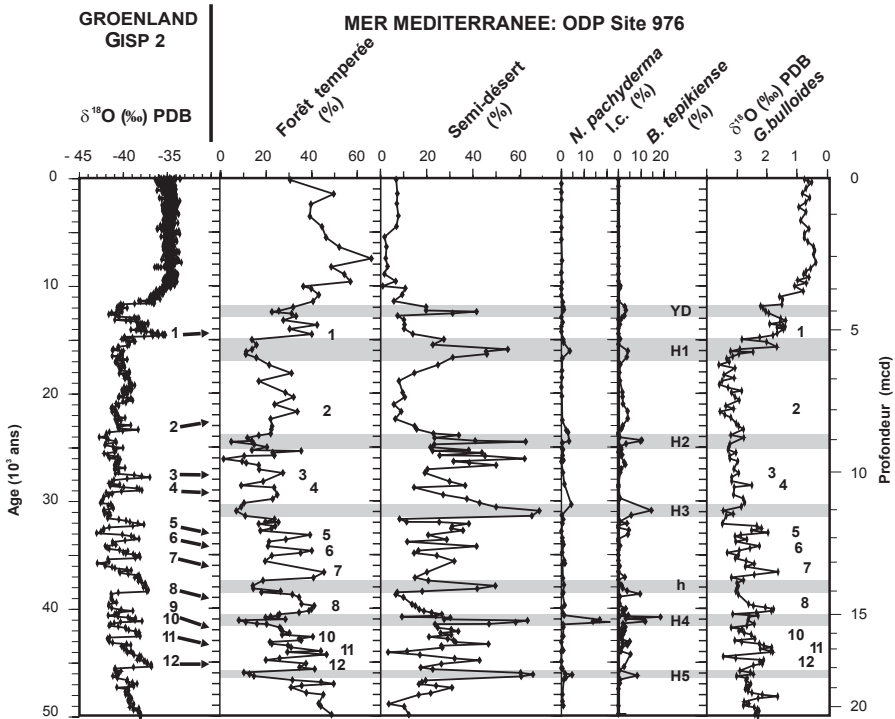


FIG. 8.2 – Comparaison entre les courbes de $\delta^{18}\text{O}$ de la carotte de glace GISP2 du Groenland et les reconstructions paléoenvironnementales obtenues pour le site ODP 976 (mer d'Alboran). Les courbes sont présentées en fonction de l'âge calendaire (à gauche) et la profondeur le long de la carotte ODP 976, en m (à droite). Les événements de D/O sont indiqués par des chiffres de 1 à 12 sur la courbe de GISP2, avec leur correspondance sur les courbes méditerranéennes. Les événements de Heinrich et le Dryas récent sont indiqués par les bandes grisées. Adapté de Combourieu Nebout *et al.* (2002) [4].

Ainsi, il existe un contraste fort entre la réaction du climat et de la végétation aux événements climatiques abrupts, selon que l'on considère l'Europe ou la Floride, de part et d'autre de l'Atlantique. En Floride, on peut même considérer cette réponse comme contre-intuitive, puisque le climat devient plus chaud et plus humide pendant les événements de Heinrich, alors que ceux-ci sont responsables d'un important refroidissement en Atlantique Nord. L'enregistrement obtenu en Floride ayant une résolution temporelle assez faible, il n'est toutefois pas certain que cette réponse contrastant avec celle observée sur l'Europe ne soit pas due à des difficultés de synchronisation des recons-

tructions. Il est cependant également possible que les climats de l'Europe et de la Floride ne présentent pas la même sensibilité à des débâcles d'eau douce en Atlantique Nord et au refroidissement associé. L'Europe, en effet, connaît un régime de vents dominants d'ouest et se trouve donc sous l'influence directe du refroidissement de l'Atlantique Nord, au contraire de la Floride, de l'autre côté de l'Atlantique. Il est crucial de pouvoir expliquer la richesse de ces différents signaux. La modélisation, comme nous le montrerons plus loin dans ce chapitre, peut permettre de donner un cadre cohérent aux évolutions climatiques reconstruites pour des sites éloignés les uns des autres.

8.1.3 Variabilité millénaire en d'autres régions du globe

Après la révélation de l'existence de changements climatiques abrupts au Groenland, en Atlantique Nord, et dans les régions adjacentes, des variations rapides de caractéristiques du système climatiques ont été découvertes en d'autres régions du globe, parfois très éloignées de l'Atlantique Nord. Ainsi, des variations abruptes en δD de la glace de Vostok en Antarctique sont rapportées, dès 1994, par l'équipe de M. Bender, qui établit une corrélation avec les enregistrements du Groenland, grâce aux isotopes de l'oxygène de l'air préservé dans la glace. En 1995, des variations abruptes de ventilation sont mises en évidence dans le bassin de Santa Barbara, au large de la Californie. En 1998, sont montrés des changements abrupts de productivité biologique en mer d'Arabie, fortement liée à l'intensité de la mousson, sur des échelles de temps similaires à celles des cycles de Dansgaard-Oeschger. En 2000, c'est pour les basses latitudes de l'Atlantique Nord (bassin de Cariaco) qu'il est montré que le cycle hydrologique varie fortement en correspondance avec les événements observés en Atlantique Nord. Voelker *et al.* (2002) [29] listent ainsi 183 sites où de telles variations sont enregistrées. Depuis cette revue, de nouveaux enregistrements se sont ajoutés à cette liste, attestant du caractère global des variations climatiques abruptes, et impliquant un mécanisme agissant à cette échelle.

Des variations climatiques rapides et de grande amplitude ont donc été mises en évidence en de nombreux points du globe. Le point le plus délicat dans l'interprétation de ces enregistrements est leur synchronisation. L'idéal serait de disposer, pour chaque enregistrement, d'une datation absolue, à l'échelle de ces événements abrupts, c'est-à-dire à l'échelle de la décennie. Ceci est, pour la plupart des indicateurs paléoclimatiques, impossible à obtenir. En effet, une méthode de datation telle que celle basée sur le ^{14}C n'offre pas, pour la période glaciaire, la précision nécessaire pour mettre en relation des événements abrupts enregistrés dans deux endroits différents, c'est-à-dire pour juger des différences de phases entre les différents enregistrements. De plus, la mise en évidence de variations du temps de résidence du ^{14}C dans l'océan (variations d'âge réservoir) pendant les événements abrupts rend les datations

absolues basées sur cette seule variable beaucoup plus difficiles. Cependant, ces variations sont intéressantes car elles nous donnent des renseignements sur les changements de ventilation des océans et de la circulation océanique (chapitre 20, tome 1).

En revanche, il est possible de synchroniser différents enregistrements entre eux à l'aide de paramètres dont on sait qu'ils doivent être les mêmes ou qu'ils varient de manière similaire à des endroits différents du globe. Cela permet d'étudier la chronologie des événements enregistrés en différents endroits et d'émettre des hypothèses sur les mécanismes de la variabilité climatique abrupte. Des événements ponctuels, tels que des éruptions volcaniques, dont les retombées sont enregistrées aussi bien dans les glaces que dans les sédiments marins et lacustres, peuvent aider à synchroniser des enregistrements. D'autres paramètres peuvent être utilisés en fonction du type d'enregistrement.

Un premier exemple est l'utilisation des variations de la concentration atmosphérique en méthane pour mettre sur une même échelle de temps les enregistrements glaciaires du Groenland et de l'Antarctique. Le méthane est en effet bien mélangé dans l'atmosphère et les variations de sa concentration doivent être les mêmes en tout point de la surface du globe. Récemment, les membres de la communauté EPICA (2006) [9] ont utilisé cette méthode pour comparer l'expression des événements abrupts aux deux pôles. Ces derniers montrent une anti-corrélation entre les signaux isotopiques au Groenland et en Antarctique, avec un réchauffement en Antarctique d'autant plus fort que le refroidissement au Groenland est long.

Un deuxième exemple est l'utilisation de propriétés magnétiques pour synchroniser les enregistrements marins (voir chapitre 6, tome 1). À l'échelle du bassin océanique (par exemple, l'Atlantique Nord, Elliot *et al.*, 2002 [8]), les variations de la susceptibilité magnétique peuvent être utilisées pour mettre les enregistrements marins sur une échelle commune. À l'échelle inter-hémisphérique, l'intensité paléomagnétique peut être utilisée, surtout aux alentours d'épisodes de variations brutales de cette intensité, tels que l'événement de Laschamp.

8.1.4 Mécanismes

Les reconstructions climatiques décrites ci-dessus démontrent l'existence d'une variabilité climatique rapide, de grande amplitude et impliquant toutes les composantes du système climatique. Comprendre tous les aspects de ce type de variabilité constitue aujourd'hui encore un défi pour la communauté scientifique. Une approche privilégiée pour tester notre compréhension de ces phénomènes consiste à construire des modèles incluant les processus dont on pense qu'ils sont cruciaux pour la variabilité rapide. Avec un choix judicieux d'un ensemble de forçages ou de processus, on peut démontrer leur importance pour un type d'événement ou de variabilité (voir chapitre 4, tome 2).

Des modèles ont ainsi été construits pour expliquer les débâcles d'icebergs en elles-mêmes (l'événement de Heinrich *stricto sensu*) ou pour estimer le flux d'eau douce atteignant l'Atlantique Nord capable d'expliquer les enregistrements obtenus ou encore pour lier l'apport en eau douce en Atlantique Nord à ses conséquences climatiques. Chaque étude s'intéresse ainsi à un aspect de la variabilité climatique rapide. Pour l'heure, aucune étude n'a cherché à reproduire en un seul modèle tous les aspects de la variabilité climatique rapide, ce qui imposerait d'inclure une représentation des calottes, du climat, de l'océan, de la composition chimique de l'atmosphère, de l'état des surfaces continentales... et impliquerait l'utilisation d'un modèle quasiment complet du système Terre, qui n'existe pas actuellement. Les sections suivantes présentent quelques-uns des mécanismes proposés pour les événements de Heinrich et leur impact sur le climat global d'une part, et pour les cycles de Dansgaard-Oeschger d'autre part.

8.1.4.1 Événements de Heinrich

Instabilité des calottes glaciaires

Une des premières explications des cycles de spectaculaires débâcles d'icebergs en provenance de la calotte nord-américaine est proposée en 1993 par MacAyeal [20]. Il construit un modèle de la partie de la calotte de la Laurentide, posée sur l'actuelle Baie de Hudson, c'est-à-dire sur un socle couvert de sédiments. Lorsque la base de la calotte est tempérée, c'est-à-dire lorsque la température est y supérieure à zéro et que de l'eau liquide y est présente, la glace glisse beaucoup plus facilement que lorsque la base de la calotte et les sédiments sont gelés ou que sur un socle rocheux non couvert de sédiments. La base de la calotte peut devenir tempérée grâce à l'apport d'énergie géothermique lorsque la calotte est épaisse, car la température à la base d'une colonne de glace dépend de la pression exercée par cette colonne. S'appuyant sur ces propriétés, MacAyeal propose le cycle suivant : 1) la calotte croît régulièrement grâce à l'accumulation de neige à la surface (prise constante dans le temps dans ce modèle) la base de la calotte est gelée ; 2) pour une épaisseur suffisante de la calotte, sa base, sous l'effet du flux géothermique, parvient au point de fusion et une couche d'eau liquide se forme à l'interface socle-sédiments-glace ; 3) la calotte glisse alors rapidement vers l'océan et son altitude diminue ; 4) l'altitude de la calotte a suffisamment diminué pour que la base de la calotte gèle, freinant ainsi le mouvement de la glace on retourne ainsi au point 1. MacAyeal nomme ce modèle « *binge/purge* », ce qui pourrait se traduire, en français, par « croissance/vidange ». Dans ce modèle, le temps entre deux événements de vidange (c'est-à-dire entre deux épisodes de débâcle d'icebergs) est déterminé par le temps caractéristique nécessaire pour faire recroître la calotte et donc dépend de la configuration de la calotte (taille, distance aux marges, caractéristiques de la surface sous-jacente) et du bilan de

masse de la calotte en surface. Il faut souligner que ce mécanisme fonctionne même à climat constant. MacAyeal met en évidence une oscillation interne des calottes glaciaires et montre que pour une calotte telle que la calotte nord-américaine, la durée du cycle est d'environ 7 000 ans, ce qui est du même ordre de grandeur que la période observée. Un reproche fait à ce mécanisme tient précisément au fait que les calottes peuvent osciller indépendamment, alors qu'on a observé une certaine cohérence des événements de débâcle en provenance de l'Amérique du Nord et de la Scandinavie (Grousset *et al.*, 1993 [14]). Cependant, le mécanisme de MacAyeal a pu être reproduit dans un modèle plus complexe (Calov *et al.*, 2002 [2]), incluant océan, atmosphère, végétation et les calottes glaciaires de l'hémisphère nord, avec une prescription des caractéristiques variables sous la calotte Laurentide (Fig. 8.3). Ces derniers montrent que si, en effet, des instabilités de la calotte Laurentide existent sous forçage constant, le système extérieur à la calotte peut avoir un rôle de synchronisation des événements.

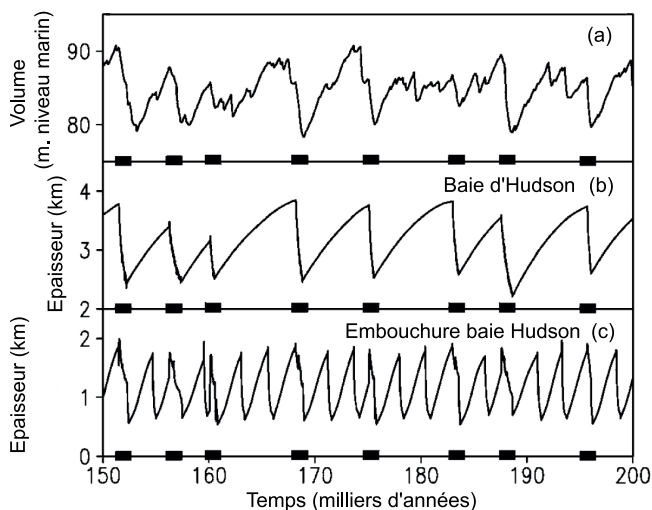


FIG. 8.3 – Modélisation d'instabilités du système atmosphère-océan-calotte glaciaire nord-américaine en contexte glaciaire (Calov *et al.*, 2002 [2]). Le modèle climatique utilisé est le modèle CLIMBER-2, le modèle pour la calotte nord-américaine est le modèle SICOPOLIS dans lequel a été introduite une représentation d'un possible glissement de la calotte lorsque sa base n'est pas gelée. Le modèle simule une série d'instabilités de la calotte nord-américaine. a) Volume de glace de cette calotte. b) Altitude de la calotte au-dessus de la baie d'Hudson (85.5°W , 61.5°N). c) Altitude de la calotte près de l'embouchure de la baie d'Hudson (67°W , 60.75°N). Les intervalles en gras indiquent des périodes de débâcle de la calotte glaciaire, c'est-à-dire les événements de Heinrich simulés par le modèle.

Évaluation du flux d'eau douce associé à un événement de Heinrich : l'exemple d'une approche conjointe modèle-données

L'épaisseur et l'étendue des niveaux à détritiques trouvés en Atlantique Nord amènent à se demander quel est le volume d'icebergs relâchés dans cette région, d'autant que les enregistrements d'évolution du niveau marin au cours de la déglaciation ne montrent pas d'impact au cours de l'événement de Heinrich 1. On peut donc supposer que le volume d'icebergs est faible (au maximum 3 à 5 mètres de niveau marin). Toutefois, des estimations en suivant d'autres méthodes (Roche *et al.*, 2004 [24]) obtiennent des résultats assez différents. D'autre part, pour tenter de reproduire l'évolution de ces événements dans les modèles climatiques, il faut connaître le flux d'eau douce que représente la débâcle d'icebergs correspondante. Il est donc nécessaire de déterminer non seulement le volume d'icebergs relâchés à l'océan, mais également en combien de temps ils le sont. La méthode de datation classique avec le ^{14}C pose un problème majeur lié à la réorganisation de l'océan. En effet, l'arrêt postulé de la circulation thermohaline entraîne une modification de la répartition du carbone au sein du réservoir océanique, le plus important dans le système Terre. De façon schématique, l'arrêt de la circulation thermohaline donne des âges apparents plus jeunes (vieux) en surface (au fond) au cours de l'événement et plus vieux (jeunes) en surface (au fond) après l'événement, compliquant l'évaluation de sa durée.

Les méthodes classiques d'évaluation de la durée et du volume d'icebergs émis au cours de ces événements aboutissent à une incertitude très importante, nécessitant une estimation plus fine à partir de méthodes différentes. C'est ce qui a été réalisé par Roche *et al.* (2004) [24] en utilisant une approche combinée modèle et données, s'appuyant sur la simulation du $\delta^{18}\text{O}$ de l'eau dans l'océan. On dispose en effet d'un grand nombre d'enregistrements du $\delta^{18}\text{O}$ de la calcite de foraminifères marins dans les carottes sédimentaires de l'Atlantique Nord, contraignant précisément l'évolution de cet indicateur au cours des événements de Heinrich 1 et 4. La base de la nouvelle méthode d'évaluation mise en place est de considérer que la distribution géographique de l'anomalie de $\delta^{18}\text{O}$ enregistrée dans les foraminifères planctoniques contient des informations quant à la durée et au volume d'icebergs émis. En effet, si la circulation thermohaline est ralentie, l'anomalie légère de $\delta^{18}\text{O}$ créée par la fonte des armadas d'icebergs tend à rester plus longtemps à la surface (et *vice versa*). Le maximum de l'anomalie enregistrée doit également être lié au flux maximum instantané d'icebergs. Pour évaluer cette dépendance, Roche *et al.* (2004) [24] ont réalisé un grand ensemble de simulations en variant la durée et le flux d'eau douce additionnel parmi l'ensemble des valeurs crédibles (déterminées à partir des données). Ensuite, l'anomalie de $\delta^{18}\text{O}$ simulée a été comparée à celle mesurée dans les carottes sédimentaires océaniques. Les simulations représentant le mieux la distribution décrite par les données ont été sélectionnées, permettant d'obtenir une nouvelle estimation du volume

d'icebergs émis et de la durée de ces événements : pour l'événement de Heinrich 4 (environ 45 ka BP), la durée la plus probable est de 300 ± 100 ans et le volume d'icebergs émis d'environ 3 mètres de niveau marin équivalent.

Interprétation du signal isotopique mesuré en Atlantique Nord

Nous avons vu que les enregistrements de $\delta^{18}\text{O}$ provenant des carottes du Groenland et ceux issus des carottes sédimentaires océaniques ont des signaux qui paraissent très similaires au cours des périodes présentant de la variabilité climatique rapide. Nous avons mentionné que leurs similitudes ne doivent pas conduire à une interprétation d'unicité du signal climatique causant ces variations. En effet, les enregistrements en $\delta^{18}\text{O}$ de la calcite des foraminifères sont des enregistrements complexes, sensibles à la fois à la température et aux changements de conditions hydrologiques, ces dernières pouvant avoir un impact fort. Pour déconvoluer l'influence de ces différentes sources de variations en $\delta^{18}\text{O}$ de la calcite, une solution est de simuler cet indicateur au sein d'un modèle climatique pour analyser l'importance des processus à l'œuvre. Roche et Paillard (2005) [25] ont réalisé ce type de simulation pour la suite d'événements de Dansgaard-Oeschger encadrant l'événement de Heinrich 4 (environ 40 ka BP). Le résultat est présenté sur la Figure 8.4. Le premier résultat est la très bonne capacité du modèle à reproduire les variations mesurées dans l'enregistrement océanique. L'avantage d'utiliser un modèle de climat est de pouvoir simuler non seulement le $\delta^{18}\text{O}$ de la calcite mais également la température et la salinité, variables pronostiques du modèle de climat. On peut alors extraire les composantes « température » et « cycle hydrologique » du signal de $\delta^{18}\text{O}$ de la calcite. Le résultat surprenant de la Figure 8.4 est que l'événement de Heinrich 4 présente, dans le modèle, les changements à la fois de température et de $\delta^{18}\text{O}$ de l'eau les plus forts de toute la période simulée. Dans l'enregistrement en $\delta^{18}\text{O}$ de la calcite, la variation la plus forte est associée aux événements de Dansgaard-Oeschger. La raison de cette différence est que les variations de température et de $\delta^{18}\text{O}$ de l'eau ayant, du point de vue du $\delta^{18}\text{O}$ de la calcite, des signatures opposées, leurs effets se compensent dans le $\delta^{18}\text{O}$ de la calcite, ce qui cache le signal le plus fort aux yeux de l'observateur des données sédimentaires marines. Cet exemple montre combien l'interprétation en termes de climat des indicateurs paléoclimatiques isotopiques est une tâche délicate et comment une approche intégrée données-modèle peut permettre de mieux comprendre la dynamique climatique passée.

Transmission du signal aux continents

Les enregistrements polliniques extraits des carottes marines permettent de connaître l'évolution de la végétation concomitante avec l'évolution des conditions océaniques. Les reconstructions des deux types, marine et

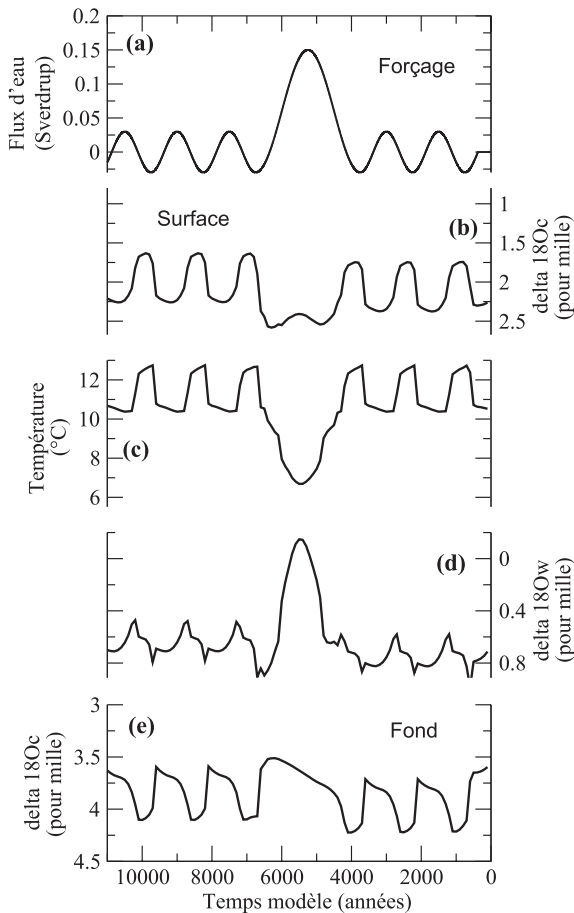


FIG. 8.4 – Analyse de la variabilité glaciaire (événements de D/O et de Heinrich) dans l’océan Atlantique Nord, dans le modèle de complexité intermédiaire CLIMBER2-ISO, modèle couplé atmosphère-océan-végétation incluant le calcul de la concentration en ^{18}O , ce qui permet une comparaison directe des résultats du modèle aux mesures effectuées sur les sédiments marins (calcite des foraminifères). Figure adaptée de Roche et Paillard (2005) [25]. a) Scénario en flux d’eau douce ajouté en Sverdrup ($10^6 \text{ m}^3/\text{s}$). Toutes les sorties du modèle sont données à $41,25^\circ\text{N}$ dans l’Atlantique pour une comparaison aisée avec la carotte MD95-2042. b) $\delta^{18}\text{O}$ de la calcite pour le niveau de surface du modèle, *i.e.* les 50 premiers mètres (exprimé en pour mille *versus* SMOW). c) Évolution de la température dans le modèle pour le niveau de surface (en $^\circ\text{C}$). d) Résultats de la simulation en $\delta^{18}\text{O}$ de l’eau (en pour mille *versus* SMOW). e) $\delta^{18}\text{O}$ de la calcite simulée pour une profondeur de 3000 m. Les résultats pour la température et le $\delta^{18}\text{O}$ de l’eau ne sont pas inclus pour cette profondeur, car leurs variations sont dans le même sens et contribuent chacun pour la moitié du signal en $\delta^{18}\text{O}$ de la calcite.

continentale, sont synchronisées car elles proviennent de la même carotte de sédiments. Ainsi, en cherchant les associations polliniques apparaissant au même moment que les niveaux détritiques, on peut reconstruire la végétation pendant les événements de Heinrich. Plus généralement, on peut étudier le lien entre les conditions océaniques et la végétation, comme cela a été fait pour l'Atlantique de l'Est, la Méditerranée et l'Ouest de l'Europe (Sánchez-Goñi *et al.*, 2002 [26]; Combourieu Nebout *et al.*, 2002 [4], cf. Fig. 8.2). La question se pose alors de comprendre ces relations. En effet, le climat dans une région telle que l'Europe de l'Ouest dépend non seulement des conditions de surface océanique en Atlantique du Nord-Est ou de la Méditerranée, mais aussi de conditions marines ou continentales beaucoup plus éloignées, qui ont un impact sur les circulations atmosphérique et océanique.

Continuons avec l'exemple de l'impact d'un événement de Heinrich sur le climat et la végétation de l'Europe de l'Ouest. Nous avons vu que la signature d'un tel événement en termes de température de surface océanique consistait, au premier ordre, en une anomalie froide, de plusieurs degrés Celsius, aux moyennes latitudes de l'Atlantique Nord. Nous savons d'autre part qu'à ces latitudes, la circulation atmosphérique consiste, en moyenne, en des vents d'ouest. Un mécanisme simple de transmission du signal océanique serait son advection, c'est-à-dire son transport, par la circulation atmosphérique moyenne, vers les continents « sous le vent », dans notre cas, l'Europe de l'Ouest. Il est cependant difficile d'estimer jusqu'où le signal peut se propager. Ce signal initial peut, par ailleurs, être renforcé ou contrecarré par des rétroactions positives ou négatives, liées par exemple à la couverture de neige ou aux nuages (chapitre 1, tome 1). Par ailleurs, que peut-on dire *a priori* des changements de précipitation associés à un événement froid en Atlantique Nord ? Deux processus sont ici à prendre en compte. Une première contrainte est qu'une atmosphère plus froide contient moins de vapeur d'eau (relation de Clausius-Clapeyron). Elle est alors moins propice à la formation de précipitation. Deuxièmement, aux moyennes latitudes, sur les océans et l'ouest des continents, une grande partie des précipitations a pour origine les dépressions se formant sur les océans et qui sont poussées vers les côtes ouest des continents par les vents moyens. Ces perturbations sont le résultat d'instabilités atmosphériques liées au gradient méridien de température. En termes simples, plus ce gradient est fort aux moyennes latitudes, plus les perturbations seront importantes. Un déplacement des zones de plus fort gradient est important, car il entraîne avec lui un déplacement des zones de précipitations. Une anomalie négative des températures de surface de l'océan aux moyennes latitudes de l'Atlantique Nord implique un déplacement de la zone de fort gradient méridien de température de surface des océans vers le sud. Ceci devrait favoriser une migration vers le sud de la ceinture de vents dominants et des précipitations associées aux dépressions météorologiques. Si les dépressions sont renforcées, cela peut compenser l'influence directe de la température sur les précipitations. On voit ainsi que pour interpréter un enregistrement

donné, il est très utile de disposer d'informations en d'autres points. Par exemple, pour interpréter des reconstructions de précipitations à l'ouest de l'Europe, il est important de connaître les températures dans la région, ce qui est en général relativement aisé à partir de la même carotte, mais aussi le gradient méridien de températures sur l'Atlantique Nord, ce qui nécessite plusieurs carottes éloignées de la première et synchronisées avec celle-ci. On voit alors à quel point la synchronisation de différentes carottes est cruciale. Celle-ci peut s'avérer complexe. Il est alors important, face à des résultats de différentes carottes mis en relation, de connaître les fondements de cette synchronisation.

À ce stade d'interprétation, les modèles climatiques (chapitre 4 du tome 2, « la modélisation en paléoclimatologie ») peuvent également s'avérer utiles pour mieux cerner les liens possibles entre les changements climatiques enregistrés à différents endroits. Nous poursuivons ici l'exemple de l'étude de l'impact d'un événement de Heinrich sur le climat et la végétation en Europe de l'Ouest. Dans une première série d'expériences numériques, nous faisons l'hypothèse que du point de vue du climat de Europe de l'Ouest, le forçage principal lié à un événement de Heinrich est un refroidissement de 4 °C des moyennes latitudes de l'Atlantique Nord. Nous utilisons le modèle de circulation générale atmosphérique LMDZ (développé au Laboratoire de Météorologie Dynamique) pour estimer l'impact d'une telle anomalie dans un contexte glaciaire, ici celui du Dernier Maximum glaciaire. Nous réalisons donc deux expériences en forçant le modèle d'atmosphère avec des conditions aux limites glaciaires (voir <http://pmip.lsce.ipsl.fr>) : calottes glaciaires telles que reconstruites pour le DMG, concentrations en gaz à effet de serre telles que mesurées pour cette période dans les carottes de glace, paramètres orbitaux d'il y a 21 000 ans. Dans la première expérience, nous utilisons les températures de surface des océans telles que reconstruites par le projet CLIMAP (chapitre 20, tome 1). La deuxième expérience ne diffère de la première que par les températures de surface des océans en Atlantique Nord. Dans cette expérience, nous y imposons une anomalie froide de 4 °C entre 40 et 50°N. On dit que la deuxième expérience est une expérience de sensibilité aux températures de surface des océans des moyennes latitudes de l'Atlantique Nord.

Kageyama *et al.* (2005) [16] montrent les résultats d'une telle expérience pour le climat sur la France et la péninsule Ibérique. La Figure 8.5 résume les résultats obtenus. On observe que le modèle ne simule pas une propagation du refroidissement imposé en Atlantique Nord très loin à l'intérieur du continent européen. L'endroit où ce refroidissement est le plus important en termes de température du mois le plus froid sur le continent européen est au nord-ouest de la péninsule Ibérique. Il atteint en cette région seulement 1°C, ce qui est faible par rapport aux 4°C imposés en Atlantique Nord. En revanche, l'anomalie de précipitation simulée par le modèle en réponse au refroidissement imposé en Atlantique Nord est beaucoup plus importante : elle atteint jusqu'à -200 mm/an (un assèchement de 200 mm/an, soit d'environ 30 %) sur

la péninsule Ibérique. Si on examine les résultats du modèle sur l'Atlantique Nord et l'Europe, on s'aperçoit que la bande de forts vents d'ouest s'est décalée vers le sud, mais que cela ne se traduit pas par une augmentation de précipitation sur l'Europe ou sur l'Afrique du Nord, car le refroidissement impose un air plus sec.

Kageyama *et al.* (2005) [16] montrent également l'impact d'un tel changement climatique sur la végétation, tel que simulé par le modèle de végétation dynamique ORCHIDEE. Les changements climatiques simulés par le modèle climatique pour un événement froid en Atlantique Nord, aussi faibles semblent-ils sur les continents, résultent en une diminution importante du couvert végétal, pour la végétation arborée comme pour l'herbacée. Ce résultat suggère que la végétation glaciaire en Europe et Méditerranée est, comme le montrent les enregistrements polliniques, extrêmement sensible à des changements de climat.

On peut remarquer une zone, sur le flanc méditerranéen de la péninsule Ibérique, sur laquelle la précipitation augmente dans l'expérience de sensibilité à des températures de surface des océans plus froide aux moyennes latitudes de l'Atlantique Nord. Cette anomalie, contraire aux reconstructions existantes pour cette zone (Combourieu Nebout *et al.*, 2002 [4]; Kageyama *et al.*, 2005 [16]), montre les limites de cette expérience. L'hypothèse que l'élément responsable des changements climatiques de l'ouest de l'Europe était les différences de températures de surface de l'océan Atlantique Nord, aux moyennes latitudes n'est pas suffisante pour expliquer l'ensemble des anomalies climatiques reconstruites sur le pourtour méditerranéen. Une première explication pourrait être que les différences de température de surface de la mer Méditerranée n'ont pas été prises en compte. Une deuxième explication serait tout simplement que le modèle n'est pas apte à simuler le climat correctement sur cette région. Une troisième explication pourrait être une erreur dans l'interprétation des enregistrements. C'est dans un tel cas qu'il est très instructif, pour les modélisateurs comme pour les palynologues, de comparer leurs données. C'est aussi pour cela qu'il faut analyser les résultats des modèles non seulement du point de vue des variables climatiques de surface, mais aussi du point de vue de la circulation et de la physique atmosphériques, ce qui permet de dégager les mécanismes responsables des changements climatiques simulés et d'améliorer le modèle ou la définition des expériences à réaliser.

Ces expériences permettent de quantifier l'influence des différents mécanismes suggérés plus haut : propagation de l'anomalie de température océanique sur les continents adjacents par la circulation moyenne, décalage des vents dominants suivant la migration des zones de fort gradient méridien de température, influence des instabilités atmosphériques et de la température moyenne sur les précipitations. C'est en cela qu'un modèle peut aider à l'interprétation des reconstructions et, en particulier, à confirmer ou infirmer des scénarios établis à partir de plusieurs enregistrements éloignés les uns des

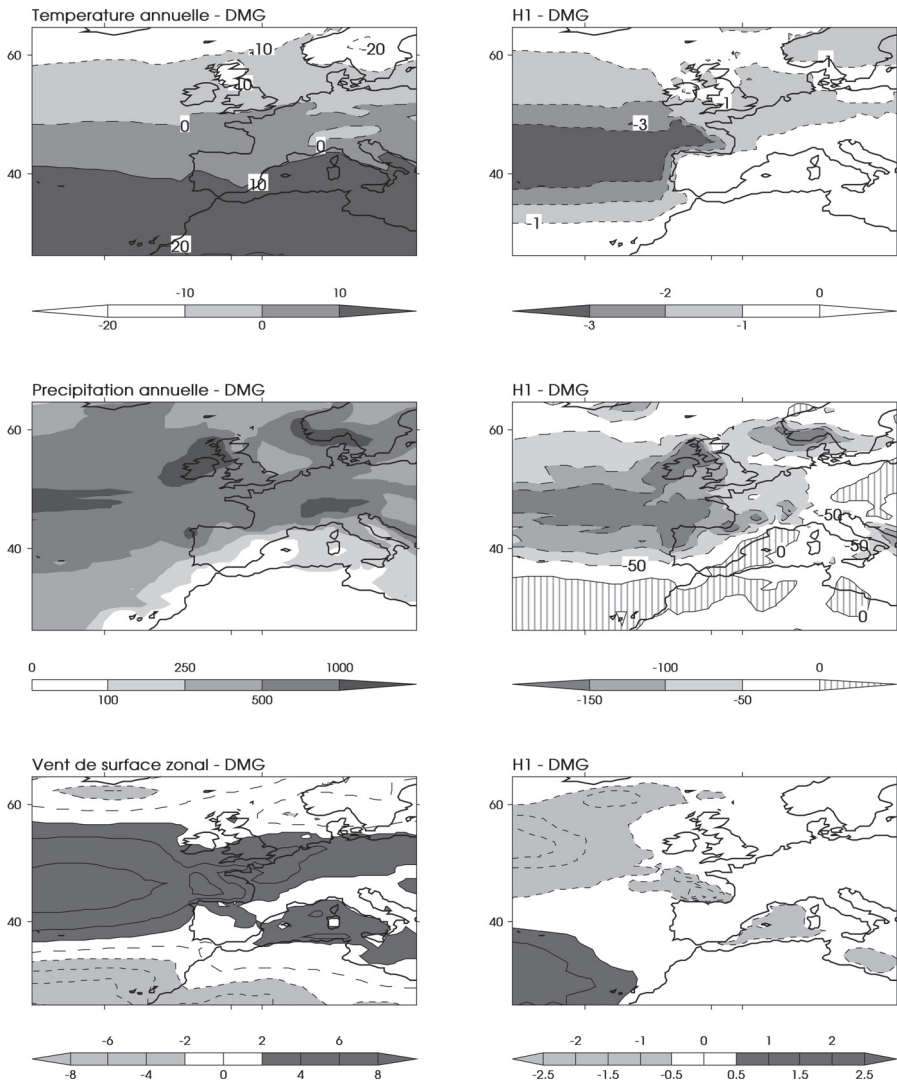


FIG. 8.5 – Variables climatiques simulées pour le DMG et pour l'événement de Heinrich 1 (H1). Colonne de gauche : résultats pour le DMG : températures annuelles (°C), précipitations annuelles (mm/an), vent zonal de surface (m/s). Colonne de droite : anomalies H1 – DMG (simulations décrites dans Kageyama *et al.*, 2005 [16]).

autres. Il faut garder à l'esprit les limites de telles expériences : régions où l'anomalie est imposée, absence de rétroaction de la végétation ou de l'océan, hypothèses de construction du modèle et des expériences. Ces aspects peuvent être évalués par des expériences complémentaires (voir tome 2, chapitre 4).

8.1.4.2 Cycles de Dansgaard-Oeschger

Les cycles de Dansgaard-Oeschger modifient le climat à l'échelle globale (voir Voelker *et al.* (2002) pour une revue [29]). Dès lors, le mécanisme à l'œuvre se doit soit d'avoir une origine globale également, soit de modifier un élément majeur du système climatique ayant un impact global. Nous retiendrons ici trois mécanismes qui répondent à ces critères.

L'un des mécanismes les plus simples pour obtenir une réponse globale est une variation d'un forçage externe au système climatique. C'est un mécanisme qui fonctionne à des échelles de temps longues (forçage dit de Milankovitch) ou courtes (modifications associées au volcanisme, par exemple). Il a donc été également proposé que des variations du forçage solaire puissent être responsables des événements de Dansgaard-Oeschger. Toutefois, les relations entre les faibles variations du cycle solaire aux périodes adéquates mises en évidence et les variations climatiques observées restent douteuses.

La composante du système climatique la plus apte à être la cause des événements de Dansgaard-Oeschger est sans doute l'océan, et plus particulièrement la circulation océanique. Il possède en effet deux caractéristiques principales d'intérêt ici : il réagit à l'échelle globale, à des échelles de temps compatibles avec les cycles de Dansgaard-Oeschger, et il peut répondre à un forçage relativement local. Des études, telles que Ganopolski et Rahmstorf, (2001) [10], ont montré qu'un forçage semi-périodique en eau douce peut, sous certaines conditions, permettre de reproduire des oscillations qui ressemblent aux cycles observés dans les données paléoclimatiques. Cela n'apporte toutefois pas d'indication sur l'origine de ce forçage en eau douce et donc pas de nouvelle explication quant au mécanisme à l'œuvre.

Pour pallier à ce manque d'existence prouvée d'un forçage climatique périodique, certains auteurs proposent des mécanismes d'oscillations internes au système climatique. L'une des explications qui nous paraît la plus intéressante aujourd'hui est l'oscillation interne de la circulation océanique sous des conditions limites données (Paillard, 2004 [21]), sans mettre en jeu de forçage externe. Le gros avantage d'une telle hypothèse est de rendre compte à la fois de la fréquence des cycles, compatible avec ce que l'on connaît de l'océan, et de leur caractère global.

Pour conclure, on peut dire qu'aujourd'hui, il n'y a pas de consensus sur la cause des événements de Dansgaard-Oeschger, malgré une compréhension sans cesse accrue des effets de ces événements sur le climat à l'échelle globale.

8.2 Des événements abrupts pendant les périodes interglaciaires

8.2.1 La découverte

Bien que l'oscillation climatique dite de « l'événement à 8 200 ans » ait laissé des traces dans les carottes groenlandaises, les premières publications présentant les enregistrements isotopiques de la glace au Groenland au forage GRIP (Dansgaard *et al.*, 1993 [7]) décrivent le climat de notre Holocène comme stable, la faible oscillation présente vers 8 200 ans avant aujourd'hui étant assimilée à du bruit. L'obtention d'un deuxième enregistrement présentant exactement la même oscillation n'a pas non plus permis de reconnaître cet événement climatique comme tel. Il faut attendre quatre ans pour que naisse « l'événement à 8 200 ans » dans un article d'une équipe menée par R. Alley. Les efforts de reconnaissance de cet événement dans l'évolution climatique à l'échelle hémisphérique ont permis de montrer que cet événement était en fait connu depuis 1973 à partir d'autres enregistrements.

8.2.2 Les observations

L'événement à 8 200 ans a été enregistré dans de nombreuses archives climatiques, couvrant à la fois la calotte polaire groenlandaise, le continent (lacs, végétation, spéléothèmes) et l'océan.

Dans les carottes groenlandaises, cet événement se présente comme une diminution du $\delta^{18}\text{O}$ d'environ 2 pour mille sur une période d'environ 100 ans. Cette baisse est interprétée comme une baisse de température locale au Groenland de $6 \pm 2^\circ\text{C}$ (voir Thomas *et al.*, 2007 [28]). Elle a été évaluée à $7,4^\circ\text{C}$ avec une méthode indépendante basée sur les isotopes de l'oxygène ($\delta^{15}\text{N}$). Il s'agit donc d'un événement assez dramatique, au moins au Groenland. On retrouve cette oscillation dans l'ensemble les carottes issues de la calotte groenlandaise ayant une résolution suffisante : GRIP, GISP2, NGRIP, Dye-3. Il s'agit donc d'un événement ayant un impact au moins régional, à l'échelle du Groenland.

La période de froid que constitue au Groenland l'événement à 8 200 ans est également enregistrée dans d'autres indicateurs paléoclimatiques. Si cet événement n'a pas tout de suite été reconnu comme tel dans les enregistrements issus des glaces polaires, il était en revanche bien connu dans les enregistrements issus des lacs de Norvège et dans les extensions de calottes glaciaires reconstruites à partir des moraines terminales. En effet, la période froide et sèche « Finse¹ » est reconnue (Dahl et Nesje, 1994 [6]), puis reliée à l'événement à 8 200 ans des carottes glaciaires. Simultanément, cet événement est associé à un coup de froid reconstruit à partir des variations de

1. Nommée d'après le Finsevatn, le lac du Hardanger norvégien d'où provient l'enregistrement.

faunes de foraminifères planctoniques dans une carotte marine du sud de la Norvège. Cet enregistrement prouve qu'il s'agit bien d'un événement climatique d'importance à l'échelle de l'Atlantique Nord, mais aussi que l'océan a été affecté quasi-simultanément. Cette implication est renforcée par d'autres enregistrements, plus lointains, de l'événement. Une des premières études à le montrer est le $\delta^{18}\text{O}$ des coquilles d'ostracodes d'un lac bavarois (Ammersee, Allemagne), qui ont enregistré les changements du $\delta^{18}\text{O}$ des précipitations associées à un refroidissement (chapitre 14, tome 1 ; von Grafenstein *et al.*, 1998 [30]).

Dans les océans, les enregistrements marquant l'événement à 8 200 ans sont assez rares, la résolution temporelle nécessaire devant descendre bien en dessous du siècle. Parmi ces enregistrements, ceux provenant des mers nordiques montrent une diminution d'environ 3 °C de la température de surface océanique. Cette étude prouve que cet événement est le plus important de tout l'Holocène dans cette région. Enfin, ces auteurs montrent que le changement océanique n'affecte pas uniquement la surface, mais également l'océan en profondeur. Ces derniers changements ont été confirmés très récemment dans une carotte au sud du Groenland, qui met en évidence des modifications dans la formation des masses d'eau profondes en Atlantique Nord.

Sur le continent, l'événement à 8 200 ans s'exprime par un refroidissement mis en évidence en particulier en Europe. Les travaux sur les changements du niveau des lacs européens montrent que, pendant cet événement, le climat était plus humide entre 50 et 43°N, alors qu'au nord et au sud de cette zone, il était sec. Les enregistrements polliniques, quant à eux, ne montrent que rarement cet événement, peut-être parce que ces variations climatiques n'étaient pas assez importantes pour modifier de façon majeure la végétation, ou encore parce qu'il ne touchait pas la période de croissance des principales plantes caractéristiques de ces paléoenvironnements, comme cela a été montré en Europe du Nord ou en Amérique du Nord.

8.2.3 Les mécanismes

Les changements observés, par leur échelle, ainsi que par la multiplicité des impacts (précipitations, températures, circulation océanique), ont très vite permis de mettre en cause la circulation thermohaline atlantique comme acteur majeur de ce changement abrupt du climat. L'expérience des événements de Heinrich (voir ci-dessus) a fait supposer qu'ici aussi, un apport brutal d'eau douce à l'océan pouvait permettre de modifier la circulation thermohaline et le climat autour de l'Atlantique Nord. Toutefois, il y a 8 200 ans, il n'y a guère qu'un petit morceau de la calotte glaciaire Laurentide qui puisse être impliqué, avec la disparition vers cette époque du dôme recouvrant l'actuelle baie de Hudson. Les indications des paléo-rivages de lacs montrent également une disparition de deux grands lacs pro-glaciaires (les lacs Ojibway et Agassiz), vers cette période, qui pourraient avoir contribué à apporter de l'eau douce à

l'océan. Toutefois, les premières datations au ^{14}C ne permettent pas de statuer sur la chronologie précise de ces événements. De nouvelles datations plus précises, ainsi qu'une évaluation du volume ainsi relâché permettent d'incriminer la vidange catastrophique du lac Agassiz comme cause de cet événement froid (Clarke *et al.*, 2004 [3]). Ces données donnent une vidange d'environ $100\,000\text{ km}^3$ d'eau en environ une année, apportant ainsi un flux considérable à l'océan.

8.2.4 La modélisation et les conséquences hémisphériques/globales

Toutefois, les conséquences climatiques de cette vidange extrêmement brutale mais également limitée dans le temps peut-elle être reproduite dans des modèles climatiques couplés ? Si le rôle que peut avoir une telle vidange sur l'océan a été montré assez rapidement, la première simulation de l'événement à 8 200 ans utilisant des conditions aux limites cohérentes avec cette période de temps est assez récente (Renssen *et al.*, 2001 [23]). Ces auteurs ont pu montrer qu'en forçant un modèle de circulation générale océanique, couplé à une atmosphère simplifiée avec un flux d'eau idéalisé de $0,75\text{ Sv}$ durant vingt ans, ils obtiennent un ralentissement de la circulation thermohaline en Atlantique pendant environ trois siècles, avec une baisse de la température de 1 à $5\text{ }^\circ\text{C}$ sur les continents riverains de l'Atlantique Nord. Ce résultat est en bon accord avec les données, bien que le forçage en eau douce soit relativement plus important que ce qui est admis aujourd'hui. Bien plus, il a permis de mettre en évidence des disparités dans la réponse climatique saisonnière, avec une anomalie plus forte en été sur le nord de l'Europe qu'en hiver et une bipolarité nord-sud, avec un refroidissement au nord et un réchauffement à 60°S . Des études postérieures ont pu confirmer qu'un flux d'eau douce, même limité à un an, était suffisant pour obtenir une réponse climatique cohérente avec celle obtenue par analyse des indicateurs paléoclimatiques. L'impact climatique n'est pas immédiat, comme le montre la Figure 8.6. Par exemple, au Groenland, son maximum est atteint au bout d'une trentaine d'années.

D'autres auteurs ont également mis en évidence le rôle du « bruit » climatique dans la durée de la réponse de l'océan au forçage en eau douce. En effet, ils montrent qu'en ajoutant du bruit (valant zéro en moyenne) au forçage en eau douce, la durée de la réponse du modèle peut être modifiée de quelques dizaines d'années à deux ou trois siècles. Cela a permis de mettre en évidence l'importance de l'état initial climatique sur la réponse à un forçage donné, la réponse pouvant avoir un effet quasi-global comme dans le cas de l'événement à 8 200 ans, ou n'avoir qu'un impact local de l'ordre de la décennie. L'événement à 8 200 ans a également été reproduit dans un modèle de circulation générale couplé incluant les isotopes de l'eau (Legrande *et al.*, 2006 [19]), démontrant que les résultats étaient cohérents non seulement avec les évaluations de températures issues des indicateurs paléoclimatiques, mais

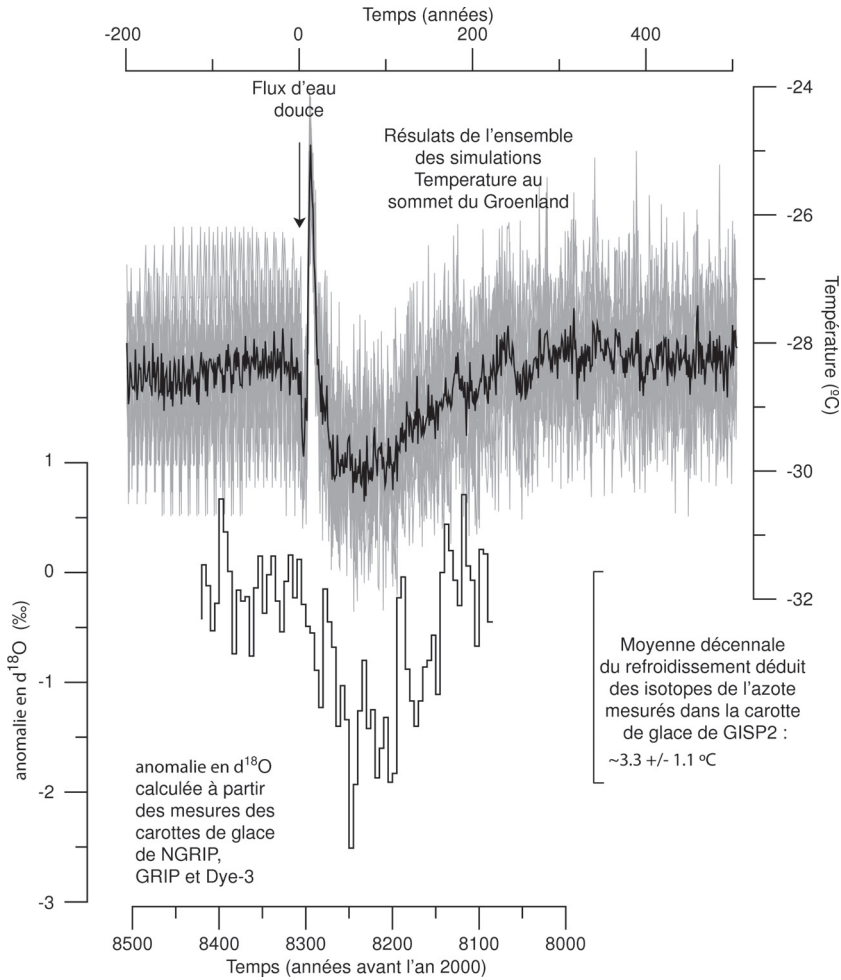


FIG. 8.6 – Température de l'air en surface simulée pour le sommet du Groenland pour un ensemble de dix simulations (en gris). La moyenne est tracée en noir. Ces résultats sont comparés au profil en $\delta^{18}\text{O}$ reconstruit à partir des mesures des carottes de glaces de Dye-3, GRIP et NGRIP. La même échelle est utilisée pour les axes des temps, la courbe en $\delta^{18}\text{O}$ est placée par rapport aux résultats du modèle, en alignant la première diminution en $\delta^{18}\text{O}$ à celle de la température simulée. L'axe des températures est choisi de manière à ce que la diminution de 3,3 °C reconstruite à partir des isotopes de l'azote dans la carotte GISP2 corresponde à l'anomalie minimale en $\delta^{18}\text{O}$. Figure adaptée de Wiersma *et al.*, 2011 [31].

également avec les indicateurs paléoclimatiques eux-mêmes, simulés directement au sein du modèle. Ces auteurs ont d'ailleurs pu correctement prévoir les variations du $\delta^{18}\text{O}$ de la calcite des sédiments marins associées à l'événement à 8 200 ans, ce avant la publication des premières données mettant en évidence l'événement à 8 200 dans les carottes sédimentaires marines.

Il est important de noter que bien que l'événement à 8 200 ans soit considéré comme un événement abrupt en période interglaciaire, cette classification n'est pas exacte. En effet, il s'agit de la manifestation ultime d'un climat glaciaire par la vidange d'un lac périglaciaire, issu de la fonte d'une calotte de glace. À ce jour, aucune variation abrupte de température faisant intervenir le comportement des calottes glaciaires n'a été mise en évidence au cours de l'Holocène.

8.3 Perspectives

8.3.1 Connexions globales

Les travaux de ces vingt dernières années ont permis de mettre en évidence une variabilité du système climatique à des échelles de temps millénaires, caractérisée par des transitions s'opérant parfois seulement en quelques dizaines d'années. Cette variabilité a été d'abord mise en évidence dans les carottes de sédiments marins de l'Atlantique Nord, pour les événements de Heinrich, et dans les carottes de glace du Groenland, pour ceux de Dansgaard-Oeschger. Petit à petit, les analyses des enregistrements climatiques ont été effectuées à des résolutions temporelles de plus en plus fines, et des variations de caractéristiques temporelles similaires à celles de l'Atlantique Nord et du Groenland ont été découvertes dans des zones éloignées de cette première région, jusqu'au Pacifique Sud et en Antarctique, en passant par la Chine et le nord de l'océan Indien, influencés par la mousson. L'interprétation de ces données se base sur l'hypothèse que les échelles de temps associées à chaque enregistrement peuvent être très bien synchronisées. Cette synchronisation, cruciale, constitue toujours, à l'heure actuelle et malgré des avancées dans les méthodes de synchronisation relative (comme la concentration en méthane pour les carottes de glace ou les propriétés paléo-magnétiques pour les carottes marines), un défi pour la communauté s'intéressant à la caractérisation de la variabilité rapide.

Une description exhaustive, c'est-à-dire à l'échelle du globe, est très importante pour notre compréhension du climat et des variations qu'il peut connaître de manière concomitante en des régions éloignées du globe. L'explication de ces connexions est également un défi que les modélisateurs doivent relever, car tenter de modéliser ces événements, c'est tester la connaissance du climat telle qu'elle a été retranscrite dans les modèles qui sont également utilisés pour prévoir les climats futurs. Du point de vue de la modélisation, les premières expériences de sensibilité du système océan-atmosphère à des

décharges d'eau douce en Atlantique Nord, pour un contexte glaciaire, ont été réalisées ces dernières années. Ces expériences, si on veut les mener avec une résolution suffisamment fine pour pouvoir comparer les modèles aux reconstructions, requiert un temps de calcul à la limite des possibilités des plus puissants ordinateurs actuels. Par exemple, Kageyama *et al.* (2009) [17] montrent, en utilisant un modèle de circulation générale océan-atmosphère, que le lien entre le refroidissement en Atlantique Nord et la diminution de la mousson indienne peut s'expliquer par une diminution du gradient de température estivale de la moitié supérieure de la troposphère entre l'océan Indien et le plateau tibétain. Cependant, ces résultats sont obtenus pour des conditions correspondant au DMG et non au Stade isotopique marin 3, et des expériences complémentaires seront nécessaires pour mieux comprendre les mécanismes de transmission du signal entre l'Atlantique Nord et l'Asie. En outre, ces expériences, si elles reproduisent bien certains événements climatiques concomitants aux événements de Heinrich (migration vers le sud de la Zone de convergence intertropicale, diminution de la mousson indienne, refroidissement et assèchement en Europe de l'Ouest), ne parviennent pas à en reproduire d'autres, tels que les variations de la mousson d'Asie du Sud-Est. La modélisation et la compréhension de la variabilité millénaire interne au système climatique reste donc à bien des égards un défi pour les modélisateurs.

Nous avons abordé jusqu'ici la description de la variabilité climatique millénaire essentiellement sous l'angle du système Terre « physique », c'est-à-dire incluant l'océan, l'atmosphère et la cryosphère. Cependant, les enregistrements contiennent plus de renseignements que cette simple description. Prenons, par exemple, le cas des concentrations de méthane. Nous les avons présentées comme utiles pour synchroniser les enregistrements du Groenland et de l'Antarctique. Mais elles indiquent aussi les variations importantes de cet important gaz à effet de serre, dont les sources sont les surfaces humides tropicales et des hautes latitudes. Le rôle des phénomènes biogéochimiques dans la variabilité climatique millénaire reste lui aussi à mieux comprendre et modéliser.

8.3.2 Interactions événements rapides – grandes transitions climatiques

Même si les événements rapides sont le produit de la variabilité interne du système climatique, ils n'en sont pas moins sensibles à ses grandes variations à plus long terme. En particulier, en période glaciaire, ces événements sont plus nombreux et de plus grande amplitude qu'en période interglaciaire. Ceci fait penser à une expression différente de la variabilité millénaire suivant la taille des calottes glaciaires de l'hémisphère nord. Les enregistrements à haute résolution des dernières transitions climatiques (déglaciation entre le DMG et l'Holocène, entrée dans la dernière glaciation) pourraient nous renseigner sur les conditions favorisant des événements de plus grande amplitude.

Cependant, ces transitions sont en fait ponctuées d'événements climatiques abrupts. On peut alors se demander quel est le rôle de ces événements dans la transition elle-même, sachant que l'amplitude d'un événement rapide peut atteindre, pour le cas d'événements de Dansgaard-Oeschger dans les carottes groenlandaises, une amplitude équivalente à la moitié de la différence entre états glaciaire et interglaciaire.

Examinons le cas de la dernière déglaciation (Fig. 8.7). Quelques milliers d'années après le DMG survient l'événement de Heinrich H1. Les conditions climatiques reviennent à un niveau quasiment glaciaire. Cet événement est suivi d'une phase chaude, la transition entre les deux événements étant abrupte dans de nombreux enregistrements, en particulier autour de l'Atlantique Nord. C'est la phase du Bølling-Allerød, dont le climat est quasiment interglaciaire. Cependant, cette période est suivie par la période froide du Dryas récent, qui est parfois considérée comme l'événement de Heinrich le plus récent (H0), à tort puisqu'il n'y a pas de couche d'éléments détritiques correspondante dans la bande de Ruddiman. C'est après cette dernière phase froide que se met définitivement en place (mis à part l'événement à 8 200 ans) le climat du présent interglaciaire, l'Holocène.

Ceci montre que la dernière déglaciation n'a pas été une transition tranquille. Au contraire, elle est constituée d'une suite d'événements abrupts, comme si le système climatique « hésitait » entre deux équilibres, l'un glaciaire et l'autre interglaciaire. Le rôle des événements abrupts au cours de cette transition climatique est donc important, mais reste à comprendre et à modéliser.

L'entrée dans la dernière glaciation, à la fin de l'Éémien, est également caractérisée par l'apparition d'événements abrupts, dès ~ 110 ka avant aujourd'hui, dans un contexte où des calottes glaciaires se sont déjà développées sur le Canada. On pourrait penser que ces événements froids aident à l'entrée en glaciation, mais c'est oublier qu'un air plus froid aux hautes latitudes contient également moins d'eau et est donc moins apte à apporter la quantité d'eau nécessaire pour construire les calottes glaciaires à un rythme important. Ces compensations doivent être évaluées. Ici aussi, l'influence des événements abrupts sur l'évolution des calottes glaciaires reste à évaluer, en comparaison à d'autres mécanismes et rétroactions, tels que les évolutions plus lentes de l'océan, des calottes glaciaires, de la végétation, des concentrations atmosphériques en gaz à effet de serre, ainsi que des forçages externes que sont les changements d'insolation. C'est pour résoudre de telles questions que les modèles du système Terre, permettant des expériences de sensibilité à chacun de ces facteurs, peuvent aboutir à une meilleure compréhension des signaux reconstruits.

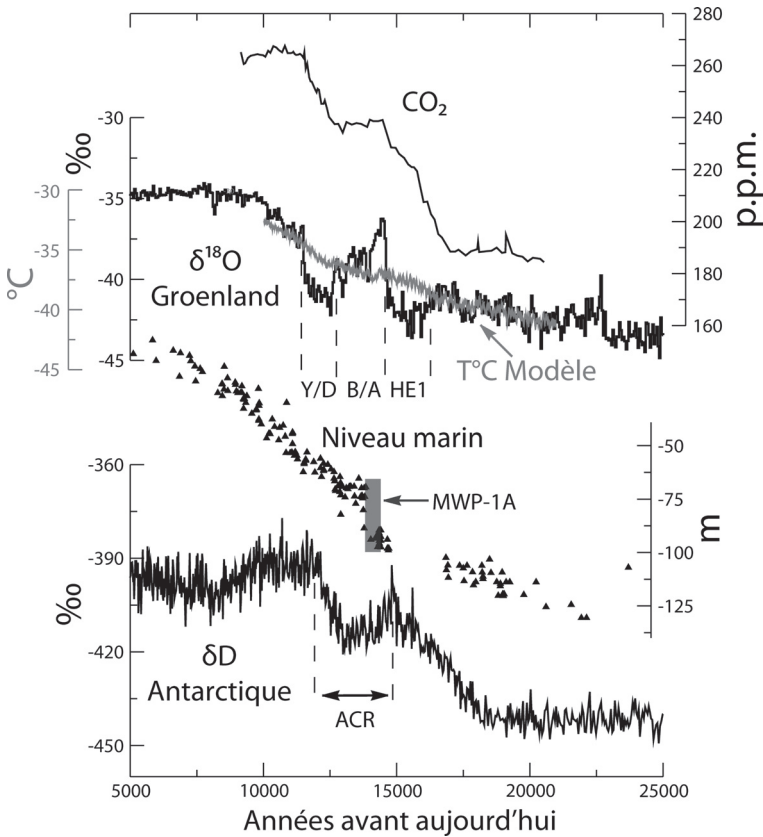


FIG. 8.7 – Vue synthétique de la déglaciation. De haut en bas : CO_2 atmosphérique tel que mesuré dans les bulles d'air provenant des carottes de glaces antarctiques ; $\delta^{18}\text{O}$ mesuré dans les glaces du Groenland [13] comme indicateur, au premier ordre, de la température locale, avec surimposée la température moyenne annuelle simulée au Groenland dans le modèle LOVECLIM ; la mise à l'échelle entre modèle et données suppose que l'augmentation brutale de $\delta^{18}\text{O}$ à la limite HE1/B/A représente 10°C . Les périodes correspondant à l'événement de Heinrich 1 (HE1), au Bolling-Allerod (B/A) et au Dryas récent (Y/D) sont indiquées dessous. On notera l'absence d'événement abrupt dans la température simulée par le modèle de climat. En-dessous, le niveau marin [22] (triangles noirs) en mètres relatifs de niveau marin par rapport à l'actuel, tel que reconstruit à partir des coraux avec indication de l'événement abrupt du « Meltwater Pulse -1A » (MWP-1A), représentant environ 20 mètres de remontée en ~ 300 ans. Courbe de l'abondance isotopique du deutérium de la glace antarctique [22] comme indicateur au premier ordre de la température locale avec l'indication de l'« Antarctique Cold Reversal » (ACR), coup de froid interrompant le réchauffement de la déglaciation.

Références bibliographiques

- [1] Bond, G. *et al.* (1993), « Correlations between Climate Records from North Atlantic Sediments and Greenland Ice », *Nature*, 365, pp. 143-147.
- [2] Calov, R. *et al.* (2002), « Large-Scale Instabilities of the Laurentide Ice Sheet Simulated in a Fully Coupled Climate-System Model », *Geophysical Research Letters*, 29, pp. 2 216, doi:10.1029/2002GL016078.
- [3] Clarke, G. K. C. *et al.* (2004), « Paleohydraulics of the Last Outburst Flood from Glacial Lake Agassiz and the 8200 BP Cold Event ». *Quaternary Science Reviews*, 23, pp. 389-407, doi:10.1016/j.quascirev.2003.06.004.
- [4] Combourieu Nebout, N. *et al.* (2002), « Enhanced Aridity and Atmospheric High-Pressure Stability over the Western Mediterranean during the North Atlantic Cold Events of the Past 50 k.y. » *Geology*, 30, pp. 863-866.
- [5] Cortijo, E. *et al.* (2005), « Heinrich Events : Hydrological Impact ». *Comptes Rendus Geoscience*, 337, pp. 897-907, doi:10.1016/j.crte.2005.04.011.
- [6] Dahl, S. O. et Nesje, A. (1994), « Holocene Glacier Fluctuations at Hardangerjøkulen, Central-Southern Norway : A High-Resolution Composite Chronology from Lacustrine and Terrestrial Deposits », *The Holocene*, 4, pp. 269-277.
- [7] Dansgaard, W. *et al.* (1993), « Evidence for General Instability of Past Climate from a 250-kyr Ice-Core Record », *Nature*, 364, pp. 218-200.
- [8] Elliot, M. *et al.* (2002), « Changes in North Atlantic Deep-Water Formation Associated with the Dansgaard-Oeschger Temperature Oscillations (60-10 ka) », *Quaternary Science Reviews*, 21, pp. 1 153-1 165.
- [9] EPICA community members (2006), « One-to-one Coupling of Glacial Climate Variability in Greenland and Antarctica », *Nature*, 444, pp. 195-198.
- [10] Ganopolski, A. et Rahmstorf, S. (2001), « Rapid Changes of Glacial Climate Simulated in a Coupled Climate Model », *Nature*, 409, pp. 153-158, doi:10.1038/35051500.
- [11] Genty, D. *et al.* (2005), « Rapid Climatic Changes of the Last 90 kyr Recorded on the European Continent », *Comptes Rendus Geoscience*, 337, pp. 970-982.
- [12] Grimm, E. C. *et al.* (2006), « Evidence for Warm Wet Heinrich Events in Florida », *Quaternary Science Reviews*, 25, pp. 2197-2211, doi:10.1016/j.quascirev.2006.04.008.
- [13] Greenland Ice-core Project (GRIP) Members (1993), « Climate Instability during the Last Interglacial Period Recorded in the GRIP Ice Core », *Nature*, 364, pp. 203-207, doi:10.1038/364203a0.
- [14] Grousset, F. E. *et al.* (1993), « Patterns of Ice-Rafted Detritus in the Glacial North Atlantic », *Paleoceanography*, 8, pp. 175-192.
- [15] Hemming, S. R. (2004), « Heinrich Events : Massive Late Pleistocene

- Detritus Layers of the North Atlantic and their Global Climate Imprint », *Review of Geophysics*, 42, RG1005.
- [16] Kageyama, M. *et al.* (2005), « Le Dernier Maximum glaciaire et l'événement de Heinrich 1 en termes de climat et de végétation autour de la mer d'Alboran : une comparaison préliminaire entre modèles et données », *Compte Rendus Geoscience*, 337, pp. 983-992.
- [17] Kageyama, M. *et al.* (2009), « Glacial Climate Sensitivity to Different States of the Atlantic Meridional Overturning Circulation : Results from the IPSL Model », *Climate of the Past*, 5, pp. 551-570.
- [18] Kissel, C. (2005), « Magnetic Signature of Rapid Climatic Variations in Glacial North Atlantic, a Review », *Comptes Rendus Geoscience*, 337, pp. 908-918, doi:10.1016/j.crte.2005.04.009.
- [19] Legrande, A. *et al.* (2006), « Consistent Simulations of Multiple Proxy Responses to an Abrupt Climate Change Event », *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 103, pp. 837-842, doi:10.1073/pnas.0510095103.
- [20] MacAyeal, D. R. (1993), « Binge/Purge Oscillations of the Laurentide Ice Sheet as a Cause of the North Atlantic's Heinrich Events », *Paleoceanography*, 8, pp. 775-784.
- [21] Paillard, D. (2004), « Modelling Rapid Events within the Climate System », *Comptes Rendus Geoscience*, 336, pp. 733-740, doi:10.1016/j.crte.2003.12.019.
- [22] Peltier, W.R. and R.G. Fairbanks, 2006. Global glacial ice volume and Last Glacial Maximum duration from an extended Barbados sea level record, *Quaternary Science Reviews*, 25, pp. 3322-3337.
- [23] Rasmussen, T. L. *et al.* (1996), « Rapid Changes in Surface and Deep Water Conditions at the Faeroe Margin during the Last 58,000 Years », *Paleoceanography*, 11, pp. 757-771, doi:10.1029/96PA02618.
- [24] Renssen, H. *et al.* (2001), « The 8.2 Kyr BP Event Simulated by a Global Atmosphere-Sea-Ice-Ocean Model », *Geophysical Research Letters*, 28, pp. 1 567-1 570, doi:10.1029/2000GL012602.
- [25] Roche, D. M. *et al.* (2004), « Constraints on the Duration and Freshwater Release of Heinrich Event 4 through Isotope Modelling », *Nature*, 432, pp. 379-382, doi:10.1038/nature03059.
- [26] Roche, D. M. et D. Paillard (2005), « Modelling the Oxygen-18 and Rapid Glacial Climatic Events: A Data-Model Comparison », *Comptes Rendus Geoscience*, 337, pp. 928-934, doi:10.1016/j.crte.2005.03.019.
- [27] Sánchez-Goñi, M. F. *et al.* (2002), « Synchronicity between Marine and Terrestrial Responses to Millennial Scale Climatic Variability during the Last Glacial Period in the Mediterranean Region », *Climate Dynamics*, 19, pp. 95-105, doi:10.1007/s00382-001-0212-x.
- [28] Shackleton, N. J. *et al.* (2000), « Phase Relationships between Millennial-Scale Events 64 000-24 000 Years Ago », *Paleoceanography*, 15, pp. 565-569, doi:10.1029/2000PA000513.

- [29] Thomas, E. R. *et al.* (2007), « The 8.2 Ka Event from Greenland Ice Cores », *Quaternary Science Reviews*, 26, pp. 70-81, doi:10.1016/j.quascirev.2006.07.017.
- [30] Voelker, A. H. L. *et al.* (2002) « Global Distribution of Centennial-Scale Records for Marine Isotope Stage (MIS) 3: a Database », *Quaternary Science Reviews*, 21 pp. 1 185-1 212.
- [31] von Grafenstein, U. *et al.* (1998), « A Mid-European Decadal Isotope-Climature Record from 15 500 to 5000 Years BP », *Science*, 284, pp. 1 654-1 657.
- [32] Wiersma, A. P. *et al.* (2011), « Fingerprinting the 8.2 Ka Event Climate Response in a Coupled Climate Model », *Journal of Quaternary Science*, 26, pp. 118-127, doi:10.1002/jqs.1439.

Vj ku' r ci g' k' p v g p v k q p c m { ' i g h v' d i e p m

Chapitre 9

Holocène et perturbation anthropique : introduction

Pascale BRACONNOT, Pascal YIOU, Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement, UMR CEA-CNRS-UVSQ, CE Saclay l'Orme des Merisiers, 91191 Gif-sur-Yvette, France.

9.1 Les grandes tendances de l'Holocène

9.1.1 Les différentes perturbations radiatives

L'Holocène a démarré il y a environ 10 000 ans à la fin de la dernière glaciation. Cette période est marquée dans son dernier millier d'années par l'impact croissant de l'activité humaine (utilisation des sols, changement de la composition atmosphérique). De nombreuses données nous en livrent les variations qui sont, au premier abord, moins spectaculaires que les grands bouleversements engendrés par la déglaciation. Néanmoins, la tendance naturelle générale, pilotée par les changements de rayonnement solaire au sommet de l'atmosphère, est caractérisée par des modifications profondes de la mousson et du phénomène El Niño dans les régions tropicales. Dans les latitudes moyennes de l'hémisphère nord, ce sont les caractéristiques des principaux modes de variabilité qui changent. Plusieurs événements abrupts en ponctuent également le déroulement.

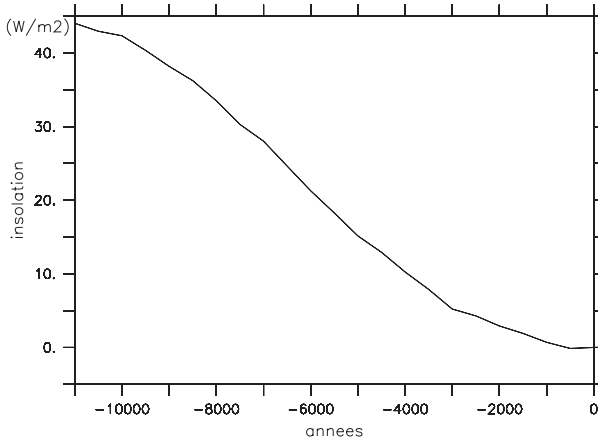
Les variations lentes du rayonnement solaire au sommet de l'atmosphère, induites par les variations des paramètres orbitaux, constituent le moteur de l'évolution des principales caractéristiques climatiques sur cette échelle de 10 000 ans. Les variations de l'obliquité de $24,23^\circ$ au début de l'Holocène à $23,44^\circ$ pour l'époque actuelle ont augmenté de $1,5 \text{ W/m}^2$ la moyenne annuelle du rayonnement solaire aux hautes latitudes entre le début de l'Holocène et la période actuelle. Pendant la même période, les basses latitudes ont perdu

1,10 W/m². À cet effet d'obliquité s'est ajouté celui de la précession des équinoxes. Au début de l'Holocène, le solstice d'été était situé au périhélie de l'écliptique. Il est maintenant à l'aphélie. Ainsi, le rayonnement solaire reçu au sommet de l'atmosphère (insolation) au mois de juin était 48 W/m² plus élevé qu'aujourd'hui au début de l'Holocène à 60°N (Fig. 9.1), et seulement 5 W/m² plus élevé il y a environ 3 000 ans. L'amplitude du cycle saisonnier de l'insolation était aussi plus grande au début de l'Holocène dans l'hémisphère nord, mais réduite dans l'hémisphère sud. Cette variation de l'amplitude n'est pas symétrique de part et d'autre de l'équateur, les variations étant plus importantes dans l'hémisphère nord et dans les régions tropicales (Fig. 9.1). La précession modifie aussi la longueur des saisons. Selon les lois de Kepler, l'été boréal, caractérisé par le temps mis entre l'équinoxe de printemps et l'équinoxe d'automne, durait 172 jours il y a 9 500 ans et 176 jours il y a 6 000 ans, contre 180 jours pour l'actuel. Dans l'hémisphère nord, l'insolation estivale était donc plus intense sur une période plus courte.

Les gaz à effet de serre, le volcanisme, la constante solaire sont les autres facteurs ayant modelé le climat de l'Holocène via leur impact sur le bilan radiatif (Fig. 9.2). Ces facteurs sont d'ailleurs dominants pour les 2 000 dernières années, depuis que l'insolation a atteint à peu près les valeurs actuelles. En effet, l'effet combiné de ces gaz à effet de serre se traduit par une diminution du bilan radiatif de la planète de l'ordre de 0,5 W/m² entre le début de l'Holocène et le début de l'ère industrielle. Cette faible perturbation radiative provient d'une augmentation de 7 ppm de la teneur atmosphérique en gaz carbonique au début de l'Holocène, suivie d'une diminution de 20 ppm jusqu'au début de l'ère industrielle. Les teneurs en méthane sont passées de 730 ppb au début de l'Holocène pour atteindre 580 ppb vers l'Holocène moyen (il y a 6 000 ans) et revenir graduellement aux valeurs du début de l'Holocène à l'époque préindustrielle. Les teneurs en N₂O atmosphérique suivent les variations du CO₂ et ont varié entre 2 et 10 ppb. Pour la période récente, l'évolution des gaz à effet de serre est dominée par les émissions anthropiques. Les effets combinés de l'activité humaine correspondent à une augmentation de 1,6 W/m² du bilan radiatif. Cette estimation tient compte de l'effet dominant de l'augmentation des gaz à effet de serre et de la contribution négative des aérosols pour le XX^e siècle (Solomon *et al.*, 2007 [37]).

Les estimations du forçage lié aux modifications de la constante solaire et au volcanisme sont plus controversées, car plus difficiles à mesurer directement. Les estimations issues des données satellitaires suggèrent que les variations entre les périodes d'activité et d'inactivité solaires sont associées à des fluctuations de l'ordre de 0,08 % de l'irradiance solaire (1 965 W/m²) sur les derniers vingt ans. Pour les périodes plus anciennes, les isotopes cosmogéniques, le nombre de taches solaires ou l'observation des aurores boréales sont autant d'indicateurs de l'activité solaire (voir chapitre 1, tome 1). L'amplitude des variations solaires au cours du dernier millénaire a récemment été revue à la baisse et les meilleures estimations actuelles indiquent une augmentation de

différence insolation avec la période actuelle a 60N



Amplitude saisonniere et mois du maximum

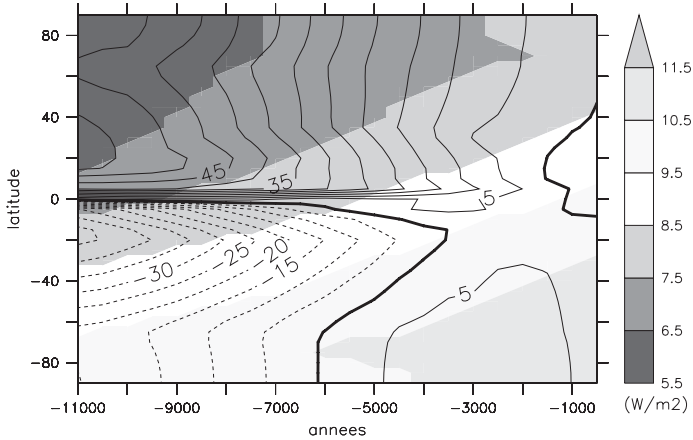


FIG. 9.1 – a) Différence d’insolation à 60°N au cours de l’Holocène avec la période actuelle. b) Changement d’amplitude du cycle saisonnier au cours de l’Holocène, calculé en faisant la différence entre le mois d’insolation maximale et le mois d’insolation minimale (isolignes, W/m^2), et mois du maximum de différence (grisés, numéro du mois).

l’ordre de 0,05 % à 1,2 % de l’irradiance solaire entre le minimum de Maunder (entre 1650 et 1720) et la période actuelle, ce qui correspond à une perturbation radiative de l’ordre de 0,1 à 0,3 W/m^2 . Les éruptions volcaniques les plus intenses introduisent des aérosols de sulfates dans la stratosphère, qui réfléchissent le rayonnement solaire et contribuent ainsi à refroidir le climat

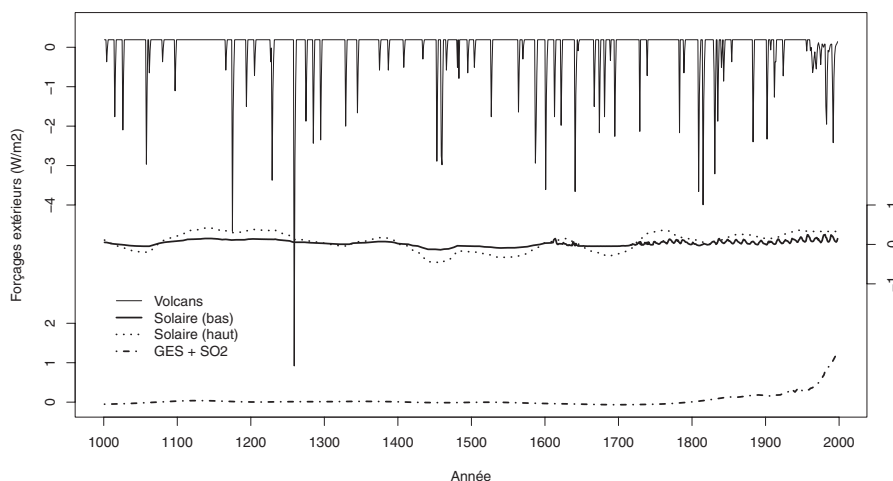


FIG. 9.2 – Évolution des estimations de forçages radiatifs ($W : m^2$) depuis l'an 700. Panneau supérieur : activité volcanique ; panneau médian : activité solaire ; panneau inférieur : gaz à effet de serre et des aérosols sulfatés (Jansen *et al.*, 2007 [19]).

dans l'année suivant l'éruption. Il y a de nombreuses évidences de l'activité volcanique au cours de l'Holocène, mais il n'existe pas de série quantitative sur l'ensemble de la période. Les données deviennent plus précises pour le dernier siècle, bien que nous manquions d'information sur la période de l'éruption, la localisation géographique et les quantités d'aérosols émis. Ainsi, suivant les sources, l'amplitude et la date des éruptions de l'Holocène varient fortement.

9.1.1.1 L'évolution des températures dans les différents enregistrements

Les variations de température enregistrées au cours de l'Holocène reflètent la réponse du système climatique aux différentes perturbations radiatives listées ci-dessus, auxquelles s'ajoutent différentes rétroactions, comme celles liées à la vapeur d'eau ou à la fonte de la neige et des calottes de glace. L'optimum climatique du début de l'Holocène n'est ainsi pas situé à toutes les latitudes en même temps (Fig. 9.3), car l'insolation dépend de la latitude et de la saison, et les rétroactions induisent un retard entre le forçage et sa traduction en température. Ainsi, la synthèse effectuée par Jansen *et al.* (2007) [19] indique des températures estivales maximales il y a 10 000 à 8 000 ans. Les reconstructions pour les moyennes latitudes de l'hémisphère nord sont caractérisées par une décroissance lente des températures de la surface de l'océan (*sea-surface temperature* : SST) au cours de l'Holocène. En Amérique du Nord, la période la plus chaude se situe entre 7 000 et 5 000 ans avant le présent. Les données de pollens et les restes macrofossiles (voir chapitre 9, tome 1 pour les

méthodologies) indiquent que la forêt remontait plus au nord qu'aujourd'hui dans les régions tempérées et que les glaciers s'étaient retirés. Aux hautes latitudes sud, le réchauffement précoce du début de l'Holocène ne s'explique pas simplement par une réponse aux conditions locales d'insolation, et semble être la manifestation d'une réorganisation à grande échelle des transports de chaleur atmosphériques et océaniques. En revanche, la plupart des régions tropicales montrent un réchauffement progressif au cours de l'Holocène, reflétant l'accroissement d'insolation dans ces régions.

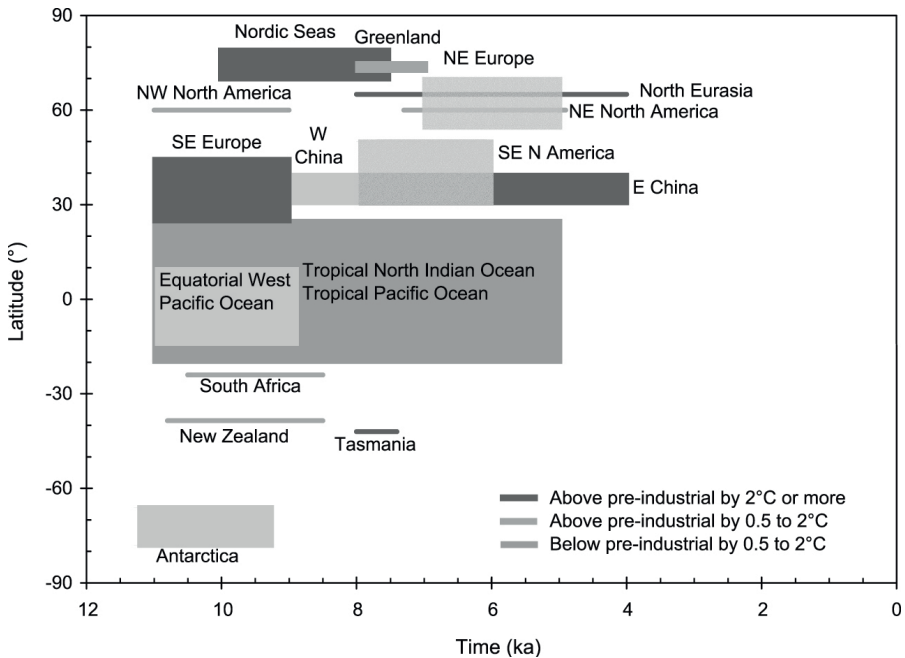


FIG. 9.3 – Époques (en milliers d'années) et intensités des maxima de différences de températures par rapport à l'époque pré-industrielle, en fonction de la latitude. Les couleurs indiquent le niveau d'écart au préindustriel (d'après Jansen *et al.*, 2007 [19]).

L'abondance croissante de chroniques liées aux impacts des extrêmes climatiques (à cause de l'expansion de l'humanité) permet de décrire une variabilité climatique intra-annuelle pour les 2 000 dernières années. Celle-ci se superpose aux fluctuations séculaires mentionnées plus haut. La Figure 9.4 synthétise l'état des connaissances sur les variations de la température depuis l'an 700 après JC. Aux incertitudes près (Fig. 9.4c), la température de l'hémisphère nord est stable entre l'an 700 et la fin du XIX^e siècle, et se met à augmenter de manière continue à partir du XX^e siècle. La forme d'une

telle courbe évoque celle d'une crosse de hockey, d'où son nom iconique de « *hockey stick* ». En dehors du XX^e siècle, pour lequel on possède une abondance d'enregistrements météorologiques, l'intérêt d'une telle courbe est aussi de montrer une phase relativement chaude entre l'an mil et 1300 (souvent appelée « Optimum climatique médiéval ») et une phase relativement froide entre 1350 et 1850 (appelée « Petit Âge de glace »). Les causes des variations inter-annuelles de la température au cours des deux millénaires ne sont pas encore élucidées, d'autant plus que les reconstructions climatiques sont parfois en désaccord sur certaines périodes froides. Les éruptions volcaniques de grande échelle refroidissent l'atmosphère d'un à deux degrés, mais ces effets ne durent pas plus de deux ans (Fig. 9.2). En revanche, l'activité solaire a un effet sur le bilan radiatif plus modeste, mais beaucoup plus durable, car les phases de l'activité solaire (Fig. 9.2) durent plusieurs décennies. On notera en particulier le minimum d'irradiance solaire du milieu du $XVII^e$ siècle, appelé « Minimum de Maunder », qui correspond à des refroidissements prononcés dans l'hémisphère nord.

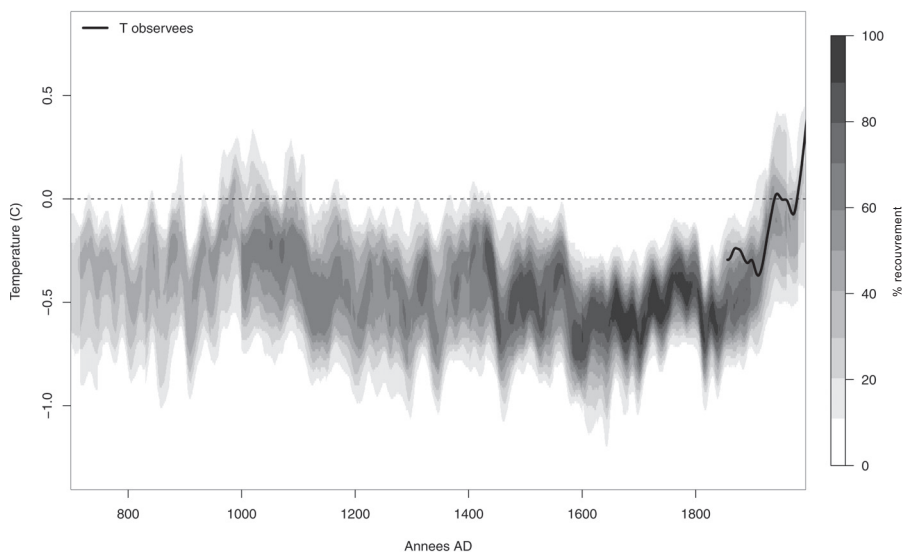


FIG. 9.4 – Recouvrement des reconstructions des températures de l'hémisphère nord depuis l'an 700 (niveaux de gris) (Jansen *et al.*, 2007 [19]) et température moyennes mesurées (trait plein).

9.2 Événements marquants de l'Holocène

Plusieurs événements ont ponctué l'histoire de l'Holocène. Nous nous limiterons ici à la fin de la période humide, en Afrique sèche, il y a environ

4 500 ans, à l'Optimum médiéval, au Petit Âge de glace et aux premières traces durables de l'activité humaine. Le refroidissement observé il y a environ 8 200 ans avant le présent est traité notamment dans le chapitre 14 du tome 1 et non ici, car on le considère comme lié à la fin de la déglaciation.

9.2.1 La fin de la période humide en Afrique

Il y a environ 4 500 ans, l'Afrique sèche a connu des variations de précipitation d'une amplitude bien supérieure à celle du dernier siècle. Le niveau des lacs a fluctué de plusieurs dizaines de mètres et la surface du lac Tchad s'est réduite de 350 000 à 5 000 km². Plusieurs exemples de « crises climatiques », survenant en l'espace de quelques années seulement, ont ponctué cette période, provoquant jusqu'à l'assèchement complet des lacs et l'arrêt des écoulements de surface (Gasse, 2000 [18]). L'enregistrement des apports éoliens dans un forage marin au large de la Mauritanie suggère qu'un changement brutal de la circulation atmosphérique s'est produit au large de l'Afrique sèche entre 5500–4000 ans BP (deMenocal *et al.*, 2000 [15]). Cette période est donc associée à la fin de la Période humide africaine et l'installation des conditions actuelles du climat. L'aridification des conditions environnementales qui en a résulté a conditionné le peuplement du Sahara, où les populations étaient principalement des éleveurs et des agriculteurs (Kropelin et Kuper, 2006 [26]). Néanmoins, les fluctuations rapides ne semblent pas avoir affecté les différentes régions du complexe Sahara-Sahel au même moment, et des traces d'événements rapides s'échelonnent entre 4500 ans et 2000 ans BP suivant la latitude considérée et les conditions locales spécifiques (Fig. 9.5). À titre d'exemple, la mise en place de l'intervalle sec du Dahomey au milieu de domaine occupé par la forêt guinéo-congolaise date d'il y a 4 000 ans. La disparition de la forêt alimentée par des galeries d'eau souterraine s'est produite entre 4500 ans et 3500 ans BP, dans le nord du Nigéria, et il y a seulement 2 000 ans dans l'ouest sahélien. Il reste encore de nombreuses zones d'ombre concernant cette période. Néanmoins, comme l'insolation varie graduellement au cours de l'Holocène, ces mises en place rapides de conditions sèches sont la manifestation d'interactions non linéaires entre les climats et les écosystèmes.

9.2.2 Optimum climatique médiéval

En étudiant des archives historiques, le météorologue britannique Lamb a reconstitué dans les années 1960 la rigueur des hivers et l'humidité des étés depuis l'an 1000 (Le Roy Ladurie, 1967 [28]). Il en a conclu que l'Europe a connu des recrudescences d'étés secs pendant la période de 1080 à 1200, sans équivalent depuis. Il nomme cette période l'Optimum climatique médiéval. Il est important de noter qu'il n'y a pas de mesure de température directe pour cette époque, puisque le thermomètre n'existait pas encore. Des études plus récentes (Jones et Mann, 2004 [21]) suggèrent que les conclusions de Lamb ne

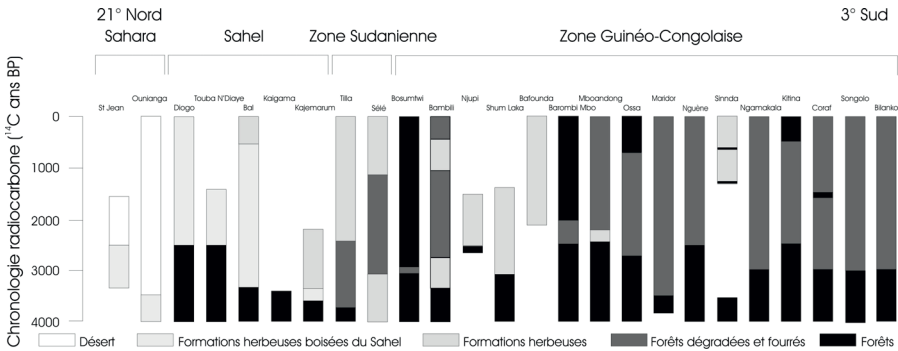


FIG. 9.5 – Évolution de la végétation issue de données polliniques pour différents sites en Afrique couvrant le transect entre le Sahara à 21°N et la zone guinéo-congolaise au sud. Cette figure montre que les principales transitions ne sont pas synchrones entre les différents sites (courtoisie d'Anne-Marie Lézine).

peuvent pas être généralisées à la planète entière. À partir de jeux de données plus complets, plusieurs études ont confirmé que plusieurs régions de l'hémisphère nord avait connu des conditions plus chaudes pendant les XI^e et XII^e siècles. Mais plusieurs régions ne montrent pas cet optimum, ou bien le placent à des moments différents de l'histoire. Par exemple, il semblerait que même si l'été était chaud à cette époque, les hivers étaient souvent très rudes en Europe de l'Ouest jusqu'en 1170. Ces contradictions apparentes sont probablement dues à un faible nombre d'observations, qui sera peut-être comblé dans le futur avec les nouveaux programmes de reconstructions climatiques. En attendant, il ne faut pas exclure que cet Optimum climatique médiéval soit un phénomène purement régional. Il ne représente pas non plus un analogue direct avec le réchauffement en cours, puisqu'il n'est pas associé à une augmentation de la teneur atmosphérique en gaz à effet de serre.

9.2.3 Le Petit Âge de glace

L'Optimum climatique médiéval s'est interrompu au début du XV^e siècle, par l'arrivée du Petit Âge de glace, qui s'est installé jusqu'en 1850. Ici encore, il n'y a pas de date précise du début de cette période : les Scandinaves ont vu un refroidissement dès la fin du XIX^e, alors qu'en France, la dégradation du temps se fait sentir vers 1430 (*Bradley, 1999 [6] ; Le Roy Ladurie, 1967 [28]*). Ce Petit Âge de glace correspond en France à une avancée de glaciers alpins, des hivers très rudes et des successions d'étés pourris. Par exemple, le glacier des Bossons, près de Chamonix, descendit 1 000 mètres plus bas qu'il ne l'est à l'heure actuelle. Bien que potentiellement biaisée par les courants artistiques de l'époque, l'étude des gravures et tableaux anciens montre une différence saisissante avec la période présente. Les refroidissements les plus forts sont

sans doute en Europe du Nord, avec des lacs systématiquement gelés en hiver. On trouve aussi des traces de refroidissement en Amérique équatoriale et en Nouvelle Zélande (Bradley, 1999 [6]). Cette période relativement froide (en moyenne, 1 °C en France) est responsable de destructions de récoltes et de flambées des prix du blé, et souvent d'insurrections, ainsi que d'un accroissement du nombre de sorcières brûlées vives sur les places publiques (*Le Roy Ladurie*, 1967 [28]). Après 1850, les glaciers se mettent à reculer et la température à croître régulièrement, ce qui marque la fin du Petit Âge de glace.

Le Petit Âge de glace est marqué par quelques décennies particulièrement froides en Europe, entre 1650 et 1720. On observe à cette même époque, une chute du nombre de taches solaires. Ces décennies sont nommées Minimum de Maunder, d'après l'astronome américain Edward W. Maunder (1851–1928), qui a étudié la relation entre les taches solaires et l'activité de cet astre. Il faut remarquer que c'est l'astronome allemand Friederich W. G. Spörer (1822–1895) qui a le premier fait la constatation de la baisse du nombre de taches solaires entre 1650 et 1720. L'histoire lui a laissé le Minimum de Spörer entre 1420 et 1570. La variation de température associée à l'influence directe de l'activité solaire sur le bilan radiatif à la surface de la Terre ($0,5 \text{ W/m}^2$) est inférieure à $0,08 \text{ °C}$ sur la température de surface de l'hémisphère nord (Jansen *et al.*, 2007 [19]) et ne peut pas expliquer à elle seule un refroidissement compris entre $0,2$ et $0,5 \text{ °C}$ de l'hémisphère nord.

Le Petit Âge de glace est aussi marqué par des éruptions volcaniques intenses qui ont affecté les températures de manière visible, mais peu durable (Fig. 9.4). Les éruptions qui ont eu un effet global ont généralement eu lieu dans les tropiques (Tambora, Krakataua, Agung, Pinatubo...), et ont injecté suffisamment de poussières dans la stratosphère pour qu'elles soient homogénéisées à l'échelle de la planète (Robock, 2000 [34]). Des volcans extratropicaux (Laki en Islande, St Helens aux États-Unis...) ont eu des effets marquants sur certaines régions de l'hémisphère nord à cause du transport de poussières dans la troposphère. Cependant, leur impact à l'échelle de la planète doit être relativisé, car les poussières volcaniques n'atteignent pas la stratosphère.

9.2.4 L'Anthropocène

L'Anthropocène est un terme récent qui désigne la période où le climat et l'environnement sont influencés par l'activité humaine. Il est habituel de faire commencer cette époque au début de l'ère industrielle (au milieu du XIX^e siècle), ce qui coïncide aussi avec les premiers réseaux météorologiques opérationnels. Il est cependant possible d'arguer que l'Homme a commencé à agir sur le climat dès le milieu de l'Holocène. Le défrichage, les débuts de l'agriculture et l'écobuage auraient émis suffisamment de gaz à effet de serre dans l'atmosphère pour être détectés dans les archives glaciaires et sédimentaires (Ruddiman, 2007 [35]).

9.3 Reconstructions du climat pour l'Holocène

9.3.1 Les différentes archives

La reconstruction des conditions climatiques au cours de l'Holocène pose plusieurs défis majeurs à la communauté scientifique. La faiblesse des variations de température moyenne, comparée à l'amplitude constatée au cours des âges glaciaires rend l'identification d'un signal difficile avec les indicateurs habituels. De plus, la nécessité de prendre en compte des échelles de temps subannuelles pour la description des événements marquants implique de se placer à la limite d'interprétation de nombreux indicateurs climatiques, ou d'en trouver de nouveaux par rapport à ceux qu'on utilise traditionnellement en paléoclimatologie.

La typologie des indicateurs paléoclimatiques pour l'Holocène permet de discerner deux grandes catégories : les archives naturelles et les archives des sociétés. Les propriétés de ces types d'archives sont résumées dans le Tableau 9.1 suivant.

TAB. 9.1 – Types d'archives climatiques pour reconstruire le climat de l'Holocène.

	Archives naturelles	Archives des sociétés
Données climatiques directes	Aucune	Descriptions narratives, mesures instrumentales
Données indirectes organiques	Cernes d'arbres, pollens...	Développement de la végétation
Données indirectes non organiques	Carottes de glace, sédiments, glaciers, coraux...	Précipitations, embâcles, gelées...

Cette section ne reviendra pas sur les archives naturelles qui ont été abordées dans le tome 1 (forages de glace, forages marins, coraux, sédiments lacustres...). L'accent est mis ci-dessous sur les archives de société, car leur étude requiert une expertise nouvelle par rapport à celles utilisées précédemment : celle des historiens.

9.3.1.1 Les archives des sociétés

La grande différence entre l'étude des climats du Quaternaire et la période des siècles derniers est l'existence de chroniques détaillées et quantitatives, faites par des témoins directs des événements climatiques. Les archives des sociétés ont principalement été exploitées par les historiens, au premier rang desquels Emmanuel Le Roy Ladurie, qui a été le pionnier de l'histoire du climat à l'échelle européenne (Le Roy Ladurie, 1967 [28]). L'étude de l'histoire du climat (ou de la climatologie historique, suivant le point de vue selon

lequel on se place) repose sur l'étude d'archives anciennes décrivant des chroniques, des mesures empiriques, ou bien les dates d'événements particuliers (Brazdil *et al.*, 2005 [7]). La part la plus importante de cette étude n'est pas nécessairement la production de bases de données exploitables par les climatologues, mais la vérification des sources et la démonstration de leur pertinence climatique.

9.3.1.2 Les indicateurs indirects

Le climat a aussi une influence sur l'évolution de la maturation de certains fruits. C'est le cas particulier de la vigne (*vitis vinifera*). En France, les dates de vendange sont consignées dans des registres paroissiaux ou municipaux depuis plusieurs siècles. Ceci fait de ces enregistrements de précieux témoins des variations de température, comme c'est expliqué dans le chapitre 16 du tome 1.

Dans le même ordre d'idées, il existe des séries de dates de moissons en France, qui remontent au Moyen Âge, de floraisons d'arbres fruitiers (par exemple la série de Kyoto au Japon, qui remonte à 800 AD). Ces indicateurs phénologiques historiques répondent notamment aux variations climatiques et ont le potentiel pour donner des informations sur les conditions de température au cours des mois précédant les récoltes. Par exemple, en faisant l'hypothèse raisonnable que les blés sont moissonnés au moment où le grain est arrivé à maturité (ou très peu de temps après), la connaissance du cycle végétatif du blé et de la date de moisson (qui a généralement lieu au début de l'été) donne une idée des températures printanières d'une région. La difficulté principale pour le climatologue est alors d'identifier l'espèce du blé cultivé à cette époque afin de faire l'estimation précise du cycle phénologique.

Les archives des sociétés contiennent essentiellement des chroniques liées aux événements climatiques ou météorologiques extrêmes (sécheresses, canicules, tempêtes, précipitations intenses...), qui ont des effets destructeurs sur l'agriculture ou les constructions. Ces archives contiennent en particulier des registres de rogations, ces processions religieuses effectuées pour demander l'aide divine (ou de saints) quand une sécheresse ou une pluie persistante menace les récoltes. Les saints invoqués sont généralement remerciés quand l'effet demandé arrive. Grâce à ces registres, il est possible d'avoir des indications sur la longueur de ces épisodes climatiques (Brazdil *et al.* 2005 [7] ; Garnier, 2009 [17])

On retrouve dans les journaux de raison d'exploitants agricoles ou de journaux bourgeois d'érudits locaux, des chroniques décrivant de manière plus ou moins précise certains événements climatiques qui ont eu une influence sur la société : jours de gel, embâcles de rivières, tempêtes... Ces informations climatiques sont obtenues à travers les dégâts causés à la société et les coûts engendrés.

Une des raisons de la dénomination « Petit Âge de glace » est liée à une avancée des glaciers alpins dans les vallées qui les hébergent à partir du

xv^e siècle. En se servant d'indicateurs datés, comme les moraines déplacées par ces avancées de glaciers, il est possible d'avoir une idée de l'évolution de leur volume au cours des siècles. Pour avoir une idée plus précise, les climatologues se servent aussi de représentations graphiques dues aux peintres, puis aux photographes. On peut donc vérifier qu'après des étendues maximales au début du xix^e siècle, la majorité des glaciers alpins sont remontés de plusieurs kilomètres en un siècle et demi, avec une accélération de ce retrait à la fin du xx^e siècle.

9.3.1.3 Les indicateurs directs

Les historiens distinguent plusieurs phases historiques pour le type d'observations directes du climat et de la météorologie depuis l'an mil. Ces phases qualifient le type, l'abondance et la qualité des informations.

Avant 1300, il s'agit de récits isolés sur des anomalies extrêmes et sur les catastrophes naturelles (Brazdil *et al.*, 2005 [7] ; *Le Roy Ladurie*, 1967 [28]). Ces récits décrivent en particulier les ravages provoqués par ces catastrophes naturelles : destructions de récoltes, de bâtiments, inondations, mortalité accrue. . . Leur étude détaillée, en croisant les sources et en les vérifiant, permet de retracer la chronologie des événements extrêmes marquants.

De 1300 à 1500, on trouve des descriptions plus ou moins continues sur le caractère des étés et des hivers (dans une certaine mesure aussi, sur celui des printemps et des automnes) contenant des indications sur les conditions de tous les jours.

De 1500 à 1800, on commence à avoir des descriptions plus ou moins régulières des conditions mensuelles ou journalières. Ces descriptions peuvent être corroborées par des registres de processions ou rogations organisées par les paroisses locales, afin de mettre un terme à des sécheresses ou des événements qui peuvent mettre en péril les récoltes (Le Roy Ladurie, 1967 [28]).

Entre 1680 à 1860, ce sont les toutes premières mesures instrumentales faites par des individus. Le baromètre est inventé par Torricelli et le thermomètre par Galilée. On assiste aux premières tentatives pour établir des réseaux météorologiques internationaux. En France, le premier réseau de relevés systématiques date du règne de Louis XVI. En 1776, Félix Vicq d'Azyr, secrétaire de l'Académie de médecine, a demandé aux médecins du royaume de noter trois fois par jour la température de l'air, ainsi qu'une synthèse des maladies traitées dans le mois. Cette initiative partait de l'idée que les variations du climat pouvaient avoir une conséquence sur la santé de la population. Ce travail a duré quelques décennies, et beaucoup de médecins en France se sont pliés à l'exercice, notant scrupuleusement températures et maladies. Malheureusement, cette directive a été interrompue, et il n'est pas possible d'avoir des données continues. De plus, les médecins de l'époque n'avaient évidemment pas de connaissance en météorologie ou en instrumentation, et leurs relevés ne sont pas tous fiables.

À partir de 1860, la météorologie se développe dans le cadre de réseaux nationaux et internationaux. Urbain Le Verrier, qui a découvert la planète Neptune par le calcul, était aussi un homme politique influent du Second Empire. Comme ses prédécesseurs astronomes de l'Observatoire de Paris, les Cassini, Maraldi et de la Hire, il s'intéressait aussi à la météorologie, et, comme politicien, à l'avantage stratégique de la prévision du temps. À la suite du désastre de Sébastopol en 1854, où la flotte alliée est détruite par une tempête, Le Verrier prétend qu'il était possible de prévoir cet événement avec un réseau d'observations météorologiques *ad hoc*. Cela marque la naissance des réseaux météorologiques centralisés via le télégraphe, qui seront longtemps sous la houlette des armées dans la plupart des pays du monde.

9.3.2 Les méthodes statistiques pour les reconstructions climatiques

Les méthodes pour obtenir les courbes de températures de la Figure 9.4 sont basées sur des régressions statistiques entre plusieurs catégories d'indicateurs climatiques. L'idée générale pour reconstruire une température hémisphérique est de partir d'un ensemble d'indicateurs (épaisseurs de cernes d'arbres, teneurs isotopiques, concentrations de pollens, dates de vendanges...) bien répartis sur l'hémisphère. On appelle ce genre d'approche « multi-proxy », car elle mélange plusieurs types d'indicateurs climatiques (qu'on appellera « proxy » par la suite).

La stratégie de ces reconstructions (Jones et Mann, 2004 [21]) repose généralement sur trois étapes et nécessite d'avoir un jeu de données de température qui couvre suffisamment bien le globe, un hémisphère ou une région bien choisie (par exemple, l'Atlantique Nord ou le Pacifique équatorial).

La première étape consiste à déterminer un petit nombre de caractéristiques statistiques générales (en espace ou en temps) des observations récentes. Les reconstructions de températures les plus connues (Mann *et al.*, 1998) utilisent des techniques de décompositions en composantes principales (von Storch et Zwiers, 2001 [40]), mais des alternatives sont possibles, suivant la répartition des *proxys* et leurs propriétés. Ainsi, le champ de température T , qui dépend du temps t et de l'espace x , peut s'écrire sous la forme :

$$T(t,x) \approx \sum_{k=1}^5 a_k(t)E_k(x).$$

Dans cette équation, les $E_k(t)$ sont les modes spatiaux de la variabilité de T , et les $a_k(t)$ sont les coefficients temporels associés (von Storch et Zwiers, 2001 [40]), généralement appelés composantes principales (PC en anglais pour *principal components*).

Ensuite, les indicateurs climatiques « *proxys* » sont comparés à l'évolution de ces caractéristiques statistiques des observations sur une période d'« apprentissage ». Cette période d'apprentissage peut être tout ou une partie du

xx^e siècle. Il y a un débat technique sur le choix de cette période d'apprentissage (Jansen *et al.*, 2007 [19]) et le nombre de composantes statistiques à utiliser, mais le résultat final n'est pas très sensible à ce choix. Pendant cette période, on effectue une régression linéaire entre les *proxys* et les caractéristiques statistiques observées. Cette régression détermine des poids aux *proxys* pour maximiser leur corrélation avec les températures. Une telle analyse permet aussi d'éliminer les *proxys* qui ont une trop faible corrélation avec le signal de température pendant la période d'apprentissage.

On utilise ensuite une période de « vérification », antérieure à la période d'apprentissage et sur laquelle on dispose de données de températures instrumentales. Cette période de vérification permet de déterminer les erreurs commises par la régression obtenue sur la période d'apprentissage. Sur cette période de vérification, on peut aussi déterminer l'erreur liée à l'omission des *proxys* dans l'estimation de la température. Ce calcul est essentiel car il est évident que plus on remonte dans le temps, moins on dispose de séries climatiques, et plus la reconstruction de températures est incertaine.

Enfin, la reconstruction des températures peut être effectuée sur le dernier millénaire. Il faut noter qu'une telle reconstruction est également spatiale. Il est important de conserver à l'esprit que ce genre de méthode repose sur des hypothèses fondamentales sur la stabilité temporelles des modes climatiques identifiés sur les données de températures pendant la période d'apprentissage, et la stabilité temporelle du lien entre les *proxys* et les températures. Ces deux types de stabilité peuvent être quantifiés sur la période de vérification, mais il est impossible d'exclure *a priori* des changements sur une période plus longue. Un autre problème de ce type de reconstruction vient de la régression statistique entre *proxys* et composantes principales sur la période d'apprentissage. Une régression étant généralement imparfaite, elle conduit inévitablement à une sous-estimation de la variance quand on s'en sert pour reconstruire le climat, ce qui peut conduire à une mauvaise estimation des variations climatiques à long terme. Il est possible de résoudre partiellement ce problème en se servant de *proxys* qui représentent des échelles de temps différentes, et sont donc sensibles aux échelles inter-annuelles jusqu'aux échelles séculaires (Jansen *et al.*, 2007 [19])

Un grand progrès dans la qualité des reconstructions climatiques passe par la compréhension du mécanisme qui lie le « *proxy* » à la variation du climat, ce qui permet de guider les étapes statistiques décrites ci-dessus par une connaissance physique. Ceci est un sujet de recherche particulièrement actif en ce moment.

Plusieurs équipes de recherche ont proposé des reconstructions de températures du dernier millénaire, en se basant sur des jeux de données *proxys* différentes (Jansen *et al.*, 2007 [19]). Ces reconstructions ont souvent des bases communes (en général, des données de cernes d'arbres) mais la répartition spatiale des *proxys* utilisés est très variable d'une reconstruction à l'autre. L'évolution des barres d'erreur de ces reconstructions présentées sur la figure 9.4

montre les divergences entre les estimations de changements de température, en particulier sur les périodes froides. On notera en particulier que la fin du XX^e siècle sort significativement des barres d'erreur des variations de température du millénaire qui l'a précédée.

9.4 Simulations du climat

Les simulations climatiques permettent de comprendre comment les différents forçages affectent le climat et de quantifier les principales rétroactions. De plus, la confrontation entre les résultats des modèles et les données permet de déterminer si les modèles sont capables de représenter un climat différent de l'actuel. Les modèles utilisés pour les simulations de l'Holocène couvrent le spectre de modèles présentés dans le chapitre 4 de ce tome, qui décrit les différentes hypothèses et la façon de concevoir une simulation. Dans le cas de l'Holocène, ce sont principalement les caractéristiques du cycle saisonnier qui ont été analysées, car les modifications de l'insolation, pilotées par la précession, modulent fortement la saisonnalité et peu la moyenne annuelle des différentes variables climatiques. Pour les derniers 2000 ans, l'accent est mis sur la compréhension du forçage lié aux fluctuations de la constante solaire et du volcanisme, et l'identification des rétroactions associées. C'est une étape majeure pour mettre en perspective les derniers siècles fortement perturbés par l'activité humaine. Une connaissance accrue de la variabilité interannuelle à séculaire est en effet requise pour pouvoir détecter le changement climatique et, le cas échéant, l'attribuer aux activités humaines.

9.4.1 Simulations de l'Holocène

9.4.1.1 Les grandes tendances

Il existe peu de simulations de l'ensemble de l'Holocène. Les simulations existantes ont été réalisées avec des modèles de complexité intermédiaire (voir chapitre 24), car il n'est pas possible de simuler dans un temps acceptable une période de 10 000 ans, avec les modèles de circulation générale, qui ont en moyenne besoin de 1 mois humain pour réaliser 100 ans de simulation sur les supercalculateurs en 2011.

Les simulations de l'ensemble de l'Holocène ont eu pour objectif principal de reproduire les grandes tendances du climat induites par les variations de paramètres orbitaux et des gaz à effet de serre. Elles n'ont en général pas considéré l'ensemble des forçages comme le volcanisme ou l'évolution de la constante solaire qui, sur l'ensemble de la période, sont mal connus. Les modèles de complexité intermédiaire utilisés tiennent compte des circulations atmosphérique et océanique de manière simplifiée, de la glace de mer et de la végétation (Crucifix *et al.*, 2002 [13]; Renssen *et al.*, 2005 [33]). Ils ont néanmoins différents niveaux de complexités. Le premier considère par exemple

l'océan et l'atmosphère sous forme de secteurs latitudinaux, alors que le second considère un modèle d'océan tri-dimensionnel, couplé à un modèle d'atmosphère simplifié. Les changements de température annuelle simulés sont très faibles, conformément à la faible amplitude du changement d'insolation. Entre 60°N et 70°N, ces études indiquent un refroidissement au cours de l'Holocène en réponse à la réduction de l'insolation d'été relativement conforme à ce qu'indiquent les observations (Fig. 9.3). L'augmentation des concentrations des gaz à effet de serre depuis l'Holocène moyen aurait, au contraire, en partie contrecarré la réduction de température d'environ 0,5 °C. Le début de l'Holocène est aussi une période où l'océan est encore perturbé par la récente déglaciation et les calottes plus étendues qu'aujourd'hui sont présentes en Amérique du Nord et au Groenland. Des simulations (Renssen *et al.*, 2005 [33]) indiquent que la présence de la calotte fennoscandienne au début de l'Holocène a pour principal effet de retarder l'optimum climatique dans l'est du Canada et au Groenland (Fig. 9.3). Ces études suggèrent également une augmentation de la variabilité au cours de l'Holocène, principalement sur le pourtour des mers nordiques, provenant de rétroactions entre la circulation atmosphérique, l'océan et la glace de mer.

Les simulations ne montrent pas de modification majeure de la circulation thermohaline de l'océan au cours de l'Holocène, sauf peut-être une légère augmentation entre 9 000 et 8 000 ans avant le présent. Il semble aussi que les conditions initiales et les variations lentes de l'océan intermédiaire et profond aient eu peu d'impact sur les caractéristiques du climat au cours de l'Holocène. Ainsi les différentes périodes sont pratiquement en équilibre avec les forçages. On peut donc considérer que les simulations d'équilibre pour une période particulière de l'Holocène permettent de cerner correctement les principales caractéristiques du climat. Ce résultat est important, car la méconnaissance des conditions océaniques à l'échelle globale au début de l'Holocène est une source d'incertitude pour les simulations numériques. Néanmoins, l'équilibre n'est pas toujours vérifié sur les 4 000 dernières années à cause d'un déphasage de 200 ans introduit entre le forçage et la réponse climatique par la réorganisation de la forêt boréale dans l'hémisphère nord (Crucifix *et al.*, 2002 [13]).

9.4.1.2 Quelques périodes de référence et l'analyse des rétroactions

Les simulations avec les modèles de complexité intermédiaire permettent de décrire les grandes tendances et les principales rétroactions ayant façonné l'Holocène pour les moyennes et hautes latitudes de l'hémisphère nord, mais ne permettent pas de discuter finement les rétroactions et les changements de variabilité. Quelques périodes, comme le début de l'Holocène (il y a 9 500 ans) et l'Holocène moyen (il y a 6 000 ans), ont fait l'objet de nombreuses études de modélisation, dans le cadre d'une démarche coordonnée entre des synthèses de données et des simulations numériques réalisées à l'aide de modèles de circulation générale (Joussaume et Taylor, 1995 [22]; Joussaume *et al.*, 1999 [23];

Kutzbach, 1988 [27]; Braconnot *et al.*, 2007a [4]). En particulier, un effort de synthèse de données existe pour l'Holocène moyen au niveau mondial (Prentice and Webb, 1998 [32]), ce qui permet, en lien avec les simulations, de mieux comprendre les mécanismes et les différentes rétroactions mis en jeu, et d'évaluer la capacité des modèles de climat utilisé pour les projections climatiques pour le prochain siècle à représenter un climat différent de l'actuel (Cane *et al.*, 2006 [8]).

9.4.1.3 Rétroactions liées à la neige, à la végétation et à la glace de mer dans les hautes latitudes

La rétroaction de la végétation et de la couverture des surfaces neigeuses et englacées est l'une des principales rétroactions ayant conditionné l'évolution de la température dans différentes régions de l'hémisphère nord au cours de l'Holocène. Lorsque la forêt est remplacée par de l'herbe, le pouvoir réfléchissant de la neige est plus marqué. Il s'ensuit une boucle positive entre l'augmentation de neige, le refroidissement et la décroissance de la forêt. Ce mécanisme a été particulièrement décrit pour l'entrée dans la dernière glaciation (de Noblet *et al.*, 1996 [14]). La réponse de l'océan conduit à un déphasage du cycle saisonnier, en raison de sa grande inertie thermique et de sa capacité à évaporer qui limite le réchauffement de surface. Ainsi, le printemps et l'automne sont plus affectés que l'été et l'hiver par les rétroactions océaniques. Ces effets se combinent à la rétroaction de la glace de mer et de la neige pour diminuer les contrastes saisonniers aux hautes latitudes et amplifier le refroidissement au cours de l'Holocène (Wohlfahrt *et al.*, 2004 [41]).

La rétroaction de la neige et de la glace de mer se fait par l'intermédiaire d'une modification de l'albédo de surface. Il est donc possible de la quantifier en termes d'énergie (W/m^2), en utilisant une approche simple de l'analyse de la sensibilité climatique (Taylor *et al.*, 2007 [38]). Ainsi on peut définir cet effet par :

$$\text{Effet albédo} = (SW_{ncs_{pal}} - SW_{ncs_{Ok}}) - SW_f$$

où $SW_f = (1 - \alpha_{Ok}) \Delta SW_i$ représente le forçage radiatif lié au changement d'insolation et SW_{ncs} représente le rayonnement solaire (*short wave* : SW) net en ciel clair (*ncs*) pour la simulation paléoclimatologie (*pal*) et la simulation de contrôle (*Ok*). Le forçage radiatif tient compte des caractéristiques du modèle considéré via l'albédo de la simulation de contrôle. En effet, bien que la même perturbation d'insolation SW_i soit appliquée à différents modèles, la différence de rayonnement solaire incident net dépend du modèle considéré en fonction des caractéristiques de surface, de la représentation des nuages... qui caractérisent l'albédo planétaire d'un modèle (Fig. 9.6).

À titre d'exemple, la Figure 9.6 montre qu'entre février et avril, le forçage radiatif estimé pour deux modèles différents varie de $-12 \text{ W}/\text{m}^2$ à $-4 \text{ W}/\text{m}^2$ entre 20°N et 50°N . Le refroidissement associé à ce déficit d'insolation permet à la neige de perdurer plus longtemps sur le continent. Cette neige introduit

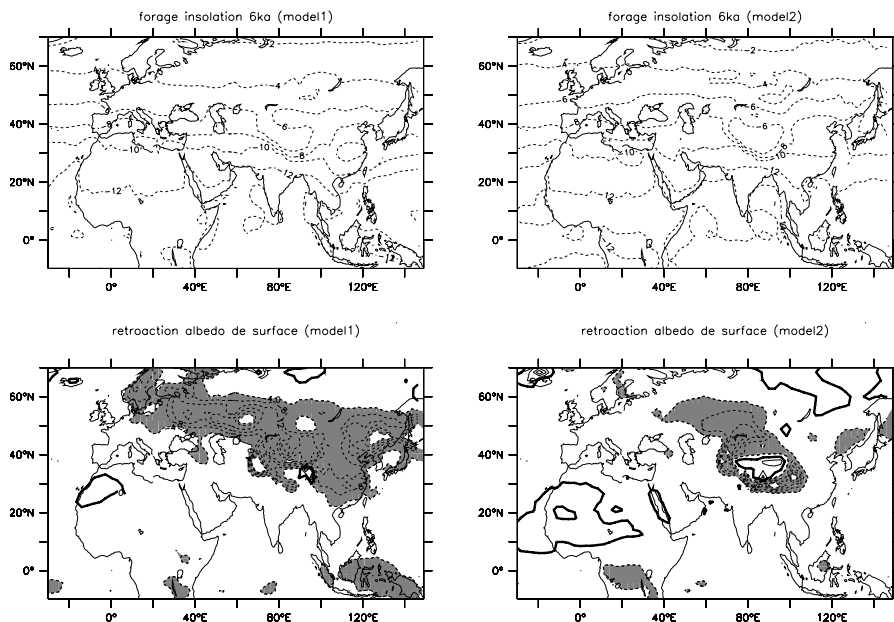


FIG. 9.6 – Forçage radiatif lié au changement de rayonnement incident au sommet de l’atmosphère, à l’Holocène moyen (W/m^2), et rétroaction liée à la surface (principalement à la modification du couvert neigeux) pour les mois de février à avril et deux modèles de climat.

une rétroaction de -4 à $-16 \text{ W}/\text{m}^2$ localement sur le continent qui renforce le déficit d’insolation et le refroidissement. Les deux simulations produisent le même type de rétroaction, mais avec des amplitudes et une localisation géographique différente. En revanche, en été, la couverture plus faible de glace de mer et de neige induit un surplus de chauffage de $5 \text{ W}/\text{m}^2$ au-delà de 30°N . À cet effet s’ajoute la rétroaction de la vapeur d’eau qui contribue pour $2,5 \text{ W}/\text{m}^2$ supplémentaires au réchauffement estival dans ces régions. Ces différentes rétroactions amplifient l’effet direct de l’insolation. La façon dont elles sont représentées dans les modèles est à l’origine des différences entre les simulations et de l’incertitude sur leur amplitude.

9.4.2 La mousson et les rétroactions de l’océan et de la végétation

L’amplification des régimes de mousson de l’hémisphère nord est la principale caractéristique du climat des régions tropicales dans la première moitié de l’Holocène. La ceinture humide s’étendant de l’Afrique à l’Inde et Asie du Sud a enregistré de fortes modifications des régimes de précipitation, en lien avec l’extension vers le nord de la zone de convergence intertropicale. Ces

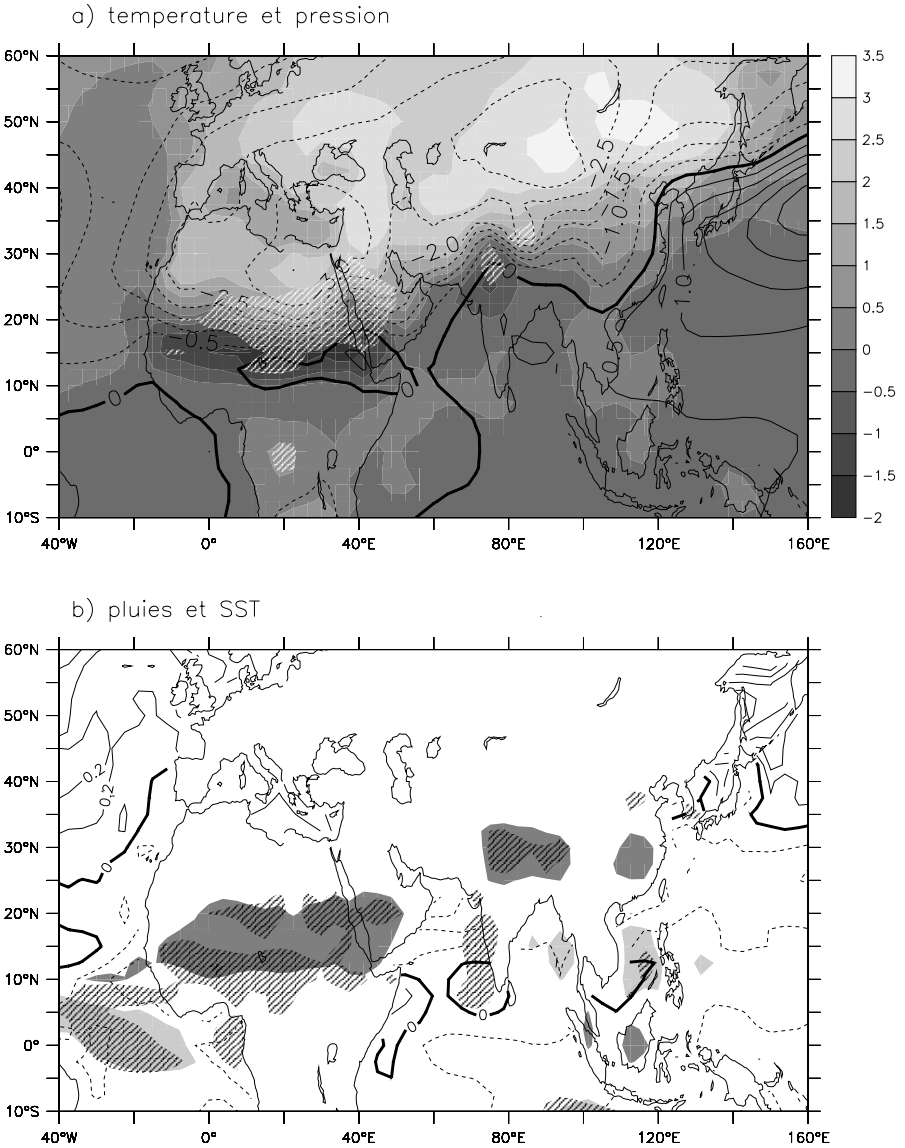


FIG. 9.7 – a) Changement de température (grisés, °C) et de pression de surface (hPa) entre l’Holocène moyen, il y a 6 000 ans, et la période actuelle, à partir de la moyenne d’ensemble des simulations du projet international PMIP. b) Comme pour a, mais pour les températures de surface de l’océan (isolignes, °C) et les précipitations (gris). Sur les figures a et b, les hachures indiquent les régions pour lesquels les résultats sont les plus variables d’un modèle à l’autre.

fluctuations sont enregistrées à la fois dans les données continentales et océaniques. Plusieurs facteurs expliquent les moussons plus fortes entre le début de l'Holocène et l'Holocène moyen. Le premier facteur est lié à l'amplification du cycle saisonnier de l'insolation dans l'hémisphère nord. La mousson est le résultat du chauffage différentiel entre les hémisphères et entre le continent et l'océan. L'insolation d'été plus importante augmente le contraste de température entre la terre et l'océan. Ce seul contraste ne permet cependant pas d'expliquer toutes les caractéristiques de la mousson. L'orographie et le chauffage en altitude du plateau tibétain constituent une source d'énergie qui contribue à la mise en place de cette brise thermique planétaire. Lors de l'établissement de la mousson, le relâchement de chaleur latente au moment de la condensation est une source additionnelle de chaleur qui renforce la convergence d'humidité dans les régions de forte activité convective.

La Figure 9.7 montre pour le climat d'il y a 6 000 ans, les changements de température, de précipitation et de circulation de grande échelle associés au renforcement de la mousson en Afrique et en Inde, en réponse à l'accroissement d'insolation de l'hémisphère nord, ainsi que les incertitudes associées aux différences entre les modèles. Le réchauffement continental en juillet-août atteint environ 2,5 à 3 °C. Ce réchauffement est associé à un creusement de la dépression thermique qui se renforce là où le réchauffement est maximal. La circulation de grande échelle se traduit par un renforcement de la convergence des vents de l'océan vers l'intérieur du continent. La convergence de grande échelle de l'humidité suit cette circulation des basses couches de l'atmosphère, ce qui explique le renforcement des précipitations en Afrique et au nord de l'Inde. Ces grandes caractéristiques sont reproduites par tous les modèles. Cependant, il existe une grande dispersion dans l'amplitude des changements simulés dans de nombreuses régions comme l'Afrique de l'Est, l'Arabie et le nord de l'Inde.

Plusieurs facteurs amplifient ou amortissent la réponse propre de l'atmosphère à l'insolation. Ils ont été décrits dans plusieurs articles de synthèse (Braconnot, 2004 [3]; Cane *et al.*, 2006 [8]), et nous en reprenons ici les grandes lignes. L'étude des rétroactions de l'océan et de la végétation s'est principalement effectuée via une méthode qui consiste à supprimer les rétroactions les unes après les autres.

9.4.2.1 Le rôle de l'océan

L'océan est un acteur principal dans la modulation de l'amplitude et de la phase du cycle saisonnier. La Figure 9.8 reprend le changement simulé de SST pour des régions clés des différents bassins océaniques tropicaux (Zhao *et al.*, 2005 [42]). Les modèles couplés capturent les principales caractéristiques de l'évolution de la SST pour le climat actuel. On peut noter cependant que des différences atteignent 0,5 °C à plus de 2 °C entre les simulations. L'amplitude et la phase du cycle saisonnier sont relativement bien reproduites pour une majorité de modèles. L'océan Indien est la région pour laquelle la dispersion

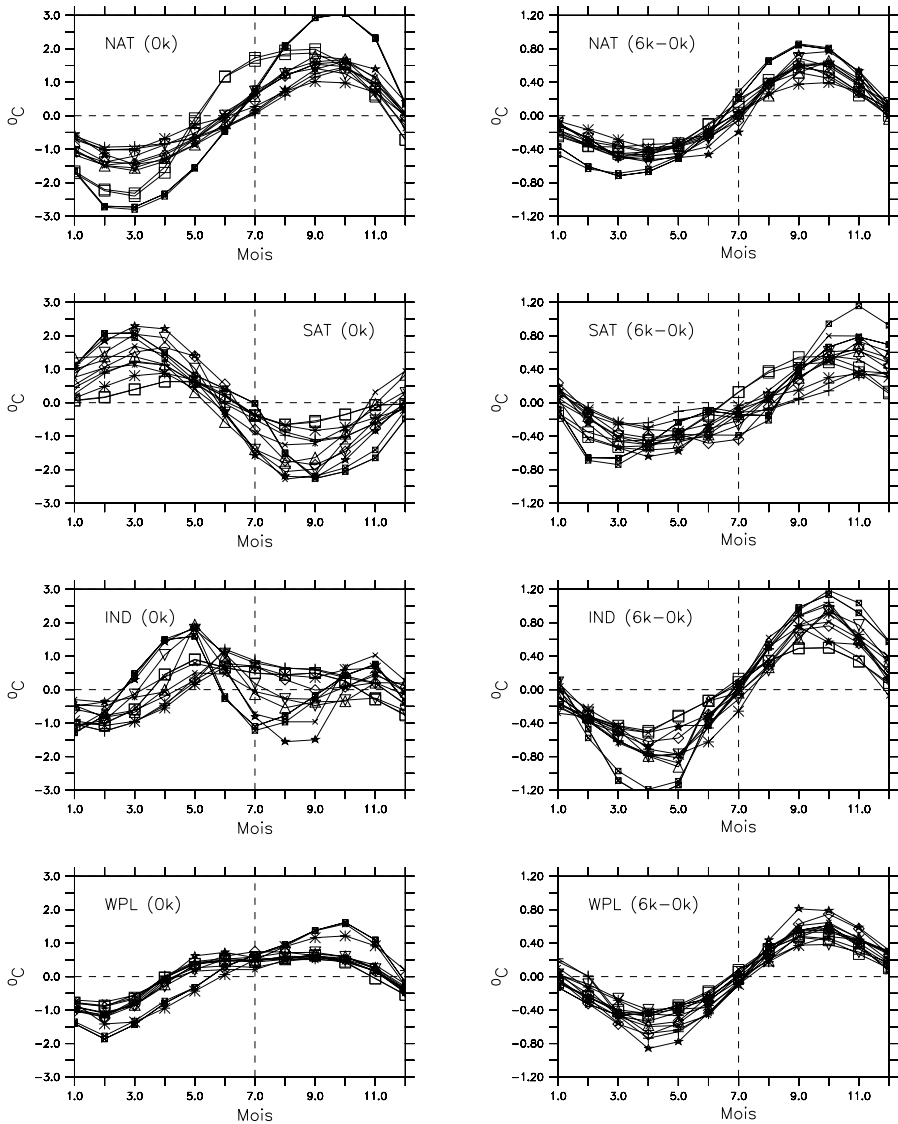


FIG. 9.8 – Température de surface simulée par différents modèles du projet PMIP pour la période actuelle (gauche) et la différence entre l’Holocène moyen et la période actuelle (droite) et quatre régions clés des océan tropicaux, NAT (60°W-20°W; 10°N-20°N), SAT (30°W-0°W; 10°S-0°S), IND (55°E-75°E; 5°N-15°N) et WPL (110°E-160°E; 0°N-20°N). Chaque courbe et sigle représente un modèle différent.

entre les résultats est la plus grande, les modèles ne capturant pas correctement le signal semi-annuel de la SST. Malgré les différences pour le climat actuel, la réponse de l'océan au changement d'insolation est très cohérente d'un modèle à l'autre. Toutes les régions tropicales sont marquées par un refroidissement dans la première partie de l'année, qui est une réponse directe au changement d'insolation. Le réchauffement se produit un à deux mois après le maximum de changement d'insolation suivant les régions considérées. Le déphasage entre les régions vient du déphasage saisonnier d'insolation entre l'hémisphère nord et l'hémisphère sud et des modifications locales de l'inertie thermique de l'océan. Bien que les principaux changements soient relativement similaires entre les modèles, la dispersion entre les résultats atteint un facteur 2. Les différences de phase sont plus larges entre les modèles en hiver qu'en été, car le changement d'insolation est plus faible et dure plus longtemps. L'océan tropical relativement froid à la fin du printemps, au moment du démarrage de la mousson, renforce le contraste entre la terre et l'océan, et favorise l'advection d'humidité sur le continent. Dans l'océan Atlantique, un dipôle se met en place de part et d'autre de 5°N, avec des températures plus chaudes au nord et plus froides au sud par rapport à la situation actuelle. Il renforce le *talweg* (zone de basse pression) situé entre 10 et 20°N, la convergence d'humidité dans cette région et le flux de mousson en Afrique de l'Ouest. Ce différentiel entre les deux hémisphères vient en premier lieu au différentiel de chauffage lié à l'insolation de part et d'autre de 5°N. Le chauffage de l'océan superficiel est renforcé au nord de 5°N par une diminution de l'évaporation liée à la diminution des vents alizés, dont une partie converge vers le continent africain au lieu de traverser l'Atlantique. De plus, le renforcement du flux de mousson induit un transport d'Ekman¹ dans les couches superficielles de l'océan qui contribue à retarder le réchauffement de la région située au sud de 5°N (Zhao *et al.*, 2005 [42]). Le système se relâche en automne quand l'insolation au travers de l'équateur est suffisante pour homogénéiser le gradient de température. En Inde et en Asie du Sud-Est, le réchauffement de l'ouest de l'océan Indien et de la « *warm pool* » favorise la convergence de la circulation de surface sur ces eaux chaudes au détriment du continent. La mousson indienne semble moins amplifiée lorsque l'océan est interactif que dans les simulations plus anciennes, réalisées avec des modèles d'atmosphère forcés par les SST actuelles.

9.4.2.2 Le rôle de la végétation

Les changements de végétation constituent un autre facteur qui affecte les caractéristiques de la mousson. Les changements de végétation modifient l'albédo de la surface et la façon dont l'eau du sol peut être exploitée. Suivant le

1. Le courant généré par le vent en surface est dévié à la droite du vent dans l'hémisphère nord sous l'effet de la force de Coriolis et s'atténue en profondeur sous l'effet du frottement sous forme d'une spirale (spirale d'Ekman). Le transport généré (transport d'Ekman) sur l'ensemble de la couche d'Ekman (environ 100 m) est perpendiculaire au vent.

type de végétation, les pertes d'eau par interception, évaporation du sol nu et transpiration se répartissent différemment. Tous les modèles de climats incorporent un modèle de surface continentale plus ou moins complexe qui permet de déterminer les échanges de chaleur et d'eau entre la surface et l'atmosphère. Les types de végétation et les caractéristiques résultantes de la surface (albédo, rugosité, résistance à l'évaporation) sont prescrits à partir de données actuelles. Les simulations de l'Holocène moyen ont tendance à sous-estimer les changements hydrologiques dans la région sahélienne (Joussaume *et al.*, 1999 [23]). La végétation étant en général fixée aux caractéristiques actuelles, alors que les données de pollen indiquent un changement de végétation (Jolly *et al.*, 1998 [20]). Le changement de végétation, négligé dans ces simulations, est un bon candidat pour expliquer ce désaccord.

Les premières simulations couplées atmosphère-végétation faisaient appel à un couplage itératif entre le climat et la végétation. Pour cela, un modèle de végétation était utilisé pour simuler une végétation en équilibre avec le climat produit par le modèle d'atmosphère et réintroduite comme condition aux limites au modèle de climat (Claussen et Gayler, 1997 [9]; de Noblet *et al.*, 1996 [14]). Le processus est réitéré jusqu'à ce que climat et végétation soient en équilibre, c'est-à-dire sans différence majeure entre deux itérations. Les nouvelles versions des modèles de surfaces continentales incluent le cycle du carbone et la dynamique de la végétation (Krinner *et al.*, 2005 [25]), ce qui permet de représenter de façon interactive les changements de végétation, en considérant à la fois les variations lentes de la végétation (remplacement d'une végétation par une autre) et les interactions de ces changements de végétation avec le climat. Il reste actuellement de nombreuses incertitudes dans la représentation de ces couplages, ce qui se traduit par des différences d'amplitude marquées sur la façon dont la végétation amplifie les précipitations dans les régions de mousson (Braconnot *et al.*, 2007b [5]). Néanmoins quelques grandes lignes paraissent robustes.

Lorsque la végétation est interactive, le rôle du recyclage local de l'eau devient plus important. La Figure 9.9 montre les contributions de l'advection et du recyclage local (évaporation) dans la région sahélienne, estimées à partir de simulations couplées océan-atmosphère-végétation. Dans ce cas, la végétation était couplée de façon asynchrone au modèle d'atmosphère. Les simulations avec végétation interactive indiquent que le désert dans la région sahélienne est remplacé par de la steppe. L'albédo est ainsi diminué dans cette région, ce qui renforce localement le réchauffement continental en début de saison de mousson, et favorise l'advection d'humidité et les précipitations. Durant la saison de mousson, la végétation est plus efficace que le sol nu pour recycler l'eau, ce qui augmente aussi les précipitations. Enfin, en fin de saison de mousson, la végétation exploite l'eau du sol, ce qui contribue à allonger la saison des pluies (Texier *et al.*, 2000 [39]). L'ensemble de ces effets expliquent pourquoi les simulations incluant une végétation interactive sont en général en meilleur accord avec les données en Afrique de l'Ouest dans la région s'étendant de 15

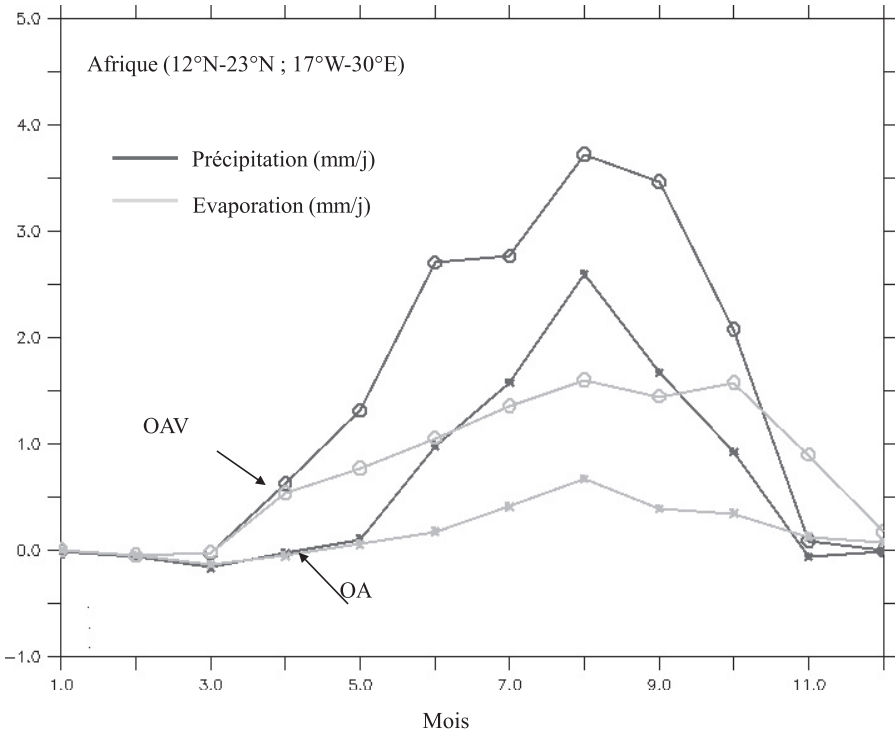


FIG. 9.9 – Évolution saisonnière du changement d'évaporation (mm/j) et de précipitation (mm/j) entre l'Holocène moyen et la période actuelle simulée par le modèle IPSL-CM1 couplé (OAV) ou non (OA) de façon asynchrone avec un modèle de végétation.

à 20°N. Il reste cependant de grandes disparités entre les résultats de différents modèles. Elles proviennent des phénomènes de petites échelles (nuages, couche limite, flux turbulents...) dont la représentation doit être améliorée dans les modèles de climat.

9.4.2.3 La végétation et la fin de la période humide en Afrique

Le rôle de la végétation et le changement de variabilités sont deux aspects qui ont aussi été évoqués pour expliquer l'aspect abrupt de la fin de la période humide en Afrique. Les premières études à l'aide d'un modèle de complexité intermédiaire (Claussen *et al.*, 1999 [10]) avaient montré une brusque aridification vers 5000 ans BP en Afrique, accompagnée d'une réduction rapide des précipitations, relativement conforme aux données (deMenocal *et al.* 2000 [15]). Une rétroaction rapide de la végétation est à l'origine de cette variation rapide, la végétation pouvant générer un équilibre multiple dans lequel un

état « Sahara vert » et un état « désert » peuvent coexister. Dans la première partie de l'Holocène, la végétation décroît graduellement en réponse à l'insolation d'été et à la réduction associée de précipitation. Lorsque le système atteint un seuil où l'état « Sahara vert » ne peut plus être maintenu, le système couplé produit brusquement un état désertique qui s'accompagne d'une chute brutale des précipitations. Ce brusque changement d'état est donc associé à une forte rétroaction positive de la végétation. (Liu *et al.*, 2007 [29]) ont une interprétation différente à partir de simulations couplées océan-atmosphère dans lesquelles la disparition rapide de la végétation ne s'accompagne pas d'une aridification brutale, ce qui sous entend qu'il n'y a pas de rétroaction positive forte induite par la végétation. Le mécanisme dans ce cas est lié à la variabilité interne des précipitations. Cette variabilité peut être considérée comme un forçage stochastique qui génère une variabilité stochastique lente de l'humidité du sol. Cette variabilité interagit avec les non linéarités du système végétal pour générer une décroissance rapide de la végétation. C'est donc la réponse non linéaire de la végétation à la forte variabilité interne qui est responsable du brusque changement d'état de la végétation lorsqu'un seuil bioclimatique est atteint. L'ensemble de ces études donne des pistes pour mieux comprendre les interactions entre les variations lentes de l'insolation, le climat et la végétation. Néanmoins il n'est pas encore possible de déterminer les raisons exactes et les mécanismes dominants dans ces régions africaines. Des progrès sont nécessaires sur la représentation des zones semi-arides ainsi que l'obtention de données hydrologiques et écologiques à haute résolution temporelle.

9.4.3 Le climat récent (derniers siècles)

Simuler les variations du climat du dernier millénaire est un des défis scientifiques de ce début de XXI^e siècle. Le premier problème est purement technologique : ces simulations demandent plusieurs mois de calculs intensifs sur les ordinateurs les plus puissants de la planète. Ceci explique que peu de simulations de modèles de circulation générale soient utilisés dans le dernier rapport du GIEC. Le second problème est la définition d'un état initial pour l'océan et l'atmosphère. On s'affranchit de ce problème en utilisant une sortie de modèle océanique avec des conditions préindustrielles, et pour laquelle on ne constate pas de dérive. L'idée derrière cette approximation est que le climat va s'ajuster de manière suffisamment rapide aux conditions de forçage pour que les conditions initiales de l'an mil ne soient pas cruciales. Le troisième problème est purement physique et consiste à définir les forçages du climat au cours du temps. À cette échelle de temps, ces forçages sont principalement :

- Les variations de l'activité solaire Le rôle de l'activité solaire n'est pas encore clairement établi. Les fluctuations de l'énergie reçue dans la troposphère sont *a priori* très faibles. Les fluctuations de l'activité solaire jouent aussi sur la chimie de la stratosphère. La modulation des réactions

avec l’ozone, notamment, peut induire un chauffage de la stratosphère et sa dilatation, et ainsi favoriser des types de circulation atmosphérique dans la troposphère (Shindell *et al.*, 2001 [36]). Les variations de l’activité solaire dans les simulations numériques du climat peuvent être prises en compte de manière purement radiative et/ou incluant ses interactions avec l’ozone stratosphérique (Shindell *et al.*, 2001 [36]). Cette option est plus compliquée à mettre en œuvre car la plupart des modèles utilisés pour cet exercice n’incluent pas la chimie stratosphérique, qui est gourmande en temps de calcul.

- Les éruptions volcaniques, en particulier les plus puissantes, qui émettent du gaz sulfureux SO_2 et des poussières jusqu’à la stratosphère. Les particules solides sont rapidement pulvérisées. Mais le gaz sulfureux se transforme en acide sulfurique qui met plusieurs mois avant d’être lessivé. L’effet des éruptions volcaniques importantes (par exemple le Pinatubo en 1991) est de refroidir la planète pendant deux à trois ans (Robock, 2000 [34]). La prise en compte du volcanisme est généralement assez frustrante dans les modèles de climat (Jansen *et al.*, 2007 [19]) et est souvent faite en diminuant la constante solaire de quelques W/m^2 pendant deux ans. Une telle représentation, si elle est économique en temps de calcul ne peut pas rendre compte de la dispersion en latitude des particules volcaniques dans la stratosphère et donc de son impact sur la circulation atmosphérique.
- Les gaz à effet de serre qui se sont ajoutés aux gaz déjà présents dans l’atmosphère. Cet effet de serre additionnel est sensible à partir du XX^{e} siècle. Il s’agit quasi exclusivement des émissions liées à l’activité humaine. Les aérosols sulfatés sont aussi liés à l’activité humaine et ont pour effet de refroidir l’atmosphère de manière locale.

Les estimations des effets radiatifs de ces forçages au cours du dernier millénaire sont illustrées dans la Figure 9.2.

Dans les détails de la circulation atmosphérique, les réponses sont très variables d’un modèle à l’autre, en particulier pour les GCM. Les modèles plus simples comme les EMICS ont en revanche des comportements similaires car les réponses atmosphériques ont peu de degrés de liberté, ce qui contraint ces modèles à se comporter de la même manière.

9.5 Caractères de la variabilité climatique

9.5.1 La circulation des extra-tropiques

L’oscillation Nord Atlantique (North Atlantic Oscillation ou NAO) est le régime climatique de la circulation atmosphérique qui domine la région de l’Atlantique Nord. Un tel régime est d’abord détecté sur des structures

d'anomalies de température autour du bassin Nord Atlantique. Une anomalie de température, dans le jargon des météorologues, est la différence entre la température observée et la température moyenne. Sir Gilbert Walker, le météorologue britannique, a remarqué une opposition des anomalies de température entre d'une part le Labrador et l'Afrique du Nord, et d'autre part l'est des États-Unis et l'Europe de l'Ouest. Ainsi, quand il fait plus chaud que d'habitude dans l'est américain (l'anomalie de température est positive), il fait en général plus froid dans le sud de la France (l'anomalie est négative).

Cette structure de température est liée à des fluctuations de la circulation atmosphérique à l'échelle des extra-tropiques de l'hémisphère nord. *A priori*, cette circulation souffle de l'ouest vers l'est entre 30°N et 70°N, et est déviée vers le nord par la force de Coriolis (due à la rotation de la Terre). L'Atlantique Nord a la particularité de posséder une zone de basse pression (dépression) autour de l'Islande et une zone de haute pression (anticyclone) autour des Açores. C'est la modulation des influences respectives de ces deux phénomènes qui est à l'origine de la NAO.

À l'échelle du bassin Nord Atlantique, l'écoulement atmosphérique (de densité ρ) est régi par un équilibre entre les forces de pression (P) et la force de Coriolis (f perpendiculaire au mouvement). C'est l'équilibre géostrophique qui est valable à grande échelle spatiale et sur quelques semaines :

$$V = \frac{1}{\rho f} \vec{k} \times \text{grad}P.$$

Dans cette équation, la vitesse de l'écoulement moyen V est liée au gradient de pression entre basses et hautes latitudes et \vec{k} est un vecteur unitaire sur la verticale. Un fort gradient non seulement dévie l'écoulement, mais l'accélère également. On peut approximer le terme de gradient de pression par une différence de pression entre deux endroits bien choisis, par exemple les Açores et l'Islande. Cette différence de pression est appelée indice de l'oscillation Nord Atlantique (ou indice NAO). L'intérêt de ces endroits est aussi de disposer de données de pression depuis 1825.

Donc, quand le gradient de pression entre Açores et Islande est prononcé (indice NAO élevé), la circulation sera plus active et va se déverser vers le nord de l'Europe. De cette manière, elle va transporter de l'humidité vers la Scandinavie, et pendant ce temps, le sud de l'Europe sera doux et sec. En revanche, si ce gradient est faible, l'écoulement atmosphérique va vers l'Europe du Sud, qui connaît des conditions climatiques humides et froides.

Au cours des années 1990, l'indice NAO a été très positif de manière persistante, ce qui s'est traduit par une élévation des températures en Europe (alors qu'on battait des records de froid au Canada). Certains ont vu dans cette persistance un lien avec le réchauffement climatique global. Cependant, une telle situation où l'indice NAO était très fort, a déjà été rencontrée au début du XX^e siècle et n'est sans doute pas exceptionnelle. De plus, l'indice a retrouvé des valeurs négatives en cette entrée dans le XXI^e siècle, alors que la France n'a jamais eu aussi chaud.

Grâce à la signature de la NAO sur les températures et les précipitations, il a été possible d'utiliser des données paléoclimatiques (cernes d'arbres ou forages glaciaires) pour étendre l'indice NAO « instrumental » au dernier millénaire. Cette astuce permet de déterminer un indice basé sur la pression atmosphérique, sans avoir accès à cette pression. Elle est basée sur des relations à grande échelle entre variables climatiques et différences de pression, que l'on peut vérifier sur la période contemporaine. Bien sûr, de telles reconstructions ne sont pas sans ambiguïté et elles peuvent diverger avant le XIX^e siècle, selon les indices utilisés, car la relation entre le gradient de pression (l'indice NAO) et une variable comme la température ou la précipitation peut changer au cours du temps.

Quand on regarde les cartes météorologiques quotidiennes, on remarque qu'il y a des jours en hiver où un anticyclone est installé sur la Scandinavie, et que ses hautes pressions empêchent les vents d'ouest de pénétrer sur la France. Ce genre de situation météorologique, qu'on appelle souvent « blocage scandinave », peut durer plusieurs semaines avec un temps généralement sec. Une autre situation météorologique peut se produire avec, cette fois, une zone de pressions anormalement hautes au milieu de l'Atlantique : c'est la « dorsale nord Atlantique ». L'air qui traverse l'Atlantique est alors dévié vers le nord de cette zone, passe par le Groenland, avant de revenir sur l'Europe et de provoquer une vague de froid. On peut ainsi dénombrer plusieurs types de temps, qui ont des durées de vie plus ou moins longues. Les types de temps les plus probables sont les deux phases de la NAO, le blocage scandinave et la dorsale Nord Atlantique. La Figure 9.10 montre les quatre régimes de temps qui dominent la circulation atmosphérique en hiver autour de l'Atlantique Nord. Ces quatre situations sont obtenues par des calculs statistiques sur des données de pression des cinquante dernières années. Les lignes de niveaux indiquent la direction générale du vent.

Comme une partie de la chaleur est transportée par l'écoulement atmosphérique, on voit que chacun de ces régimes de temps a une influence différente sur la température en Europe. Dans le cas de l'hiver en France, les épisodes froids sont plutôt liés à des régimes comme la dorsale Nord Atlantique ou la phase négative de la NAO. Et les épisodes doux sont plutôt liés à des régimes de phase positive de la NAO ou le blocage. Un changement de la répartition de ces régimes peut donc affecter les transports de chaleur, et donc avoir un impact sur la température de surface. Cet effet de changement de circulation atmosphérique peut avoir un rôle comparable à celui des forçages extérieurs (gaz à effet de serre, volcanisme et activité solaire) sur la variabilité des températures. Au cours de l'été caniculaire de 2003, il a été montré que cet épisode de températures chaudes a été en partie dû à la présence persistante d'un anticyclone sur l'Europe, et que cette persistance était liée à une anomalie de précipitation sur le Sahel, qui a asséché la colonne atmosphérique. Il est donc nécessaire de prendre en compte des changements de la répartition des régimes de la circulation atmosphérique pour interpréter le changement

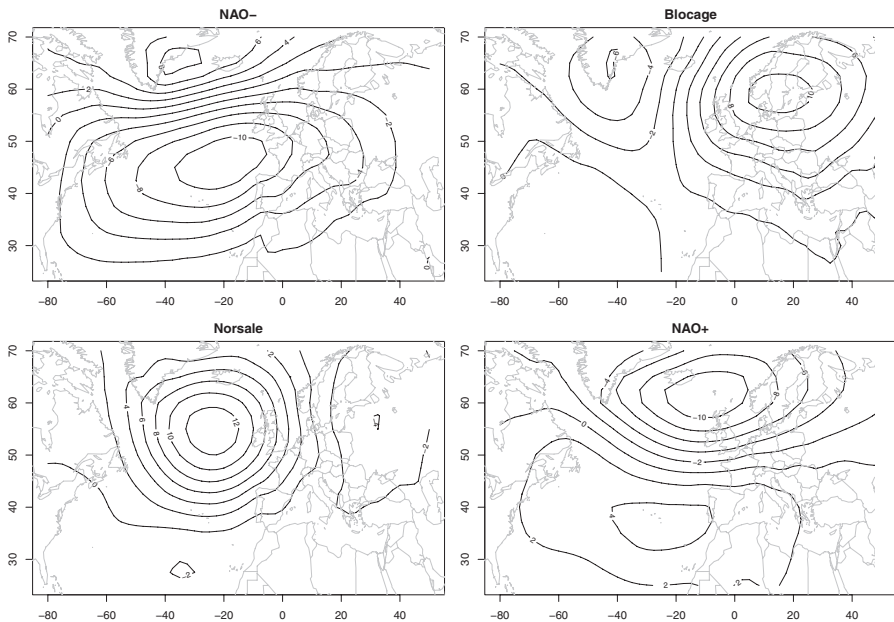


FIG. 9.10 – Quatre régimes de temps usuels autour de l’Atlantique Nord. Ces régimes sont calculés à partir de données de pression de surface entre 1948 et 2009. La direction générale du vent suit les isobares (lignes d’iso-pression), en allant de l’ouest vers l’est, et en tournant dans le sens des aiguilles d’une montre autour des zones de haute pression.

climatique. Une telle représentation permet d’interpréter les relations entre la météorologie (les fluctuations à très courtes échelles de temps, comme les régimes de temps) et la climatologie (les fluctuations séculaires du climat). Ce concept a été appliqué dans un climat très différent, tel que celui du dernier maximum glaciaire 21 000 ans avant le présent. À partir de simulations numériques du climat de cette période, Kageyama *et al.* (1999) [24] ont trouvé que la notion de régimes de temps n’était pas applicable à cette époque, et qu’il ne semblait pas y avoir de types de circulation stationnaire similaires à ceux qu’on observe de nos jours.

9.5.2 Le Pacifique équatorial (ENSO)

Les événements El Niño sont la manifestation majeure de la variabilité couplée océan-atmosphère des régions tropicales ayant comme origine l’océan Pacifique (*Philander*, 1990 [31]). Les conditions normales de l’océan Pacifique se caractérisent par la piscine d’eau chaude (*warm pool* dans le jargon des climatologues) dans la partie ouest du bassin et le développement d’une remontée d’eau équatoriale (*upwelling*) dans la partie est, sous l’influence de la

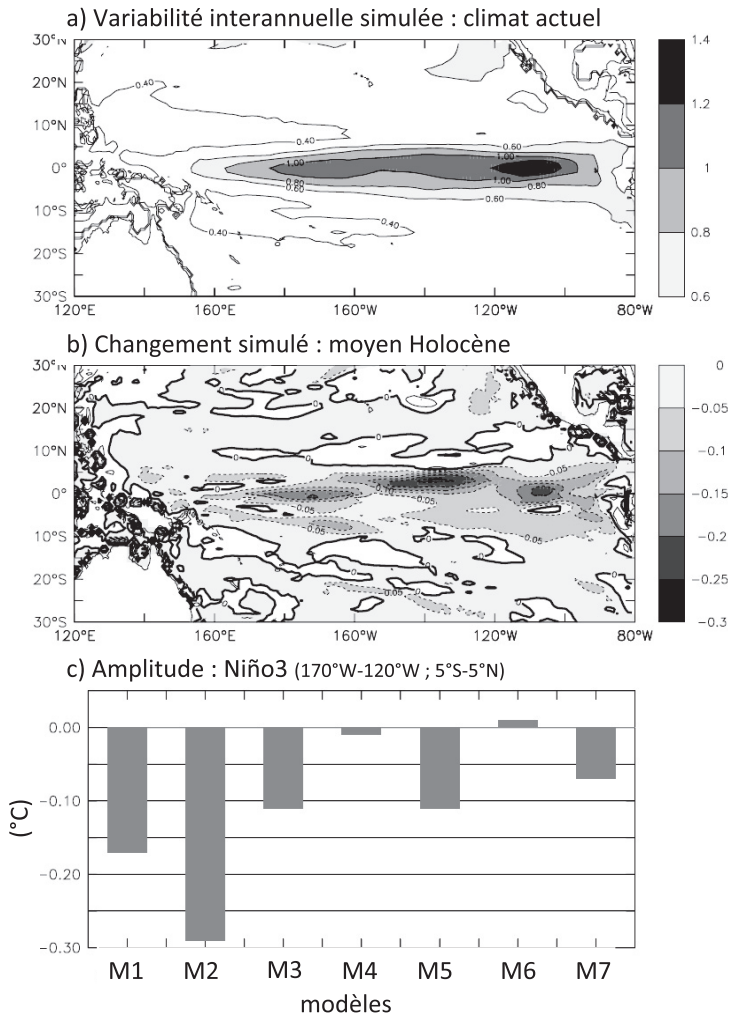


FIG. 9.11 – a) Variabilité interannuelle de la température de surface de la mer simulée pour la période actuelle. b) Changement de variabilité de la température de surface de la mer pour l’Holocène moyen. c) Changement de variabilité simulée par huit modèles de climat dans le Pacifique Est. Les figures a et b représentent la médiane des résultats des différents modèles représentés sur la figure c.

divergence de l’alizé du sud-est, et, plus proche de la côte, de la composante méridienne du vent dirigée vers le nord, le long de la côte d’Amérique du Sud, qui permet le développement d’un *upwelling* côtier. Les années El Niño se caractérisent par des eaux anormalement chaudes entre la ligne de changement de date et la côte sud-américaine, et s’accompagnent d’un affaiblissement du

gradient de température au travers du bassin Pacifique (Fig. 9.11). Ces structures océaniques sont fortement liées à l'atmosphère et à l'oscillation australe qui modulent l'intensité des alizés, la circulation tropicale à grande échelle et les précipitations. El Niño se produit tous les trois à sept ans, et alterne avec des périodes La Niña, où les conditions sont au contraire froides dans l'est du Pacifique équatorial. L'impact des événements El Niño n'est pas limité aux régions équatoriales et se propage vers les moyennes latitudes, par l'intermédiaire d'un train d'ondes atmosphériques. Néanmoins, l'intensité et la fréquence de ces événements, ainsi que les liens entre la variabilité ENSO (El Niño-oscillation australe) et l'état climatique moyen sont encore mal connus.

L'Holocène est une période intéressante pour comprendre ces différents aspects. Des variations de la fréquence et de l'intensité des événements El Niño ont été enregistrées au cours de cette période dans les coraux, les glaciers tropicaux et les sédiments lacustres. Les différentes études s'accordent pour décrire des événements El Niño moins intenses dans la première partie de l'Holocène et une mise en place du système actuel à partir d'il y a environ 5 000 ans. Bien que toutes les études de modélisation s'accordent sur cette activité réduite et à l'Holocène moyen, elles ont conduit à des conclusions légèrement différentes sur l'origine de cette intensification progressive. Toutes les études invoquent cependant le rayonnement solaire et le changement de cycle saisonnier comme la source principale des variations.

Les premières simulations ont été réalisées avec un modèle de complexité intermédiaire dédié à l'étude de ce phénomène (Clement *et al.*, 2000 [11]). Le domaine couvert par le modèle est limité à l'océan Pacifique tropical. Les différentes équations sont traitées en différence par rapport à l'état moyen. Ces simulations n'incluent donc pas explicitement les changements de cycle saisonnier induits par les changements d'insolation au cours de l'Holocène. Néanmoins, elles ont permis de mieux cerner la réponse de l'océan tropical à des changements de flux de surface. Le mécanisme de base implique une différence de comportement entre la partie ouest du bassin, où s'accumulent les eaux chaudes, et la partie est, où se développe l'*upwelling* équatorial. Durant l'été boréal, l'accroissement d'insolation réchauffe plus l'ouest du bassin que l'est, ce qui accroît le gradient de température au travers du bassin, renforce les vents d'est et, de là, l'*upwelling* équatorial et le gradient de température. Cette rétroaction s'appelle le mécanisme de Bjerknes (1969) [2].

Bien que les simulations avec des modèles de circulation générale montrent également une intensification des vents et une réduction des événements El Niño, elles ne mettent pas en évidence le couplage entre les vents et le gradient de température au travers du bassin. Les résultats de ces simulations indiquent plutôt un lien avec les changements de circulation à grande échelle. En particulier, l'intensification de la mousson asiatique favorise l'intensification des vents dans le Pacifique et la convergence vers le sud-est du continent asiatique. Ces vents contrecarrent le développement des événements El Niño (Zheng *et al.*, 2008 [44]). Ce résultat est très différent de ce que l'on obtient

pour d'autres climats, comme le climat futur ou le climat du Dernier Maximum glaciaire. Il montre la forte contrainte exercée par les modifications de la dynamique de grande échelle, qui sont prépondérantes sur les modifications des flux de chaleurs locaux, dans les régions tropicales. Pour l'Holocène moyen, cette diminution de l'intensité des événements El Niño s'accompagne aussi d'une réduction de l'impact d'El Niño sur les autres régions du globe, comme par exemple la région sahélienne (Zhao *et al.*, 2007 [43]). Il n'est cependant pas encore possible d'estimer si ces changements de téléconnexion ont eu un rôle dans les modifications environnementales en Afrique, ni d'évaluer ce résultat par rapport aux données disponibles.

Les fluctuations des événements El Niño ont aussi été rapportées pour le dernier millénaire, en particulier à partir de coraux dans le Pacifique (Bradley, 1999 [6]). Les résultats indiquent que l'ENSO avait des caractéristiques équivalentes à celles de la période actuelle vers le milieu du XVII^e siècle, avec des événements pouvant être aussi intenses que l'El Niño de 1997-1998. Dans la période s'étendant du XII^e au XIV^e siècle, les événements semblent en revanche moins intenses. Il n'est cependant pas possible d'établir un lien entre l'état moyen et les caractéristiques des événements El Niño. D'autres auteurs trouvent des liens statistiques entre l'intensité des événements El Niño et les éruptions volcaniques (Adams *et al.*, 2003 [1]. La variabilité ENSO serait diminuée les années suivant une éruption volcanique, ce qui est confirmé par les simulations de Mann *et al.*, (2005) [30], mais n'avait pas été relevé dans des études antérieures. Ces résultats plus ou moins contradictoires proviennent de la difficulté de représenter toutes les facettes des événements El Niño dans les modèles actuels. Certains biais systématiques des modèles interfèrent avec la représentation de la variabilité interannuelle. C'est le cas par exemple de la double « zone de convergence inter tropicale » (ITCZ) trop marquée dans l'est du Pacifique dans les simulations couplées océan-atmosphère, ou le fait que la structure de l'*upwelling* équatorial est trop confinée le long de l'équateur et s'étend trop loin dans la partie ouest du bassin (chapitre 8 de Solomon *et al.* (2007) [37]).

9.5.3 Les extrêmes climatiques par rapport à la moyenne

On a vu comment il était possible de reconstruire des conditions climatiques moyennes à partir d'indicateurs environnementaux ou de les simuler avec des modèles climatiques de divers niveaux de complexité. Les moyennes s'entendent aussi bien au sens de l'espace (moyennes hémisphériques, globales, ou bien sur des régions entières), que du temps (moyennes saisonnières, annuelles ou décennales). Ainsi, la plupart des indicateurs montrent que la température moyenne de la planète s'est élevée de $\sim 0,74$ °C au cours du dernier siècle. Il doit être évident que derrière cette variation moyenne se cachent des disparités régionales et temporelles importantes : tous les endroits de la planète ne se réchauffent pas au même rythme (les hautes latitudes semblent

être plus touchées que les basses), et un réchauffement progressif n'empêche pas des coups de froid locaux qui peuvent durer quelques jours. Il est même statistiquement possible de battre des records de froid locaux dans un climat qui se réchauffe globalement.

Si l'on examine les précipitations, on observe une aridification du sud de l'Europe, au cours des dernières décennies. Cela se traduit par un bilan hydrique saisonnier moyen plus faible que pendant la première partie du XX^e siècle. En revanche, on observe que les événements de précipitations extrêmes (comme les épisodes cévenols du sud de la France) peuvent devenir plus fréquents et plus intenses.

Les événements extrêmes climatiques typiques peuvent être classés dans plusieurs catégories :

- Les vagues de chaleur et de froid, c'est-à-dire quand la température dépasse certains seuils pendant une certaine durée. La définition d'une vague de chaleur diffère selon les endroits : une canicule à Paris ressemble à un été typique à Séville !
- Les précipitations intenses et les sécheresses. À l'échelle d'un mois, il faut aussi distinguer les épisodes longs de précipitations « moyennes » de ceux qui ne durent que quelques heures. Ils répondent à des situations météorologiques distinctes.
- Les tempêtes, cyclones et autres ouragans.

Ces exemples permettent d'illustrer l'utilisation des statistiques et de notions de probabilités pour décrire les phénomènes climatiques (von Storch et Zwiers, 2001 [40]). Ces notions sont particulièrement pertinentes pour décrire les interactions entre des grandeurs climatologiques habituelles (moyennes de températures ou de précipitations) et l'occurrence d'événements extrêmes ou rares. Un paradigme habituel pour décrire les températures est leur représentation par une moyenne et un écart-type. Ce sont d'ailleurs les paramètres statistiques nécessaires pour effectuer des reconstructions de températures moyennes au cours des derniers millénaires.

Faisons un instant l'hypothèse que la température peut être représentée par une gaussienne, ce qui est en fait discutable pour des données quotidiennes, mais simplifie le propos. Si on définit un événement extrême comme un dépassement de deux écart-types de la moyenne (ce qui arrive a priori $\sim 2,5$ fois sur 100), alors, à écart-type constant, il est évident que la probabilité d'atteindre une température élevée donnée croît si la température moyenne augmente.

Cette hypothèse de représentation gaussienne ne tient plus pour les précipitations quotidiennes, pour lesquelles l'écart-type est mal défini. Un des paramètres cruciaux pour décrire les précipitations est celui qui décrit la queue de la distribution, c'est-à-dire la manière dont les valeurs rares apparaissent. Ainsi une gaussienne possède une queue dite « légère », car même si les grands

événements sont possibles, ils sont exponentiellement rares. En revanche, la rareté des grandes précipitations, pour la plupart des endroits de la planète, décroît beaucoup plus lentement que pour une gaussienne. La théorie des valeurs extrêmes permet de décrire les statistiques de ces phénomènes (Coles, 2001 [12]). Armé d'une telle théorie statistique, il est possible de modéliser des comportements différents des précipitations moyennes et des précipitations extrêmes, qui ne répondent pas nécessairement de la même manière au changement climatique. Cette caractérisation statistique de la variabilité climatique permet de prévoir une évolution des probabilités d'événements intenses, ainsi que l'incertitude liée à cette prévision.

9.6 Questions ouvertes à l'aube du XXI^e siècle

9.6.1 Météo ou climat

Les variations du climat de l'Holocène, jusqu'à la période actuelle, ont été ponctuées d'événements météorologiques de très courte durée qui ont pu avoir des conséquences diverses mais souvent désastreuses sur les sociétés. On note, depuis la fin du XX^e siècle, une apparente recrudescence d'événements extrêmes sur la planète (tempêtes de 1999, moussons record, vagues de chaleur meurtrières...). En faisant l'hypothèse que cette recrudescence n'est pas liée à une meilleure transmission de l'information planétaire, la question à laquelle on doit répondre en premier lieu est de savoir si cet état a déjà été « observé » dans le passé récent (comme le dernier millénaire). Pour répondre à cette question, il est nécessaire de collecter et de mettre en perspective le maximum d'informations sur les événements extrêmes (de tous types). Cette collecte est l'objet de nombreux programmes nationaux et internationaux de recherches historiques et de reconstructions climatiques axées sur les extrêmes.

Une approche à mener en parallèle est la simulation numérique des climats à une résolution suffisante pour bien représenter les extrêmes (sur la période actuelle). Les modèles les plus sophistiqués permettent de simuler le « temps qu'il a fait » au cours des derniers siècles et donc d'examiner comment les statistiques météorologiques (régimes, extrêmes...) répondent aux forçages sur le long terme. La confrontation entre modèles et observations, dans le champ des extrêmes, devient un enjeu crucial, faisant intervenir des théories statistiques assez complexes. Cet arsenal mathématique permet d'effectuer la régionalisation du climat, dont l'objet est de prévoir des variables climatiques à très petite échelle (par exemple, la précipitation à l'échelle d'une ville ou d'un champ) à partir de la connaissance de variables à grande échelle (comme la circulation atmosphérique à l'échelle du bassin de l'Atlantique Nord).

9.6.2 Détection et attribution du changement climatique

Comprendre le rôle de l'activité humaine dans le changement climatique a été un enjeu majeur des dernières années. La mise en évidence de ce rôle ne

se cantonne pas à superposer des courbes de démographie, d'émissions de gaz à effet de serre et de température, et de remarquer leur croissance commune. La difficulté pour évaluer ce rôle est qu'il n'y a pas de Terre de « contrôle », sur laquelle on pourrait connaître le climat sans l'activité humaine.

Pour attribuer le changement climatique à un facteur (quel qu'il soit), il est nécessaire d'évaluer le rôle de tous les facteurs possibles, et de montrer que les caractéristiques du changement ne sont compatibles qu'avec un seul facteur. Cette tâche est généralement accomplie par les chercheurs en effectuant des simulations avec leurs modèles de climat, en prenant en compte tous les facteurs physiques moins un d'entre eux, puis en comparant les simulations obtenues aux observations. On cherche alors le (ou les) facteur(s) les plus cruciaux qui permettent aux simulations de ressembler aux observations. La difficulté de cette évaluation est la définition des critères statistiques pour les comparaisons et l'obtention des intervalles de confiance nécessaires.

Progresser dans cette voie nécessite d'améliorer les modèles pour pouvoir prendre en compte les nombreuses interactions intervenant dans le système climatique, ce qui demande de considérer non seulement les interactions physiques faisant intervenir les cycles de l'énergie et de l'eau, mais aussi les interactions entre le climat et les cycles biogéochimiques. En particulier, l'utilisation des sols, la déforestation, les différents types d'aérosols (naturels et anthropiques) sont en général négligés dans les simulations climatiques. L'articulation entre la météorologie et les changements climatiques moyens passe aussi par une amélioration de la résolution de modèles utilisées, qui va de pair avec une meilleure représentation des processus de petite échelle. L'ensemble de ces éléments combinés à des données à hautes résolution permettront de mieux appréhender les risques de profondes modifications de notre environnement associés au réchauffement climatique en cours.

Références bibliographiques

- [1] Adams, J., *et al.* (2003), « Proxy Evidence for an El Niño-like Response to Volcanic Forcing », *Nature*, 426(6964), pp. 274-278.
- [2] Bjerknes, J. (1969), « Atmospheric Teleconnections from Equatorial Pacific », *Mon. Wea. Rev.*, 97(3), pp. 163-&.
- [3] Braconnot, P. (2004), « Modeling the Last Glacial Maximum and Mid-Holocene », *Comptes Rendus Geoscience*, 336(7-8), pp. 711-719.
- [4] Braconnot, P. *et al.* (2007a), « Results of PMIP2 Coupled Simulations of the Mid-Holocene and Last Glacial Maximum - Part 1: Experiments and Large-Scale Features », *Climate of the Past*, 3(2), pp. 261-277.
- [5] Braconnot, P. *et al.* (2007b), « Results of PMIP2 Coupled Simulations of the Mid-Holocene and Last Glacial Maximum - Part 2: Feedbacks with Emphasis on the Location of the ITCZ and Mid- and High Latitudes heat Budget », *Climate of the Past*, 3(2), pp. 279-296.

- [6] Bradley, R. S. (1999), *Paleoclimatology: Reconstructing Climates of the Quaternary*, 2nd (Ed.), Harcourt/Academic, San Diego, 613 p.
- [7] Brazdil, R. *et al.* (2005), « Historical Climatology in Europe - The State of the Art », *Clim. Change*, 70(3), pp/ 363-430.
- [8] Cane, M. *et al.* (2006), « Progress in paleoclimate modeling », *J. Clim.*, 19(20), pp. 5 031-5 057.
- [9] Claussen, M. et Gayler, V. (1997), « The Greening of the Sahara during the Mid-Holocene: Results of an Interactive Atmosphere-Biome Model », *Global Ecology and Biogeography Letters*, 6, pp. 369-377.
- [10] Claussen, M. *et al.* (1999), « Simulation of an Abrupt Change in Saharan Vegetation in the Mid-Holocene », *Geophys. Res. Lett.*, 26(14), pp. 2 037-2040.
- [11] Clement, A. C. *et al.* (2000), « Suppression of El Nino during the Mid-Holocene by Changes in the Earth's Orbit », *Paleoceanography*, 15(6), pp. 731-737.
- [12] Coles, S. (2001), *An introduction to statistical modeling of extreme values*, Springer, London, New York, 208 p.
- [13] Crucifix, M. *et al.* (2002), « Climate Evolution during the Holocene: A Study with an Earth System Model of Intermediate Complexity », *Climate Dynamics*, 19(1), pp. 43-60.
- [14] de Noblet, N. *et al.* (1996), « Possible Role of Atmosphere-Biosphere Interactions in Triggering the Last Glaciation », *Nature*, 23(22), pp. 3 191-3194.
- [15] deMenocal, P. *et al.* (2000), « Coherent High- and Low-Latitude Climate Variability during the Holocene Warm Period », *Science*, 288(5474), pp. 2 198-2 202.
- [16] Jansen, E. *et al.* (2007), « Palaeoclimate », dans Solomon, S. *et al.* (Ed.), *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, Cambridge University Press, Cambridge.
- [17] Garnier, E. (2009), *Les Dérangements du temps: 500 ans de chaud et de froid en Europe*, Plon, Paris.
- [18] Gasse, F. (2000), « Hydrological Changes in the African Tropics since the Last Glacial Maximum », *Quaternary Science Reviews*, 19(1-5), pp. 189-211.
- [19] Jansen, E. *et al.* (2007), « Palaeoclimate », dans Solomon, S. *et al.* (Ed.), *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, Cambridge University Press, Cambridge.
- [20] Jolly, D. *et al.* (1998), « Biome Reconstruction from Pollen and Plant Macrofossil Data for Africa and the Arabian Peninsula at 0 and 6000 Years », *Journal of Biogeography*, 25(6), pp. 1 007-1 027.
- [21] Jones, P. et Mann, M. (2004), « Climate over Past Millennia », *Reviews of Geophysics*, 42(2).

- [22] Joussaume, S. et Taylor, K. E. (1995), « Status of the Paleoclimate Modeling Intercomparison Project », dans *Proceedings of the first international AMIP scientific conference, WCRP-92, Monterey, USA*, pp. 425-430.
- [23] Joussaume, S. *et al.* (1999), « Monsoon Changes for 6000 Years Ago: Results of 18 Simulations from the Paleoclimate Modeling Intercomparison Project (PMIP) », *Geophys. Res. Lett.*, 26(7), pp. 859-862.
- [24] Kageyama, M. *et al.* (1999), « Weather Regimes in Past Climate Atmospheric General Circulation Model Simulations », *Clim. Dyn.*, 15(10), pp. 773-793.
- [25] Krinner, G. *et al.* (2005), « A Dynamic Global Vegetation Model for Studies of the Coupled Atmosphere-Biosphere System », *Global Biogeochemical Cycles*, 19(1).
- [26] Kropelin, S. et Kuper, R. (2006), « Climate-Controlled Holocene Occupation in the Sahara: Motor of Africa's Evolution », *Science*, 313(5788), pp. 803-807.
- [27] Kutzbach, J. E. (1988), « Climatic Changes of the Last 18,000 Years - Observations and Model Simulations », *Science*, 241(4869), pp. 1 043-1 052.
- [28] Le Roy Ladurie, E. (1967), *Histoire du climat depuis l'an mil*, Flammarion, Paris, 381 p.
- [29] Liu, Z. *et al.* (2007), « Simulating the Transient Evolution and Abrupt Change of Northern Africa Atmosphere-Ocean-Terrestrial Ecosystem in the Holocene », *Quaternary Science Reviews*, 26(13-14), pp. 1 818-1 837.
- [30] Mann, M. *et al.* (2005), « Volcanic and Solar Forcing of the Tropical Pacific over the Past 1000 Years », *J. Clim.*, 18(3), pp. 447-456.
- [31] Philander, S. G. H. (Ed.) (1990), *El Niño, La Niña, and the Southern Oscillation*, Academic Press, San Diego, 312 p.
- [32] Prentice, I. C. et Webb, T. (1998), « BIOME 6000: Reconstructing Global Mid-Holocene Vegetation Patterns from Palaeoecological Records », *Journal of Biogeography*, 25(6), pp. 997-1 005.
- [33] Renssen, H. *et al.* (2005), « Simulating the Holocene Climate Evolution at Northern High Latitudes Using a Coupled Atmosphere-Sea Ice-Ocean-Vegetation Model », *Climate Dynamics*, 24(1), pp. 23-43.
- [34] Robock, A. (2000), « Volcanic Eruptions and Climate », *Reviews of geophysics*, 38(2), pp. 191-219.
- [35] Ruddiman, W. (2007), « The Early Anthropogenic Hypothesis: Challenges and Responses », *Reviews Of Geophysics*, 45(3).
- [36] Shindell, D. *et al.* (2001), « Solar Forcing of Regional Climate Change during the Maunder Minimum », *Science*, 294(5549), pp. 2 149-2152.
- [37] Solomon, S. *et al.* (Ed.) (2007), *Climate Change 2007: the physical science basis: contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, Cambridge University Press, Cambridge, New York, 996 p.
- [38] Taylor, K. E. *et al.* (2007), « Estimating Shortwave Radiative Forcing

- and Response in Climate Models », *Journal of Climate*, 20(11), pp. 2 530-2543.
- [39] Texier, D. *et al.* (2000), « Sensitivity of the African and Asian Monsoons to Mid-Holocene Insolation and Data-Inferred Surface Changes », *Journal of Climate*, 13(1), pp. 164-181.
- [40] von Storch, H. et Zwiers, F. W. (2001), *Statistical Analysis in Climate Research*, Cambridge University Press, Cambridge.
- [41] Wohlfahrt, J. *et al.* (2004), « Synergistic Feedbacks between Ocean and Vegetation on Mid- and High-Latitude Climates during the Mid-Holocene », *Climate Dynamics*, 22(2-3), pp. 223-238.
- [42] Zhao, Y. *et al.* (2005), « A Multi-Model Analysis of the Role of the Ocean on the African and Indian Monsoon during the Mid-Holocene », *Climate Dynamics*, 25(7-8), pp. 777-800.
- [43] Zhao, Y. *et al.* (2007), « Simulated Changes in the Relationship between Tropical Ocean Temperatures and the Western African Monsoon during the Mid-Holocene », *Climate Dynamics*, 28(5), pp. 533-551.
- [44] Zheng, W. *et al.* (2008), « ENSO at 6 Ka and 21 Ka from Ocean-Atmosphere Coupled Model Simulations », *Climate Dynamics*, 30(7-8), pp. 745-762.

Chapitre 10

Des climats du passé aux climats du futur

Sylvie CHARBIT, Laurent BOPP, Gilles RAMSTEIN, *Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement CEA, CNRS, UVSQ, IPSL CE Saclay, Orme des Merisiers, bât. 701 91191 Gif-sur-Yvette Cedex, France.*

Jean-Louis DUFRESNE, *Laboratoire de Météorologie Dynamique / IPSL Université Pierre et Marie Curie BP 99, 4 Place Jussieu 75252 Paris Cedex 05, France.*

Julien CATTIAUX, *Centre National de Recherches Météorologiques 42 avenue Gaspard Coriolis 31057 Toulouse Cedex, France.*

Ce chapitre fait la transition entre tout ce que nous avons pu apprendre des climats du passé, tant par l'analyse des archives naturelles que par les simulations numériques, et les prévisions climatiques futures. Le climat des 1 000 dernières années nous donne ce que les astrophysiciens appelleraient « le fond Compton », c'est-à-dire le « bruit de fond » de base de l'évolution naturelle récente du système climatique. C'est à partir de là que nous pouvons analyser le changement climatique en cours. À plus long terme, l'analyse des carottes de glace nous permet de retracer l'histoire du contenu en CO₂ de l'atmosphère sur 800 000 ans, et montre que la perturbation anthropique (avec aujourd'hui une teneur en CO₂ atmosphérique de 390 ppm) est tout à fait hors du cadre des variations glaciaires-interglaciaires survenues au cours du dernier million d'années. Avec ce recul, vous voici bien armés pour vous attaquer à . . . l'avenir du climat.

10.1 Observations du climat des dernières décennies : premiers indices d'un réchauffement

Les principes des lois physiques qui régissent la température à la surface de la Terre furent formulés dès la fin du XIX^e siècle par Joseph Fourier qui établit que le bilan d'énergie à la surface de notre planète est dominé par deux phénomènes : l'absorption du rayonnement solaire qui constitue la première source d'énergie, et les échanges par émission infrarouge qui contrôlent les pertes d'énergie. Il conclut ainsi que toute modification des conditions de surface peut entraîner un changement de climat et avance que « le progrès des sociétés humaines [...] peut changer notablement l'état de la surface du sol, la distribution des eaux et les grands mouvements de l'air » et que « de tels effets sont propres à faire varier, dans le cours de plusieurs siècles, le degré de chaleur moyenne ». Joseph Fourier évoque également le piégeage du rayonnement infrarouge par les gaz de l'atmosphère terrestre. C'est une première ébauche de la théorie de l'effet de serre. À partir de ces travaux fondateurs, de nombreuses études ont été menées tout au long des XIX^e et XX^e siècles. Ce n'est cependant que depuis la fin des années 1970 que l'on sait calculer précisément les échanges par rayonnement à l'aide de codes de transfert radiatif et de bases de données spectrales qui permettent de savoir comment se répartit l'énergie en fonction de la longueur d'onde.

Longtemps réfuté, ou tout au moins sous-estimé, le réchauffement planétaire devient désormais une réalité : en 2001, le bilan scientifique dressé par le Groupe intergouvernemental d'experts sur l'évolution du climat (GIEC) conclut à l'existence d'une quantité croissante d'indices témoignant d'un réchauffement de la planète et d'autres modifications du système climatique. À partir de résultats d'expériences numériques menées avec des modèles de circulation générale de l'atmosphère et de l'océan (AOGCM), le quatrième rapport du GIEC, paru en février 2007 (IPCC, 2007 [15]), établit avec une probabilité supérieure à 90 %, que le réchauffement planétaire observé au cours des dernières décennies est lié aux activités anthropiques. Tout récemment, en France, l'Académie des sciences a reconnu également l'existence du réchauffement planétaire et son lien avec la hausse du CO₂ dans l'atmosphère. Cette situation n'a pas d'analogue *stricto sensu* dans les climats passés de la Terre. Il faut remonter plusieurs millions d'années en arrière pour retrouver des climats en équilibre avec les valeurs de CO₂ actuelles. Les climats de ces périodes correspondent à une Terre chaude, avec une cryosphère réduite (pas de Groenland) et une calotte antarctique plus petite impliquant un niveau marin bien plus élevé (de 15 à 30 m).

10.1.1 Évolution des gaz à effet de serre

Nous avons vu lors des chapitres précédents, que l'effet de serre est avant tout un phénomène naturel, sans lequel la température à la surface de la Terre serait d'environ $-18\text{ }^{\circ}\text{C}$, rendant impossible la vie telle que la connaissons aujourd'hui. Les principaux gaz à effet de serre (GES) présents à l'état naturel sont la vapeur d'eau (H_2O), le dioxyde de carbone (CO_2) émis par les éruptions volcaniques et les feux de forêt, le méthane (CH_4) produit par les zones marécageuses et issu de divers processus de fermentation, l'ozone (O_3), ainsi que le protoxyde d'azote (N_2O) émis par les sols. L'industrialisation a conduit nos sociétés à des rejets massifs de ces gaz via la combustion des énergies fossiles (pétrole, gaz, charbon), la déforestation, l'agriculture et l'élevage intensif et la production d'engrais. Un habitant d'un pays industrialisé rejette en moyenne vingt tonnes de carbone par an (ou équivalent carbone) contre seulement deux tonnes dans la plupart des pays en voie de développement. Par ailleurs, les activités humaines produisent des gaz fluorés (CFC, HFC, PFC, SF_6) utilisés notamment dans les systèmes de réfrigération et de climatisation, ainsi que dans les bombes aérosols. Au total, plus d'une quarantaine de gaz ont été recensés par le GIEC. On peut estimer la contribution de chacun de ces gaz à l'accroissement de l'effet de serre, en tenant compte de la variation de leur concentration et de leur « efficacité radiative ». On obtient qu'entre 1750 et 2005, la variation de la concentration de ces gaz a augmenté l'effet de serre d'environ $2,9\text{ W/m}^2$, avec des contributions respectives de 57 % pour le CO_2 , 16 % pour le CH_4 , 5 % pour le N_2O , 11 % pour les gaz fluorés et 10 % pour l'ozone. L'effet de serre produit par les activités anthropiques est dit « effet de serre additionnel ». Depuis 1750, c'est-à-dire depuis le début de l'ère industrielle, ce phénomène a produit un déséquilibre énergétique de la Terre et a provoqué un réchauffement des basses couches de l'atmosphère. Le forçage radiatif supplémentaire introduit correspond à environ 1 % du rayonnement reçu.

L'analyse des bulles d'air emprisonnées dans la glace de la calotte antarctique a révélé qu'en l'espace de 800 000 ans, les teneurs en CO_2 n'avaient pas varié de plus de 100 ppm passant de 180 ppm en période glaciaire à 280 ppm en période interglaciaire. Pour les périodes datant d'avant 1950, l'analyse des bulles d'air constitue le seul moyen fiable de remonter à la composition chimique de l'atmosphère. Pour les périodes récentes, les premières mesures directes (*i.e. in situ*) furent obtenues en 1958 sur le site de Mauna Loa, à Hawaï (Keeling *et al.*, 1995 [16]). Ces mesures révélèrent pour la première fois que non seulement le CO_2 augmentait dans l'atmosphère, mais que cette augmentation était modulée par les variations saisonnières liées à la photosynthèse de la biosphère terrestre. Ces premières campagnes de mesures furent ensuite complétées par des campagnes couvrant d'autres sites dans les hémisphères nord et sud. Actuellement, une large palette de mesures directes et indirectes confirme que le taux de CO_2 atmosphérique a augmenté d'environ 36 % (soit 100 ppm) au cours des 250 dernières années (Fig. 10.1), c'est-à-dire depuis

le tout début de l'ère préindustrielle, passant de 275-285 ppm entre les années 1000 et 1750, jusqu'à 385 ppm en 2008. Ainsi, l'écart avec la période préindustrielle dépasse la valeur de 100 ppm. En 2008, les émissions globales de CO_2 provenant des activités humaines (combustion fossile, production de ciment, changement d'utilisation des sols), étaient supérieures de 27 % à celles de 1999. L'accroissement annuel des émissions de CO_2 est passé de 1 % par an dans les années 1990 à 3,4 % par an entre 2000 et 2008. Ce taux de croissance du CO_2 atmosphérique est dix fois plus rapide que les taux les plus élevés enregistrés dans les carottes de glace. Cette accélération s'explique principalement par la croissance rapide des pays en développement et par une baisse du rendement de l'utilisation de l'énergie fossile dans l'économie mondiale.

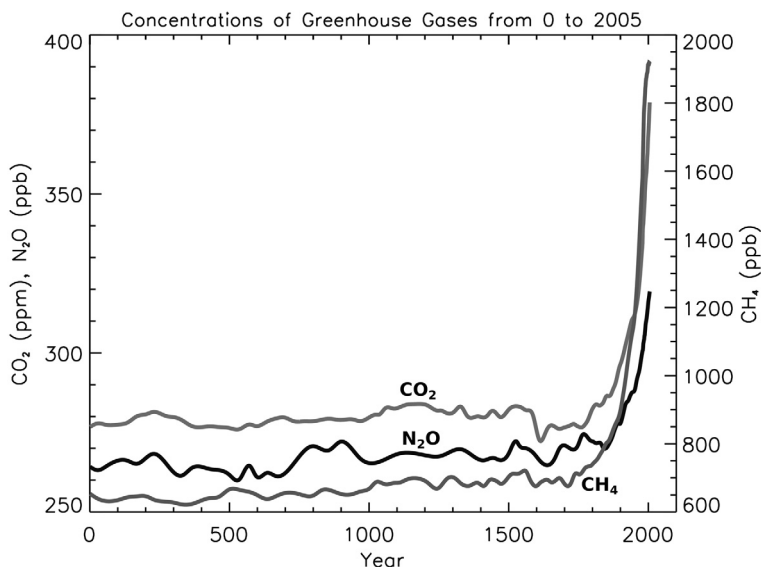


FIG. 10.1 – Variations de la composition chimique de l'air au cours des deux derniers millénaires. Les concentrations en gaz à effet de serre (dioxyde de carbone, méthane, oxyde nitreux) sont déduites de l'analyse de la composition chimique des bulles d'air piégées dans les glaces polaires et de mesures directes disponibles depuis 1950. Les concentrations sont données en ppm (CO_2) ou en ppb (CH_4 , N_2O) et indiquent le nombre de molécules du gaz à effet de serre par million (ppm) ou par milliard (ppb) de molécules d'air (source : IPCC, 2007 [15]).

Le méthane atmosphérique est le second GES. Son « efficacité radiative » est environ 38 fois supérieure à celle du CO_2 , mais il est présent dans l'atmosphère en quantité moins importante. Les enregistrements des calottes polaires révèlent que les teneurs en méthane dans l'atmosphère ont aussi varié d'environ 350 ppb (pendant les périodes glaciaires) à 700 ppb (pendant les périodes

interglaciaires). En 2005, le taux de méthane dans l'atmosphère, établi à partir d'un réseau de mesures couvrant quarante sites dans les deux hémisphères, s'élève à 1775 ppb, ces niveaux n'ayant jamais été atteints depuis au moins 800 000 ans. En l'espace de 25 ans, le CH_4 a subi une augmentation d'environ 30 %. Alors que le taux de croissance du méthane était supérieur à 1 % par an durant les années 1970 et le début des années 1980, les années 1990 et le début des années 2000 ont vu ce taux se stabiliser. Cependant, selon les résultats de l'ensemble des réseaux de mesure, la concentration atmosphérique en CH_4 a augmenté depuis 2007 pour atteindre 1 800 ppb. La véritable cause de cette augmentation est encore inconnue. Le CH_4 est émis par de nombreuses activités agricoles (élevage de ruminants, riziculture) et industrielles (combustion de la biomasse, industrie gazière et pétrolière), ainsi que par des processus naturels (zones humides, pergélisol, tourbières). Il n'existe pas de données sur les émissions annuelles de CH_4 dues aux activités industrielles, car celles-ci sont difficiles à quantifier. Lorsque le climat se réchauffe, les émissions de CH_4 liées à des processus naturels peuvent augmenter (voir section 1.6.3). C'est ce qui a été observé avec le dégel du pergélisol en Suède, mais aucune preuve à grande échelle n'est disponible pour relier clairement ce processus à l'augmentation récente du méthane. Si la hausse observée est provoquée par la réponse des réservoirs naturels au réchauffement climatique, celle-ci pourrait perdurer pendant plusieurs décennies, voire plusieurs siècles, et renforcer ainsi l'effet de serre additionnel (rétroaction positive).

Le troisième gaz à effet de serre à fort pouvoir radiatif est le protoxyde d'azote (N_2O) dont la teneur n'a cessé d'augmenter depuis le début de l'ère industrielle passant de 270 ppb à 319 ppb entre 1750 et 2005. Les principales émissions naturelles de ce gaz proviennent de l'activité microbienne des sols ou de processus océaniques. Les émissions anthropiques, quant à elles, sont essentiellement liées à l'utilisation d'engrais azotés dans l'agriculture et à la combustion fossile et l'industrie chimique.

Les halocarbures (ou hydrocarbures halogénés), responsables en particulier de la destruction de l'ozone stratosphérique, engendrent un forçage radiatif plus faible ($0,33 \text{ W/m}^2$) que les trois principaux GES (CO_2 , CH_4 et N_2O), dont la contribution totale est de $2,30 \text{ W/m}^2$. Leurs émissions sont presque exclusivement d'origine anthropique. Pour lutter contre la destruction de l'ozone stratosphérique, le Protocole de Montréal a réglementé la production des halocarbures contenant du chlore (les chlorofluorocarbonés ou CFC) et du brome. Les produits de substitution qui ont été adoptés pour remplacer les CFC, dans les procédés de réfrigération par exemple, n'altèrent pas la couche d'ozone mais restent en revanche de puissants gaz à effet de serre. Les hydrocarbures perfluorés (PFC, tels que CF_4 et C_2F_6) et l'hexafluorure de soufre ont un temps de résidence dans l'atmosphère extrêmement long et sont d'excellents absorbants du rayonnement infrarouge. Ainsi, même si ces composés sont rejetés en faible quantité, leur impact sur l'effet de serre et sur le climat est loin d'être négligeable.

Si l'ozone est également un gaz à effet de serre, il n'est pas émis directement, mais se forme à partir de réactions photochimiques faisant intervenir d'autres gaz précurseurs d'origine naturelle et anthropique. Son rôle sur le bilan radiatif dépend de l'altitude à laquelle se produisent les modifications de sa concentration, celles-ci variant spatialement. De plus, une fois formé, son temps de résidence dans l'atmosphère est très court, contrairement aux gaz à effet de serre précédemment cités. C'est pourquoi il est plus difficile d'établir précisément son rôle dans le bilan radiatif.

Outre la production de gaz à effet de serre, les activités humaines produisent également des aérosols. Ceux-ci peuvent agir sur le forçage radiatif de manière directe, en absorbant ou en réfléchissant les radiations solaires et infrarouges. Certains d'entre eux apportent une contribution négative au forçage radiatif, d'autres une contribution positive. Enfin, les aérosols peuvent agir de manière indirecte en modifiant les propriétés de réflectivité des nuages. Si l'on considère l'ensemble de tous les types d'aérosols, la contribution globale reste négative.

L'ensemble des activités anthropiques contribue néanmoins à une augmentation du forçage radiatif depuis le début de l'ère industrielle estimée à $1,66 \text{ W/m}^2$ selon le quatrième rapport du GIEC (IPCC, 2007 [15]).

Les principales composantes impliquées dans le changement climatique sont résumées sur la Figure 10.2.

10.1.2 Évolution de la température de surface

Les observations instrumentales effectuées depuis plus de 150 ans montrent une élévation globale de la température à la surface de la Terre (Fig. 10.3). Selon la synthèse présentée dans le quatrième rapport du GIEC (IPCC, 2007 [15]), celle-ci aurait augmenté en moyenne de $0,74 \pm 0,18 \text{ }^\circ\text{C}$ au cours du dernier siècle, soit une augmentation de $0,07 \pm 0,02 \text{ }^\circ\text{C}$ par décennie. Cette augmentation n'a toutefois pas été stable au cours du temps. En effet, les observations mettent en évidence deux phases de réchauffement : l'une de 1910 à 1940 environ ($0,35 \text{ }^\circ\text{C}$), l'autre, plus conséquente, depuis 1970 ($0,55 \text{ }^\circ\text{C}$), avec toutefois un léger refroidissement entre 1940 et 1970 ($0,1 \text{ }^\circ\text{C}$). Depuis 1850, c'est-à-dire sur toute la période couverte par les données instrumentales, les années 2001 à 2010 apparaissent parmi les dix années les plus chaudes, avec un record avéré pour les années 2005 et 2010.

Les valeurs mentionnées ci-dessus correspondent bien évidemment à des valeurs moyennes. Il existe, en réalité, de fortes disparités d'une région du globe à l'autre, ainsi que de fortes disparités saisonnières. De manière générale, le réchauffement est amplifié dans les régions des hautes latitudes, ce qui est essentiellement lié à l'effet d'albédo induit par la diminution de la couverture neigeuse. De plus, les continents se réchauffent beaucoup plus vite que les océans du fait de l'inertie thermique de ces derniers mais aussi du fait des changements d'évaporation. Sur la période du dernier siècle, le réchauffement

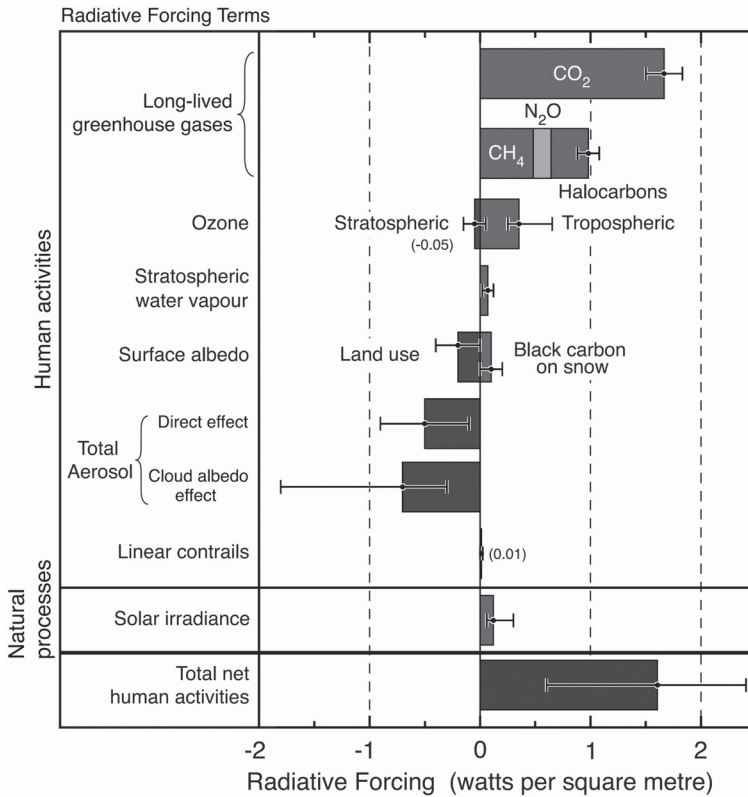


FIG. 10.2 – Principales composantes du forçage radiatif impliquées dans le changement climatique. Ces composantes proviennent à la fois des processus naturels et des activités anthropiques. Les valeurs indiquées correspondent à l'écart estimé entre 2005 et 1750. Les contributions d'origine anthropique sont responsables de la plus grande partie du forçage radiatif. Les forçages positifs induisent un réchauffement climatique, tandis que les forçages négatifs conduisent à un refroidissement. Les lignes noires associées à chaque boîte représentent les incertitudes (source : IPCC, 2007 [15]).

est particulièrement marqué en hiver et affecte la quasi-totalité de la surface de la planète, à l'exception de quelques régions faiblement étendues, comme le sud du Groenland en Atlantique Nord, certaines parties de la Bolivie et du bassin du Congo ou encore le sud-est des États-Unis. Au cours des dernières décennies (1979-2005), certaines régions se sont réchauffées, alors que d'autres ont vu leur température diminuer. En particulier, le sud-ouest de la Chine s'est refroidi depuis la seconde moitié du XX^e siècle. La plupart des autres régions pour lesquelles on observe un refroidissement sont situées à la surface des océans de l'hémisphère sud. Cette tendance semble reliée à des

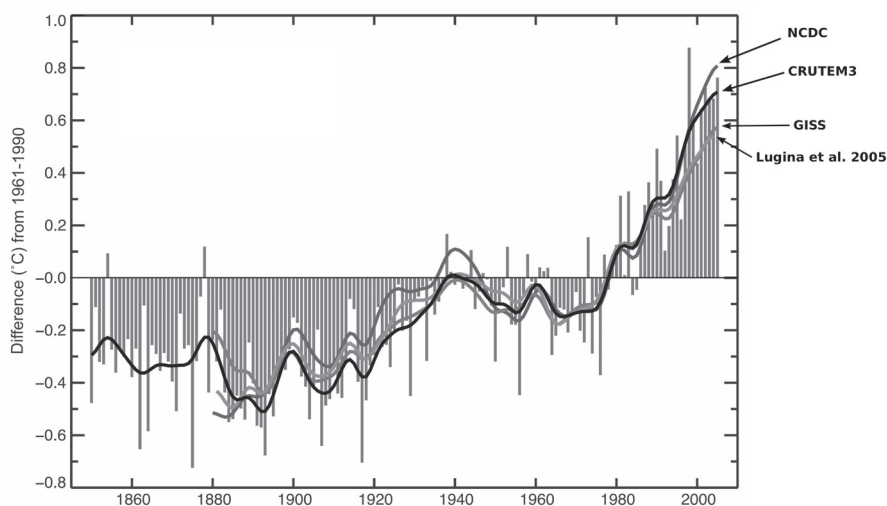


FIG. 10.3 – Anomalies annuelles de la température de surface de l'air au-dessus des continents entre 1850 et 2005 par rapport à la moyenne 1961-1990 obtenues par différentes reconstructions (source : IPCC, 2007 [15]).

changements de circulation atmosphérique et océanique. Par exemple, il est fort probable que le refroidissement observé au printemps au-dessus du Canada soit dû à un renforcement de l'oscillation nord atlantique. Les différences saisonnières répertoriées depuis 1979 sont encore plus marquées que celles du dernier siècle. À titre d'exemple, au printemps, les augmentations de température les plus fortes sont observées dans les régions continentales de l'Asie, alors que dans le nord de l'Europe et en Amérique du Nord, le réchauffement le plus important se produit préférentiellement en hiver, et en automne, pour le sud du Groenland. Mais les différences de températures moyennes d'une année à l'autre ne sont pas significatives pour évaluer les tendances climatiques à long terme. Même au cours des périodes de réchauffement marqué, certaines années sont plus froides que les précédentes, comme l'année 1998 par exemple, ou plus récemment, l'année 2008. Celle-ci a été affectée par un événement, La Niña- qui a conduit à une baisse temporaire de la température moyenne globale - et par une activité solaire plus faible. Sans le réchauffement anthropique, ces deux éléments auraient dû faire de 2008 l'une des années les plus froides depuis le début de l'ère instrumentale, alors qu'elle a été répertoriée comme la neuvième année la plus chaude. Ceci renforce le fait que la tendance à long terme au réchauffement est sans équivoque.

10.1.3 Évolution de la température dans la troposphère

Le quatrième rapport du GIEC paru en 2007 (IPCC, 2007 [15]) signalait une incertitude persistante quant aux tendances depuis 1979 de la température dans la moyenne atmosphère. En effet, la plupart des données disponibles issues des radiosondes et des mesures satellites indiquait un réchauffement plus faible dans la haute troposphère tropicale (entre 10 et 15 km d'altitude) que celui enregistré à la surface, alors que les modèles climatiques prévoient tous une amplification du réchauffement de surface dans cette zone atmosphérique. Cette différence apparente entre données et résultats numériques a été amplement reprise pour souligner l'incohérence entre données observationnelles et modèles. D'aucuns n'ont d'ailleurs pas hésité à se servir de cet exemple pour remettre en cause l'effet des activités anthropiques sur le climat, allant même jusqu'à nier le réchauffement actuel. Mais des analyses plus approfondies ont révélé que les observations sur lesquelles était basée cette controverse, étaient sujettes à caution, notamment en raison du fait que les mesures ne tenaient pas compte de la variabilité climatique interannuelle. Depuis lors, les chercheurs ont ré-analysé ces mesures avec des techniques plus rigoureuses (Allen et Sherwood, 2008 [1]). Les nouvelles estimations tirées de ces observations montrent un réchauffement supérieur à celui indiqué précédemment, et ce nouvel ensemble d'estimations, plus vaste, encadre désormais les tendances prévues par les modèles, dissipant ainsi toute préoccupation exprimée en 2007 dans le quatrième rapport du GIEC.

10.1.4 Précipitations et bilan hydrique

Si l'augmentation des températures moyennes de surface constitue l'une des manifestations les plus évidentes du changement climatique en cours, la modification des caractéristiques des précipitations apparaît comme un phénomène tout aussi important. Le terme de précipitation désigne toutes les eaux météoriques qui tombent à la surface de la Terre sous forme d'eau liquide (pluie, bruine, averses) ou solide (neige, grêle, grésil). La formation des précipitations nécessite la condensation de la vapeur d'eau autour de ce que l'on appelle des noyaux de condensation, qui permettent aux molécules d'eau de s'agréger entre elles. C'est le phénomène de coalescence. La condensation ne se produit que lorsque la quantité de vapeur d'eau par unité de volume excède une valeur seuil, appelée valeur à saturation. Celle-ci est une fonction croissante de la température. Les différents épisodes de précipitations se distinguent par leur intensité, leur durée, leur fréquence, et par le type de précipitation (stratiformes, comme celles causées par les dépressions sous nos latitudes moyennes, ou convectives à l'origine des orages, des cyclones tropicaux ou des pluies abondantes dans la zone de convergence intertropicale). Ces caractéristiques dépendent en grande partie de la température locale et de la situation météorologique (vitesse et direction des vents, pression, taux

d'humidité, évaporation). On comprend ainsi que toute modification de l'un ou l'autre de ces paramètres va affecter le cycle hydrologique dans son ensemble.

Au cours du XX^e siècle, on observe par exemple que les précipitations annuelles ont augmenté sur le bord est des continents sud- et nord-américains. À l'inverse, un important déficit de précipitations est observé au sud et à l'ouest de l'Afrique, ainsi qu'au Sahel. Dans les régions du nord-ouest de l'Inde, une augmentation d'environ 20 % par siècle a été observée pour la période 1901-2005, malgré une forte diminution entre 1979 et 2005.

L'observation des tendances des taux d'humidité relative (*i.e.* humidité de l'air / humidité à saturation) suggère que ceux-ci sont restés constants dans toute la colonne troposphérique jusqu'à la surface. Or, si la quantité de vapeur d'eau à saturation augmente et si le taux d'humidité relative reste constant, cela signifie que l'humidité absolue (et donc la quantité de vapeur d'eau) a augmenté dans l'atmosphère. Au-dessus des océans, on estime que cette augmentation est de 5 % environ sur l'ensemble du XX^e siècle. Les modèles de climat confirment ces observations empiriques : un climat plus chaud conduit à un accroissement de la teneur en vapeur d'eau dans l'atmosphère et à des épisodes de précipitations plus intenses (même si les précipitations totales sur une année complète sont réduites), et donc à une plus grande probabilité que celles-ci entraînent des inondations. Ainsi, on observe en hiver, que sur la plupart des terres émergées de l'hémisphère nord, dans les régions extratropicales, les plus fortes précipitations sont associées à des températures plus élevées. Inversement, dans les régions peu arrosées, comme le bassin méditerranéen, la hausse des températures s'accompagne d'un risque plus élevé de sécheresses.

À ces phénomènes complexes s'ajoute également le rôle de la variabilité de la circulation atmosphérique. Dans la section 2.3.2, nous reviendrons plus en détails sur les modes de variabilité atmosphérique. Cependant, nous pouvons dès à présent signaler que des fluctuations de la circulation atmosphérique au-dessus de l'Atlantique Nord ont conduit dans les années 1990 à de fortes précipitations dans le nord de l'Europe, et, au contraire, à un assèchement dans le bassin méditerranéen. Par ailleurs, la sécheresse du Sahel fortement marquée pendant plus de vingt ans (1970-1990) était liée à la fois à des changements de circulation atmosphérique et de températures océaniques de surface dans les trois bassins pacifique, indien et atlantique. Bien que cette tendance à la sécheresse soit toujours d'actualité, celle-ci est nettement moins prononcée depuis le début des années 1990.

De nombreuses incertitudes existent concernant la détermination des variables du cycle hydrologique. Celles-ci sont dues à un nombre de données insuffisantes dans certaines régions (au Canada par exemple, au Groenland et en Antarctique, dans certaines régions désertiques comme le Sahara, sur le plateau tibétain ou encore au-dessus des océans), et au fait que les mesures précises ne sont disponibles que depuis très peu de temps. De plus, il reste très difficile d'effectuer des mesures du taux de précipitation et d'en quantifier précisément les changements à l'échelle globale et à l'échelle régionale.

Les mesures *in situ* sont affectées par les conditions atmosphériques (*e.g.* effet des vents très important, notamment pour les précipitations neigeuses). Les observations spatiales, quant à elles, ne fournissent que des mesures instantanées et sont affectées par les incertitudes associées aux algorithmes de conversion des mesures radiométriques en taux de précipitation. Du fait de ces difficultés, les climatologues examinent la cohérence d'un ensemble de variables complémentaires associées au cycle hydrologique. L'une des manières de représenter les changements de précipitation au cours du dernier siècle ou des dernières décennies est de calculer l'indice de sécheresse de Palmer (ou PDSI, pour *Palmer Drought Severity Index*). Cet indice représente en fait une mesure de la sécheresse, c'est-à-dire du déficit cumulé de l'humidité du sol en surface par rapport aux conditions moyennes locales. Il est fondé sur les précipitations récentes et sur l'humidité atmosphérique (déterminée à partir des températures). De manière générale, les analyses effectuées sur le dernier siècle suggèrent une tendance à l'assèchement pour une grande partie de l'Afrique, le sud de l'Eurasie, le Canada et l'Alaska. D'autres mesures directes ou indirectes (réalisées par exemple à partir de l'estimation du débit des rivières ou des mesures de salinité dans l'océan) montrent qu'au cours du XX^e siècle, les précipitations ont généralement augmenté entre 30° N et 85° N au-dessus des terres émergées, ainsi qu'en Argentine, mais des diminutions importantes ont été observées depuis les trente ou quarante dernières années entre 10° S et 30° N.

À l'heure actuelle, le principal défi est de déterminer les variations interannuelles et les tendances des changements de précipitation au-dessus des océans. Les moyennes globales sont souvent peu représentatives et masquent de larges disparités régionales. Cependant, l'observation des sécheresses particulièrement prononcées depuis une trentaine d'années, ainsi que des épisodes de précipitations intenses dans de nombreuses régions illustrent clairement une intensification du cycle hydrologique.

10.1.5 Les événements extrêmes

Les événements extrêmes sont la vitrine d'un contexte climatique. Généralement considérés comme les valeurs dépassant les 90^e (10^e) ou 99^e (1^{er}) centiles d'une variable climatique, ils traduisent ses fluctuations les plus exceptionnelles, et s'accompagnent des impacts sociétaux et environnementaux les plus importants. Comme l'illustre le relais systématique des événements les plus spectaculaires par les médias, l'évolution des caractéristiques statistiques des extrêmes climatiques (fréquence, amplitude) est une question majeure du changement climatique actuel, notamment pour le développement de stratégies d'adaptation.

Le terme « d'extrême climatique » couvre un large spectre d'événements et d'échelles spatio-temporelles mises en jeu : des précipitations localement intenses pendant quelques heures aux années extrêmement chaudes à l'échelle

de la planète. De plus, événements rares par définition, les extrêmes n'offrent que peu de cas d'étude, et la détection d'éventuelles tendances requiert une analyse sur de longues périodes de temps. En particulier, un événement isolé, si intense soit-il, ne saura être relié au changement climatique à long terme, et *a fortiori* attribué au forçage anthropique. L'étude des événements extrêmes est ainsi souvent limitée par la disponibilité de jeux de données aux résolutions spatiale et temporelle suffisantes.

10.1.5.1 Extrêmes de température

Les événements extrêmes de température concernent généralement des régions étendues (typiquement plusieurs milliers de kilomètres), et peuvent s'accompagner d'extrêmes d'autres variables climatiques (*e.g.* sécheresse pendant un été chaud, tempêtes de neige pendant un hiver froid). Leurs impacts sur les écosystèmes ou les activités humaines sont ainsi particulièrement importants.

L'exemple récent le plus frappant est probablement la canicule européenne de l'été 2003 qui, avec une température de 2,5 °C supérieure aux normales de saison, dépassa les trois écarts types de la distribution des températures estivales européennes, et s'accompagna d'impacts socio-économiques et environnementaux dramatiques : forte mortalité, perte de production énergétique, pics de pollution urbaine, incendies, accélération de la fonte des glaciers... Cet épisode, au temps de retour estimé à plusieurs milliers d'années, a mis en évidence l'amplification des vagues de chaleur estivales par les déficits d'humidité des sols (Vautard *et al.*, 2007 [29]). L'assèchement attendu du sud de l'Europe dans le futur pourrait ainsi rendre les extrêmes chauds d'été plus intenses et plus fréquents.

Passés davantage inaperçus, l'automne 2006 et le printemps 2007 ont également battu des records chauds de température en Europe, avec des anomalies comparables en amplitude à celle de l'été 2003 (Beniston, 2007 [2]). Si l'on rajoute à cette liste l'hiver 2006/07, tous les records saisonniers chauds de température ont été battus, en Europe, depuis 2003. À l'inverse, les records de froid datent de la décennie 1950-1960. À noter que si l'hiver 2009/10 a donné l'impression d'être particulièrement froid en Europe, il était 3 °C plus doux que 1962/63 : notre sensibilité au froid a évolué, et l'hiver 2009/10 peut être considéré comme un événement extrême froid dans un climat déjà plus chaud (Cattiaux *et al.*, 2010 [5]).

Ces exemples européens illustrent un phénomène d'échelle globale : le quatrième rapport du GIEC souligne en effet que la distribution géographique des changements de fréquence et d'amplitude des extrêmes de température est cohérente avec celle du réchauffement moyen. Ce constat est néanmoins à nuancer par le fait que les changements des distributions de température sont souvent plus complexes qu'un simple décalage vers le chaud, et peuvent se traduire par un étalement, un resserrement, et/ou l'apparition d'une asymétrie. De manière générale, le réchauffement est ainsi plus marqué pour les 10 % de températures les plus froides que pour les 10 % les plus chaudes. Un

cycle diurne est également observé, avec une diminution (augmentation) de la fréquence des nuits froides (chaudes) plus marquée que celle des journées froides (chaudes).

10.1.5.2 Extrêmes de précipitation

Les changements de fréquence et d'intensité des sécheresses ou des crues, en réponse au réchauffement global, constituent également une préoccupation majeure, tant nos sociétés industrialisées apparaissent de plus en plus vulnérables aux extrêmes de précipitations. Si l'étude des sécheresses est analogue à celle des vagues de chaleur, puisqu'elles concernent des régions étendues, l'analyse des extrêmes de précipitations intenses est plus délicate, car elle nécessite des données à résolution spatio-temporelle plus fine.

Comme illustré par les crues record de l'été 2002 en Europe, les événements de précipitations intenses ont tendance à augmenter depuis 1950 dans les moyennes latitudes de l'hémisphère nord. Même dans le bassin méditerranéen, où les précipitations diminuent en moyenne, les épisodes de fortes précipitations sont plus intenses. Cette tendance à l'augmentation domine à l'échelle globale, même si les changements sont moins significatifs que ceux observés pour les extrêmes de température.

Paradoxalement, l'étendue des régions frappées par des épisodes de sécheresse a également tendance à augmenter, ce qui illustre le fait que le changement climatique ne se traduit pas seulement par des translations des distributions statistiques, mais aussi par des changements de variabilité. L'Afrique, le sud de l'Eurasie et l'Amérique du Nord sont, selon le quatrième rapport du GIEC, les régions qui ont été récemment les plus frappées par ces sécheresses, comme l'illustrent les conditions sèches ayant persisté de 1999 à 2004 sur l'ouest des États-Unis.

10.1.6 Évolution de la cryosphère

L'estimation précise de l'influence des activités humaines sur le climat reste encore limitée, car elle dépend de manière critique de notre capacité à discriminer le signal lié au forçage radiatif additionnel de la variabilité naturelle du climat. Toutefois, un faisceau d'éléments tangibles suggère qu'il existe bel et bien une influence perceptible de l'homme sur le climat. En particulier, le réchauffement global observé au cours du dernier siècle s'est accompagné d'une remontée du niveau des mers, attribuée en grande partie à l'expansion thermique des océans, mais aussi de changements notables survenus au sein de l'ensemble des composantes cryosphériques du système climatique. La cryosphère représente toute l'eau sous forme solide présente sur Terre et contient plus de 70 % du réservoir d'eau douce de la planète. Elle constitue un excellent indicateur du changement climatique. Celle-ci inclut les calottes polaires et les plates-formes de glace flottantes, les glaciers des montagnes, la neige, la glace de mer (ou banquise), mais aussi l'eau des rivières et des lacs gelée en

hiver et au printemps, ainsi que le pergélisol, c'est-à-dire le sol gelé en permanence surmonté d'une couche dite « active », plus ou moins épaisse et qui fond chaque été. L'ensemble de ces composantes entretient de nombreuses interactions avec les autres composantes du système climatique sur des échelles de temps très variées allant de la saison (neige, pergélisol, rivières, lacs, glace de mer) à une centaine de milliers d'années, pour la succession des cycles glaciaires-interglaciaires. Si la présence de la cryosphère est particulièrement importante dans les zones polaires, il existe également de nombreux glaciers dans les régions des basses et moyennes latitudes, ce qui permet d'obtenir une vision globale des relations entre changement climatique et modification de la cryosphère.

10.1.6.1 La couverture neigeuse

L'estimation de la couverture neigeuse et des propriétés physiques de la neige est d'une importance capitale tant pour des applications hydrologiques, telles que la modélisation ou la prévision du ruissellement dû à la fonte des neiges, que pour la compréhension des régimes climatiques locaux ou régionaux. Les paramètres typiques de la neige, dérivés des données radar, comprennent l'étendue de la couverture neigeuse, l'équivalent en eau de la neige et l'état de la neige (humide ou sèche).

L'étendue de la couverture neigeuse influence directement le bilan d'énergie à la surface de la Terre, mais aussi le contenu en eau du sol. La neige réfléchit entre 80 et 90 % du rayonnement solaire incident. La tendance au réchauffement diminue la couverture neigeuse, ce qui en retour, diminue la fraction d'énergie solaire réémise vers l'espace, et accroît l'absorption du rayonnement incident, augmentant ainsi le réchauffement, ce qui a pour effet d'accélérer la fonte de la neige. Ce mécanisme amplificateur est connu sous le nom d'effet « température-albédo ». Ainsi, la température de surface dépend fortement de la présence ou de l'absence de neige. Un autre aspect important de la couverture neigeuse est son rôle d'isolant thermique. En hiver, un sol couvert de neige se refroidit beaucoup moins vite qu'un sol dénudé, d'où son importance pour la vie végétale et animale. Enfin, la fonte de la neige au printemps et en été met en jeu une chaleur latente de fusion élevée, si bien que la couverture neigeuse représente un puits de chaleur important durant la période de fonte. En conséquence, la neige saisonnière produit une inertie thermique à l'intérieur du système climatique, puisqu'elle implique des échanges d'énergie importants, avec peu ou pas de variations de température.

Dans l'hémisphère nord, l'étendue de la couverture neigeuse présente d'importantes variations saisonnières avec un maximum en hiver et un minimum en été, mais avec de grandes variations interannuelles. Depuis la fin du XIX^e siècle, des observations quotidiennes des chutes de neige et de l'épaisseur de neige sont effectuées dans de nombreux pays. Néanmoins, ces mesures ne se sont réellement développées qu'après 1950, et en particulier à partir de 1966, avec les premiers satellites. L'ensemble de ces séries de données révèle que la

couverture neigeuse, c'est-à-dire la surface terrestre recouverte par la neige, a diminué au printemps et en été depuis les années 1920, avec une décroissance encore plus marquée depuis la fin des années 1970, mais pas en hiver, malgré le réchauffement hivernal. Cette tendance est liée au fait que des températures plus élevées produisent un accroissement des précipitations. Or les glaciers, comme les calottes de glace, ont leur équilibre gouverné par deux processus : l'ablation (perte) et l'accumulation (gain). Ainsi, en hiver, les températures augmentent mais il fait froid, cela procure peu d'ablation, mais par contre, il y a une augmentation des précipitations neigeuses. Dans l'hémisphère nord, entre 1967 et 1987, la moyenne annuelle des surfaces enneigées était de $24,4 \times 10^6 \text{ km}^2$. Depuis 1988, ce chiffre est tombé à $23,1 \times 10^6 \text{ km}^2$. Outre la diminution de la moyenne annuelle de la couverture neigeuse, les observations récentes montrent un décalage du maximum de l'étendue neigeuse du mois de février au mois de janvier ainsi qu'une fonte plus précoce, décalée d'environ deux semaines entre 1972 et 2000. Cette décroissance de la couverture neigeuse s'observe essentiellement dans l'hémisphère nord. Dans l'hémisphère sud, il existe très peu de données en dehors de l'Antarctique, et celles-ci sont souvent de bien moins bonne qualité que dans l'hémisphère nord.

10.1.6.2 Évolution de la banquise

La glace de mer, encore appelée banquise, est de l'eau de mer gelée. En gelant, le sel est rejeté des cristaux de glace, élevant ainsi la densité des eaux océaniques de surface. La formation de glace de mer peut donc avoir un impact direct sur l'intensité de la circulation thermo-haline. La glace de mer est une surface extrêmement réfléchissante et a donc un albédo très élevé d'environ 0,8. À l'inverse, lorsque la glace de mer fond, la surface océanique non recouverte par la glace absorbe environ 90 % du rayonnement, provoquant ainsi un réchauffement de l'océan suivi d'un accroissement supplémentaire de la température de surface. Ce phénomène constitue une rétroaction positive entre la température et l'albédo. Ainsi, la glace de mer régule les échanges de chaleur entre l'atmosphère et l'océan polaire. Elle isole les eaux océaniques relativement « chaudes » de l'atmosphère, beaucoup plus froide, sauf lorsqu'il existe des « cassures » (*leads*, en anglais) en hiver, qui permettent l'échange de chaleur et de vapeur d'eau entre atmosphère et océan, ce qui peut affecter localement la couverture nuageuse et le taux de précipitations.

L'extension, c'est-à-dire la surface océanique couverte par la glace de mer, et l'épaisseur de la glace elle-même constituent les deux indicateurs de l'état de la banquise. Typiquement, l'extension moyenne de la glace de mer arctique varie de 14 à $16 \times 10^6 \text{ km}^2$ à la fin de l'hiver (7 à $9 \times 10^6 \text{ km}^2$ à la fin de l'été) et de 17 à $20 \times 10^6 \text{ km}^2$ en Antarctique (3 à $4 \times 10^6 \text{ km}^2$ à la fin de l'été). Les premiers suivis systématiques de l'état de la banquise datent de 1972 avec le début des observations satellitaires. Pour des périodes plus anciennes, seules quelques données éparses sont disponibles. La plupart des analyses concernant

la variabilité et la tendance de la couverture de glace de mer portent sur la période post-1978. Les résultats obtenus avec différents types de satellites donnent des résultats très proches les uns des autres, et tous mettent en évidence une asymétrie entre l'Arctique et l'Antarctique, avec une nette tendance à la décroissance pour l'Arctique et une légère croissance pour l'Antarctique, cette dernière n'étant toutefois pas statistiquement significative.

Avant l'ère des satellites, les données relatives à la glace de mer sont relativement éparses et peu homogènes. Néanmoins, bien que ces données indiquent une importante variabilité régionale, toutes sont compatibles avec une plus grande extension de la glace de mer au XIX^e siècle et dans la première moitié du XX^e siècle, et une forte décroissance de celle-ci à partir de 1970. Les résultats donnés dans le quatrième rapport du GIEC concernant les anomalies de l'extension annuelle moyenne de la glace de mer Arctique par rapport à la période allant de novembre 1978 à décembre 2005 mettaient en évidence une tendance fortement négative de $-33 \pm 7 \times 10^3 \text{ km}^2/\text{an}$, soit $-2,7 \pm 0,6 \%$ par décennie. Une étude plus récente s'étendant jusqu'à l'année 2006 avance même un taux de décroissance de $-3,6 \%$ par décennie, avec une décroissance de l'extension minimum de la glace de mer estimée à $-7,4 \pm 2,4 \%$ par décennie pour la période 1979-2005. Mais le résultat le plus marquant observé depuis la parution du quatrième rapport du GIEC (IPCC, 2007 [15]) est sans doute lié au record atteint en 2007, où la superficie totale de la glace de mer a été réduite à $4,1 \times 10^6 \text{ km}^2$ à la mi-septembre. Selon l'évaluation du National Snow and Ice Data Center, la superficie de la glace de mer en septembre a diminué au rythme de $11,1 \pm 3,3 \%$ par décennie (Fig. 10.4).

En septembre 2002, la glace de mer arctique atteignait un minimum record, au moins 4 % plus faible que n'importe quel autre mois de septembre depuis 1978, et 14 % plus faible que la moyenne 1979-2000. Dans le passé, une année marquée par une très faible extension de la banquise était généralement suivie l'année d'après par un retour aux conditions normales, alors que 2002 fut suivie par deux années consécutives où la glace de mer présentait une faible extension. En 2005, les données satellites enregistraient un nouveau record minimum avec une extension de $5,32 \times 10^6 \text{ km}^2$. Enfin entre le 11 et le 16 septembre 2007, l'extension enregistrée était de $4,1 \times 10^6 \text{ km}^2$, record bien inférieur à celui du 21 septembre 2005. Si depuis 2007, les valeurs mesurées n'ont pas atteint de nouveaux records, les extensions minimales enregistrées en 2010 et 2011 ont été respectivement de $5,10 \times 10^6 \text{ km}^2$ et $4,24 \times 10^6 \text{ km}^2$. La persistance de ces minima fait craindre aux scientifiques que la décroissance de la glace de mer ne s'accélère, phénomène amplifié en particulier par la relation température-albédo.

Le principal moteur de la décroissance de la glace de mer semble être lié ces dernières années à la hausse des températures. Toutefois, la variabilité atmosphérique, et plus particulièrement l'oscillation arctique, peut également favoriser la tendance à la décroissance si l'oscillation arctique est dans un mode positif. Celui-ci a pour effet de déplacer le *jet stream* depuis les moyennes

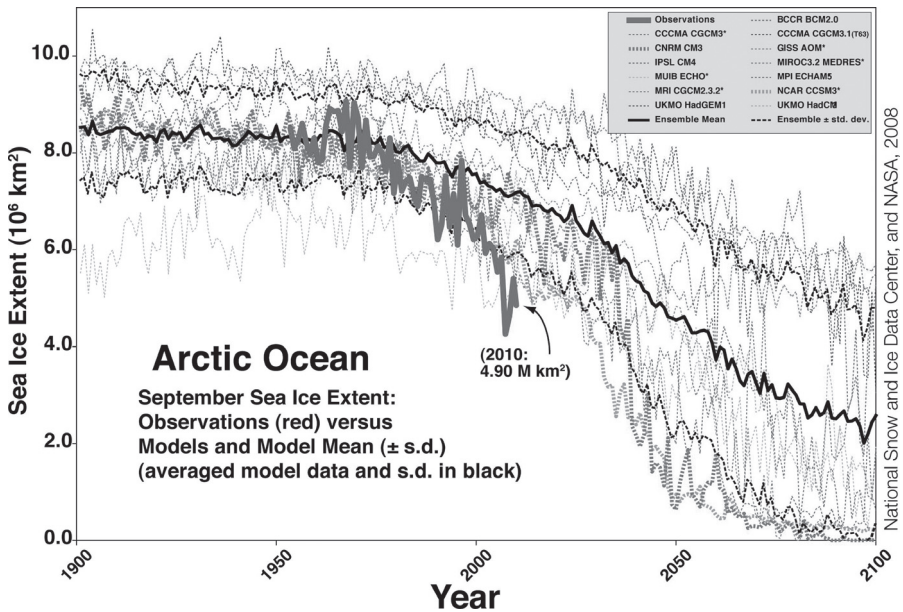


FIG. 10.4 – Superficie de la glace de mer arctique observée (courbe en gris, traits pleins) et modélisée (courbe noire en traits pleins fins) obtenue en moyennant les résultats de 13 modèles utilisés dans le quatrième rapport du GIEC. Les courbes en pointillés correspondent aux résultats de chacun des 23 modèles utilisés (mis à jour à partir de l'IPCC, 2007 [15]).

latitudes vers des latitudes plus élevées. La glace de mer, plus ancienne et plus épaisse est alors poussée en dehors de l'Arctique. Dans cette région, subsiste alors de la glace plus jeune et moins épaisse, plus encline à disparaître pendant la saison de fonte (Rigor et Wallace, 2004 [28]). Alors que l'oscillation arctique avait pénétré dans un mode très positif entre 1989 et 1995 ayant pour effet de diminuer l'extension de la banquise, un mode neutre prévaut depuis le milieu des années 1990. Ainsi, le principal moteur de la décroissance semble être lié ces dernières années à l'accroissement de la température. Cependant, l'épaisseur de la banquise arctique continue de décroître. À la fin du mois de février 2009, moins de 10 % de la glace de mer datait de plus de deux ans, alors que les valeurs historiques sont plutôt de l'ordre de 30 %. Ainsi, on peut craindre dans les années à venir une amplification de la décroissance de la surface occupée par la banquise si l'oscillation arctique se retrouve à nouveau dans un mode positif.

À l'inverse, en Antarctique, les changements de superficie sont plus ténus, avec une augmentation de 1 % par décennie entre 1979 et 2006 (Cavaliere et Parkinson, 2008 [6]). Toutefois, de grands changements régionaux se sont produits dans la répartition de la glace de mer antarctique : les zones des

mers de Weddell et de Ross, par exemple, connaissent un accroissement de l'extension lié au changement de circulation atmosphérique à grande échelle, tandis qu'en Antarctique de l'Ouest, la surface océanique couverte par la glace de mer diminue de manière considérable, de façon cohérente avec le réchauffement observé dans cette région.

10.1.6.3 Le pergélisol

Le pergélisol est défini comme un sol qui reste gelé en permanence pendant au moins deux années consécutives. Il est surmonté d'une couche dite « couche active » qui dégèle chaque été, et dont l'épaisseur peut varier de quelques centimètres à quelques mètres, selon l'altitude et la latitude. Là où il est présent depuis plusieurs cycles glaciaires-interglaciaires, le pergélisol peut atteindre plusieurs centaines de mètres, et même dépasser 1 000 m d'épaisseur en certains endroits de la Sibérie. Actuellement, le pergélisol occupe $22,8 \times 10^6$ km² de l'hémisphère nord, soit environ 24 % des terres émergées. Le pergélisol se trouve essentiellement dans les régions situées entre 60 et 68° N, mais peut s'étendre jusque vers 84° N au Groenland et 26° N, au sud, en Himalaya.

La présence du pergélisol dépend de la température du sol, elle-même contrôlée par le bilan d'énergie en surface. Ce bilan d'énergie, lui, dépend de la couverture neigeuse, du couvert végétal, de l'hydrologie de surface et de subsurface, et des échanges de carbone entre le sol et l'atmosphère. Ainsi, la formation ou la dégradation du pergélisol est fortement influencée par le climat, et c'est pourquoi il est étudié en tant qu'indicateur du changement climatique par un réseau mondial de chercheurs qui s'appuient sur des mesures de températures effectuées dans des trous de forage et sur un suivi satellitaire.

Une étude menée sur 17 stations de mesures en Sibérie confirme que l'épaisseur de la couche active a tendance à augmenter dans les bassins de l'Ob, du Léniçseï et du fleuve Lena (0,32 m entre 1956 et 1990 pour ce dernier). Dans le nord de l'Alaska, les mesures effectuées à partir des trous de forage révèlent une augmentation 2 à 4 °C des températures à 20 mètres de profondeur au cours du XX^e siècle. Au niveau des forêts, des affaissements de terrain se développent, le dégel modifie les conditions hydrologiques, et peut induire, par exemple, une destruction des racines des arbres, provoquant ainsi des changements drastiques au sein des écosystèmes, mais aussi l'effondrement des maisons implantées sur un sol qui devient plus meuble.

Lorsque le pergélisol fond et que la couche active s'épaissit, une plus grande quantité de matière organique est susceptible de se décomposer par l'intermédiaire de bactéries qui produisent soit du méthane, soit du carbone. Dans les deux cas, l'action des bactéries renforce les émissions de gaz à effet de serre et favorise ainsi le réchauffement climatique. Toutefois, l'amplitude de cette rétroaction liée au dégel est une grande inconnue. La quantité totale de carbone stockée dans le pergélisol a été estimée à 1 672 Gt, dont 277 Gt se trouvent dans les tourbières. Cela représente environ deux fois la quantité de carbone présente dans l'atmosphère. Les observations directes fournissent des preuves

solides de l'accélération des émissions de carbone en association avec le réchauffement climatique, en provenance d'une tourbière située dans le nord de la Suède. Nous ne savons toujours pas avec certitude si la hausse de la concentration en méthane atmosphérique observée depuis quelques années, après une dizaine d'années de relative stabilité, est liée ou non au réchauffement en surface des hautes latitudes boréales. Une autre réaction d'amplification observée aux hautes latitudes nord implique la transformation microbienne en oxyde nitreux de l'azote piégé dans les sols, qui pourrait s'amplifier avec la hausse des températures et amplifier ainsi le réchauffement climatique.

10.1.6.4 Les glaciers

Un glacier est une masse de glace qui se forme par l'accumulation successive des couches de neige année après année. Au fil des ans, sous la pression de sa propre masse, la neige se durcit et devient granuleuse (névé), puis se transforme en glace et expulse l'air qu'elle contient. Sous l'action de la gravité, la glace s'écoule suivant la ligne de pente, venant ainsi alimenter les parties inférieures du glacier. Un glacier est perpétuellement en mouvement et transporte de la masse depuis les altitudes élevées vers les altitudes plus basses. Pendant l'hiver, le glacier grossit grâce à la neige qui s'accumule à sa surface. Au cours de l'été suivant, le glacier perd tout ou partie de la masse qu'il a gagnée pendant l'hiver. La différence entre l'accumulation et l'ablation détermine le bilan de masse du glacier et correspond à sa variation de volume. Un bilan global positif entraîne un grossissement du glacier. Inversement, un bilan négatif provoque une perte de volume qui peut s'accompagner d'une remontée du front glaciaire.

Le recul des glaciers dans les régions montagneuses constitue l'un des exemples les plus visibles du changement climatique. Une compilation des observations effectuée par le World Glacier Monitoring Service montre que le recul est un phénomène quasiment global, avec quelques contre-exemples isolés (mais que l'on explique aussi dans le cadre du réchauffement global par une augmentation des précipitations neigeuses), comme les glaciers de l'ouest de la Norvège. En compilant les données de 169 glaciers obtenues depuis 1700, Oerlemans (2005) [23] montre que le recul des fronts glaciaires a débuté au XIX^e siècle, et s'est fortement accéléré à partir de 1850, pour perdurer tout au long du XX^e siècle.

Des analyses régionales ont montré qu'en Europe, la valeur moyenne du bilan de masse cumulé sur l'ensemble des glaciers était proche de zéro, avec de fortes pertes de masse pour les glaciers des Alpes compensées jusque vers l'année 2000, par une avance des glaciers situés à l'ouest de la Norvège, liée à une forte augmentation des précipitations en réponse à une phase positive de l'oscillation nord-atlantique. À partir de l'année 2000 les glaciers norvégiens ont commencé à reculer en réponse à une diminution des précipitations. Les bilans de masse les plus négatifs se produisent pour les glaciers de la Patagonie, le nord-ouest des États-Unis et le sud-ouest du Canada, avec des récessions

particulièrement rapides en Patagonie et en Alaska depuis le milieu des années 1990, dues non seulement à l'accroissement des températures, mais aussi très probablement à une augmentation de la fusion basale : la température au niveau du socle s'élève et de la glace fond également à la base du glacier (*i.e.* en contact avec le socle rocheux).

Dans les Alpes, les glaciers diminuent depuis le milieu du XIX^e siècle. En Suisse, ils ne représentent actuellement que 60 % de la surface qu'ils occupaient en 1850. En réponse aux températures caniculaires, une perte de masse exceptionnelle s'est produite en 2003, correspondant à 2 500 kg/m²/an pour neuf glaciers étudiés. Cette valeur a dépassé le précédent record enregistré en 1996 (1 600 kg/m²/an), et est quatre fois plus important que la moyenne mesurée entre 1980 et 2001 (600 kg/m²/an).

En Afrique, les surfaces glaciaires au sommet du Kilimandjaro ne correspondent plus qu'à 20 % de celles présentes au début du XX^e siècle. En Patagonie, les « champs de glace » ont perdu entre 3 et 13 km³ de glace par an depuis les années 1970. Le recul des glaciers du Népal et de l'Himalaya semble s'accélérer depuis une vingtaine d'années, et au Tibet, le nombre de glaciers en récession s'est récemment multiplié.

Le quatrième rapport du GIEC évaluait qu'au début du XXI^e siècle, la contribution des glaciers et des petites calottes polaires à la hausse du niveau marin serait d'environ 0,8 mm/an (IPCC, 2007 [15]). Depuis, de nouvelles estimations réalisées à partir de nouvelles données indiquent une contribution de ces glaciers à la remontée du niveau des mers légèrement supérieure à celle du quatrième rapport du GIEC (Chen *et al.*, 2006 [9]; Berthier *et al.*, 2007 [3]). Par ailleurs, elles couvrent une période plus longue, allant de 1850 à 2006. Ces nouvelles estimations montrent que la perte de masse des glaciers et des petites calottes glaciaires a considérablement augmenté depuis le début des années 1990, et contribue actuellement à 1,2 mm/an à la hausse du niveau marin global.

10.1.6.5 Les calottes polaires

Les calottes polaires sont d'énormes masses de glace dont la formation, comme celle des glaciers, provient d'une accumulation continue de la neige due à une fonte insuffisante, et qui se transforme progressivement en glace sous l'effet de la compaction. Le siège de cette transformation se situe dans une zone de transition d'une centaine de mètres environ que l'on nomme névé tout comme pour les glaciers. Les calottes polaires actuelles sont situées au niveau des hautes latitudes, l'une près du pôle Nord, le Groenland, l'autre centrée sur le pôle Sud, l'Antarctique. La surface du Groenland est d'environ $1,8 \times 10^6$ km². Au centre, l'épaisseur de glace dépasse 3 000 m. Le volume de glace du Groenland ($\sim 2,7 \times 10^6$ km³) représente environ 10 % des réserves d'eau douce de la planète. L'Antarctique est composée de deux calottes quasi distinctes, à l'est et à l'ouest, séparées par la chaîne des montagnes Transantarctiques. Son volume avoisine 30×10^6 km³ et sa surface, recouverte à près de 98 %

par la glace, est d'environ 14×10^6 km². Une grande partie de la calotte occidentale repose sous le niveau de la mer. La calotte s'étend localement sur la mer pour former des plates-formes flottantes, situées principalement dans les échancrures de la côte, comme dans les mers de Weddell ou de Ross. À l'inverse, l'Antarctique de l'Est, plus étendue, repose en grande partie sur le socle rocheux. Elle forme un plateau dont la surface dépasse 10×10^6 km² recouvert d'une importante couche de glace dont l'épaisseur peut atteindre, au centre, plus de 4 000 m.

L'évolution de la partie d'une calotte posée sur le socle rocheux est conditionnée par son bilan de masse en surface et par son écoulement dû à la déformation de la glace elle-même. Lorsque la température est suffisamment élevée, la glace fond en surface. C'est le phénomène d'ablation. Le bilan de masse en surface est déterminé par la différence entre l'accumulation et l'ablation. Par ailleurs, sous l'effet de son propre poids, la glace s'écoule par déformation plastique le long de la ligne de plus grande pente, ainsi que par glissement sur le lit rocheux lorsque la température locale est proche du point de fusion : c'est ce que l'on appelle le glissement basal. En effet, comme la glace est un matériau isolant, un gradient de température s'installe entre la surface, plus froide, et la base plus chaude. De plus, en modifiant la viscosité de la glace, la température de la glace influe sur les vitesses d'écoulement depuis la surface jusqu'à la base de la calotte. Ainsi, les processus mis en jeu dans la déformation de la glace ne sont pas les mêmes à la surface et à la base d'une calotte.

Dans le cas de la calotte antarctique, la température de surface reste généralement suffisamment faible pour que l'ablation soit négligeable. La glace s'évacue alors dans l'océan ou alimente les plates-formes flottantes par l'intermédiaire des fleuves de glace, caractérisés par un fort écoulement (*i.e.* faible frottement basal). Ces fleuves prennent leur source très en amont, et on estime qu'ils contribuent à l'évacuation de près de 90 % de la glace posée en amont depuis le centre de la calotte vers les bords. Le régime d'écoulement à travers les plates-formes glaciaires est très différent de celui de la glace posée. En effet, alors que la glace posée est caractérisée par un régime de cisaillement dans le plan vertical, les contraintes prédominantes appliquées aux plateaux glaciaires sont les cisaillements horizontaux et les forces de pression exercées par la mer. La déstabilisation de ces plateaux glaciaires est due à la variation du niveau des mers, mais aussi à la fusion basale sous ces mêmes plateaux. Celle-ci est donc liée aux températures océaniques sous les plates-formes glaciaires et à l'énergie dépensée par les courants océaniques. La dislocation de ces plateaux glaciaires conduit à la formation d'icebergs. Par ailleurs, comme ils jouent le rôle d'arc-boutant pour la glace posée en amont, leur déstabilisation peut conduire à une déstabilisation d'une grande partie de la calotte. Comme cela s'est produit avec la dislocation récente du Larsen-B.

Il existe différentes méthodes pour mesurer la quantité de glace stockée sur une calotte :

- a) **La mesure des flux entrants** (accumulation neigeuse) **et sortants** (ablation, décharges à l'océan). L'accumulation de neige est souvent estimée à partir des couches annuelles des carottes de glace et interpolées entre les sites des différents forages. Par ailleurs, l'utilisation de modèles atmosphériques à haute résolution est de plus en plus fréquente. Les décharges de glace vers l'océan sont estimées à partir de mesures sismiques ou radar de l'épaisseur de glace et des mesures des vitesses d'écoulement. L'ablation est généralement déterminée à partir des modèles de glace forcés par les ré-analyses atmosphériques, la climatologie ou des climats issus de modèles globaux sont étalonnés par rapport aux observations de surface. La perte de masse sous les plateaux glaciaires reste, quant à elle, très difficile à quantifier. De manière générale, l'estimation des flux entrants et sortants reste difficile à évaluer à mieux que 5 %, ce qui implique des incertitudes de 40 et 140 Gt/an pour le Groenland et l'Antarctique respectivement, sur l'estimation du bilan de masse.
- b) **Les techniques de télédétection.** Celles-ci regroupent les mesures altimétriques effectuées à partir d'ondes radar, l'interférométrie et la gravimétrie. L'interférométrie renseigne sur les vitesses d'écoulement. Les mesures altimétriques apportent des informations sur les variations spatio-temporelles de la topographie, qui permettent de remonter aux variations de volume de la calotte, après corrections de l'altitude du socle rocheux, et des variations de hauteur et de densité du névé. Par ailleurs, ces mesures sont fortement dépendantes de la nature du terrain (surface plane, en pente ou présentant des ondulations) et des conditions de surface de la neige (densité, viscosité. . .) et peuvent, dans certains cas poser des problèmes d'interprétation. Enfin, les mesures satellitaires du champ de gravité permettent pour la première fois d'accéder aux changements de masse de la calotte. Mais il persiste, là encore, des incertitudes significatives, notamment sur l'origine du changement de masse mesuré, car celui-ci peut provenir de la calotte, de la colonne d'air, de l'évolution du socle rocheux sous-glaciaire ou encore des masses présentes à proximité de la calotte (*i.e.* masse de l'océan, masse d'eau et de neige contenue sur les continents adjacents). Ces différents effets sont évalués, puis corrigés, mais il existe une incertitude importante, principalement pour la correction d'altitude du socle rocheux de l'Antarctique. D'autres sources d'incertitudes attachées aux mesures satellitaires proviennent du fait que celles-ci n'offrent pas une couverture complète des calottes. Par ailleurs, au Groenland par exemple, les techniques de télédétection peuvent, lors d'épisodes pluvieux, sous-estimer l'étendue de la surface sensible à l'ablation ou l'augmentation des précipitations en certaines régions de la calotte.

La plupart des études menées récemment sur les variations du bilan de masse du Groenland s'accordent sur un épaissement de la glace au centre de la calotte et un amincissement dans les zones côtières, dont la tendance s'accélère depuis quelques années (Fig. 10.5a). Néanmoins, les mesures fournies par les différentes techniques divergent d'un point de vue quantitatif avec des écarts qui parfois peuvent être supérieurs à la valeur de la mesure elle-même. Toutefois, dans le cadre du quatrième rapport du GIEC paru en 2007, un gros effort de compilation a été effectué, malgré des difficultés liées au fait que ces études ne portent pas toujours sur la même période. Ainsi, pour la période 1961-2003, le bilan de masse de la calotte groenlandaise serait compris entre $+25$ et -60 Gt/an, et entre -50 et -100 Gt/an entre 1993 et 2003. Depuis 2002, des taux de décroissance encore plus élevés ont été fournis notamment par le satellite GRACE : ceux-ci sont estimés à -230 ± 33 Gt/an pour la période couvrant avril 2002 à février 2007 (Velicogna, 2009 [31]). Plus précisément, en 2002-2003, le taux de décroissance était de -137 Gt/an contre -286 Gt/an en 2007-2009, soit une accélération de -30 ± 11 Gt/an².

Dans le cas de l'Antarctique (Fig. 10.5b), les différentes mesures divergent encore, mais toutes s'accordent pour conclure à une perte de masse de l'Antarctique de l'Ouest, depuis ces quinze dernières années. Les mesures altimétriques révèlent une diminution du bilan de masse comprise entre -40 et -50 Gt/an au cours de la dernière décennie, tandis que les mesures gravimétriques suggèrent une perte de masse plus importante sur 2002-2005, allant de -107 ± 23 Gt/an (Ramillien *et al.* 2006 [27]) à -136 ± 73 Gt/an (Velicogna et Wahr, 2006 [30]) et même -43 ± 73 Gt/an pour la période 2002-2009 (Velicogna, 2009 [31]). En revanche, le cas de l'Antarctique de l'Est est plus incertain. Les mesures altimétriques suggèrent qu'entre les années 1990 et le début des années 2000, cette partie de la calotte aurait grossi entre 17 ± 11 Gt/an et 45 ± 7 Gt/an. Cependant, pour la période plus récente, 2002-2005, aucun consensus ne ressort des mesures gravimétriques effectuées grâce au satellite GRACE. Les mesures de Velicogna et Wahr (2006) [30] suggèrent que le bilan de masse est à peu près cohérent avec une calotte à l'équilibre, malgré une grande incertitude (0 ± 51 Gt/an), tandis que Ramillien *et al.* (2006) [27] indiquent un taux de croissance de 67 ± 28 Gt/an.

Néanmoins, si l'on considère l'ensemble de la calotte antarctique ainsi que le Groenland, il semble que les pertes de masse se soient accélérées ces dernières années. Cette tendance est corrélée à une augmentation de l'ablation en surface liée à l'augmentation des températures, mais aussi à une accélération de l'écoulement. Ce dernier phénomène est encore mal compris et pourrait être simplement lié à la dynamique interne des glaciers ; une seconde hypothèse est la lubrification du substrat sous-glaciaire, provoquée par l'eau de fonte produite en surface et qui percole jusqu'à la base de la calotte. Un autre phénomène concerne la dislocation des plates-formes glaciaires de l'Antarctique de l'Ouest, comme celle du Larsen en 2002, qui semble être liée au réchauffement de l'océan, et donc à la perturbation anthropique. Néanmoins,

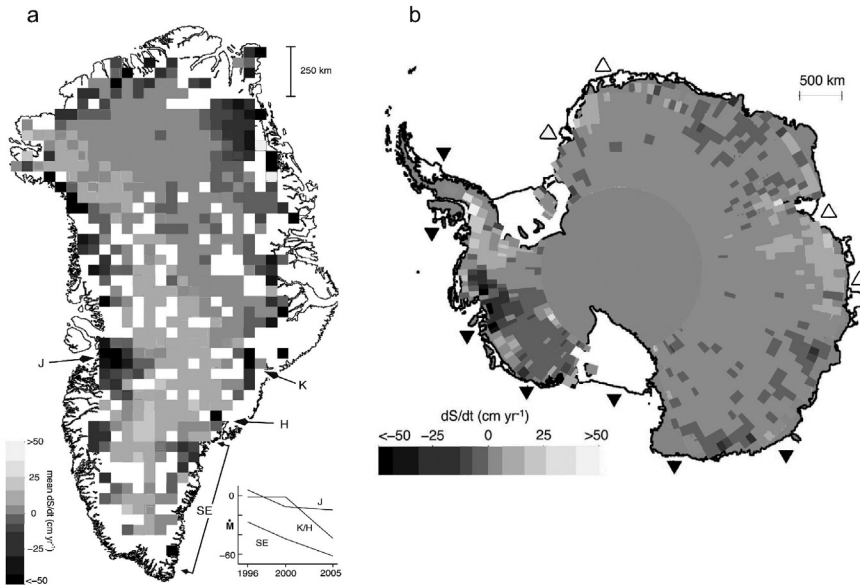


FIG. 10.5 – a) Vitesses des variations d'altitude (dS/dt) obtenues à partir des mesures altimétriques pour plus de 16 000 sites répartis sur la calotte groenlandaise, pour lesquels les données de l'année 2005 obtenues avec la mission ICESat recouvrent les régions survolées en 1998/99. Les endroits où l'amincissement est particulièrement rapide (glaciers Jakobshavn (J), Kangerdlugssuaq (K) et Helheim(H) et le long de la côte sud-est (SE)) correspondent à des régions de fort écoulement. b) Vitesses des variations d'altitude obtenues à partir du satellite ERS entre 1992 et 2003. Les triangles blancs indiquent les endroits où les plates-formes glaciaires grossissent de plus de 30 cm/an. Les triangles noirs indiquent, au contraire, un amincissement du même ordre de grandeur. Source : IPCC, 2007 [15].

du fait des nombreuses incertitudes associées à l'ensemble de ces phénomènes, ainsi que de la forte variabilité interannuelle, il est nécessaire d'acquérir un plus grand nombre de mesures sur de plus longues échelles de temps, afin de confirmer ou d'infirmer ces tendances.

Les études de modélisation relatives à la calotte groenlandaise (Fettweis *et al.*, 2008 [13]), confirment les tendances observées, à savoir une augmentation de la surface de la zone d'ablation et donc de la fonte. En revanche, des différences existent entre les différents modèles sur le rythme même de cette fonte. Concernant l'inlandsis antarctique, les modèles confirment une tendance à l'épaississement au centre de la calotte (Krinner *et al.*, 2007 [18]). Toutefois, il est nécessaire de signaler (mais nous y reviendrons dans la section 4) que ces études sont basées soit sur des modèles de climat, soit sur des modèles de calottes polaires forcées par des modèles simples de climat ou par des scé-

narios climatiques. Or, pour aller plus loin dans la modélisation du bilan de masse des calottes polaires, il est nécessaire de représenter les interactions entre climat et calottes polaires, et donc de recourir à des modèles couplés climat-calottes. D'autre part, les modèles de calottes eux-mêmes nécessitent une meilleure représentation de l'écoulement rapide de la glace, impliqué notamment dans les changements de bilan de masse de l'Antarctique de l'Ouest. Ces améliorations et ces nouvelles implémentations constituent l'un des enjeux majeurs de la modélisation.

10.1.7 Évolution du niveau marin

Les variations du niveau de la mer résultent à la fois des variations de volume des océans et des bassins océaniques, et des variations de la masse d'eau contenue dans les océans. Selon les échelles de temps considérées, ces variations ont des origines différentes. Aux échelles de temps géologiques, les changements de forme des bassins océaniques et la distribution continents-océans sont les principaux facteurs qui peuvent affecter le niveau des mers. À l'échelle d'un cycle glaciaire-interglaciaire, les variations du niveau de la mer sont liées essentiellement aux variations du volume de la glace continentale et à l'ajustement isostatique qui provient des mouvements verticaux de la croûte terrestre en réponse aux variations de la masse de glace continentale. Suite à la dernière déglaciation initiée il y a 21 000 ans environ, le niveau de la mer est remonté de 120 m, puis s'est stabilisé à partir de 6 000 ans BP. Les données géologiques indiquent que le niveau de la mer n'a pas varié de plus de 30 cm depuis cette époque jusque vers la fin du XIX^e siècle.

Sur des échelles de temps allant de quelques années à quelques décennies, les variations du niveau moyen des océans résultent de deux facteurs, reliés essentiellement au changement climatique :

- a) les variations du volume des océans produites par les variations de température de la mer : lorsque la température augmente, le volume d'eau croît. C'est le phénomène de dilatation thermique qui est très bien connu et quantifié ;
- b) les variations de la masse d'eau contenue dans les océans résultant principalement des échanges avec les réservoirs continentaux, comme les rivières, les lacs et les mers intérieures, le manteau neigeux, l'eau des sols, mais aussi les glaciers des montagnes et les calottes polaires.

D'autres facteurs comme la circulation océanique ou la pression atmosphérique peuvent induire des variations locales, sans pour autant modifier le niveau moyen global des océans.

Par ailleurs, certaines interventions humaines ont pour conséquence de modifier l'hydrologie régionale en modifiant le ruissellement des eaux douces retournant à l'océan, et donc le niveau de la mer. C'est le cas de la construction des barrages, de l'irrigation, de l'urbanisation, de l'extraction d'eau dans

les aquifères et de la déforestation. Certains de ces processus ont pour effet d'augmenter le ruissellement (urbanisation, déforestation); d'autres comme les barrages et l'irrigation, contribuent à la séquestration d'eau douce sur les continents. L'ensemble de ces processus provoque des variations régionales du niveau de la mer. Mais des estimations récentes suggèrent que la séquestration d'eau douce est à peu près contrebalancée par l'augmentation du ruissellement, d'où un bilan quasiment nul à l'échelle globale.

Les mesures des variations actuelles du niveau de la mer reposent sur deux techniques différentes : les marégraphes, dont l'installation a débuté au XIX^e siècle, et les données altimétriques issues des observations satellitaires depuis 1992.

L'inconvénient des marégraphes résulte du fait que ceux-ci sont répartis de manière très inhomogène d'une part, et d'autre part, qu'ils enregistrent les mouvements verticaux de la Terre et ne peuvent donc fournir qu'une mesure relative du niveau de la mer par rapport à la côte. Pour limiter les incertitudes liées à ces mouvements, qu'il est difficile de quantifier avec les modèles actuels, seuls sont retenus une trentaine de sites géologiquement stables, situés essentiellement le long des côtes de l'Amérique du Nord et de l'Europe, pour nous renseigner sur le niveau de la mer au XX^e siècle. Selon le quatrième rapport du GIEC (IPCC, 2007 [15]), basé sur une compilation des plus récentes estimations, la hausse du niveau de la mer indiquée par les données marégraphiques serait de $1,7 \pm 0,5$ mm/an au cours du XX^e siècle, et de $1,8 \pm 0,5$ mm/an sur la période 1961-2003.

Depuis 1992, les données obtenues à partir des satellites altimétriques offrent une nouvelle possibilité pour estimer les variations du niveau de la mer, à partir du temps de parcours aller-retour de l'onde radar et de l'altitude du satellite déterminée au-dessus d'une surface de référence conventionnelle. La Figure 10.6 montre une élévation moyenne du niveau de la mer d'environ 2,8 mm/an, à laquelle il faut retrancher un petit effet de $-0,3$ mm/an dû au rebond postglaciaire (Peltier, 2002 [25]). Cela conduit à une hausse d'environ $3,1 \pm 0,5$ mm/an entre 1993 et 2003.

Ces données altimétriques ont permis de mettre en évidence une importante disparité régionale, avec des régions pour lesquelles le niveau de la mer est très largement supérieur à la moyenne globale et des régions pour lesquelles on enregistre au contraire une baisse du niveau marin. Cette variabilité régionale explique en partie les différences obtenues entre les données marégraphiques et les données altimétriques, et est due à plusieurs facteurs dont les variations de densité, la circulation océanique, la pression atmosphérique ou encore les variations survenant au sein de la Terre solide ou du géoïde.

Par exemple, les côtes scandinaves qui étaient sous la calotte glaciaire continuent à remonter à des taux supérieurs à l'élévation du niveau marin, donc paradoxalement, on peut mesurer localement une baisse du niveau marin.

Des données globales de température de la mer entre la surface et 3 000 mètres de profondeur couvrant la période 1955-2003, permettent

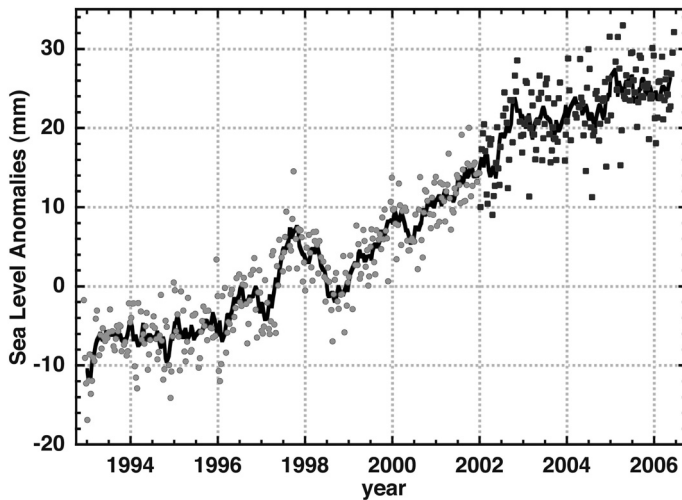


FIG. 10.6 – Variations du niveau moyen global de la mer (différence par rapport à la moyenne 1993-2001) calculées à partir des données altimétriques obtenues entre janvier 1993 et octobre 2005 et moyennées entre 65° S et 65° N. Les points représentent des estimations moyennées sur 10 jours (en ronds clairs, pour le satellite Topex/Poseidon, en carrés foncés, pour le satellite Jason). La courbe correspond à une moyenne glissante de 60 jours. Source : IPCC, 2007 [15].

désormais d'estimer la contribution de la dilatation thermique des océans aux variations du niveau marin. Ces deux bases de données montrent que, globalement, l'océan s'est réchauffé de manière significative au cours des 50 dernières années, et, plus particulièrement, depuis les deux dernières décennies. En intégrant verticalement les données de température le long de la colonne d'eau en chaque point de l'océan, on peut estimer les variations du niveau de la mer dues à des variations thermiques de l'océan pour les 50 dernières années. À partir de données sur 3 000 mètres de profondeur, la contribution de l'expansion thermique à la hausse du niveau marin a été estimée à $0,40 \pm 0,09$ mm/an ($0,33 \pm 0,07$ mm/an entre 0 et 700 m) sur la période 1955-2003. Si on s'intéresse maintenant à la période plus récente 1993-2003, cette contribution s'élève à $1,6 \pm 0,5$ mm/an, soit environ 50 % de la valeur observée à partir des données altimétriques.

L'autre facteur contribuant à la hausse du niveau marin provient des variations de la masse d'eau dans les océans. Parmi les contributions les plus importantes viennent celles des glaciers des montagnes ($0,50 \pm 0,18$ mm/an sur la période 1961-2003 et $0,77 \pm 0,22$ mm/an pour 1993-2003), puis celle du Groenland ($0,05 \pm 0,12$ mm/an sur 1961-2003 et $0,21 \pm 0,07$ mm/an pour 1993-2003) et de l'Antarctique ($0,14 \pm 0,41$ mm/an sur la période 1961-2003 et $0,21 \pm 0,35$ mm/an pour 1993-2003). Il faut noter que les estimations sur

les variations de volume de l'Antarctique sont entachées d'une plus grande incertitude.

Il est intéressant de noter que depuis la parution de ces estimations, les proportions relatives de ces différentes contributions ont été grandement modifiées. En effet, la combinaison des mesures altimétriques issues des satellites Topex/Poseidon et Jason-1 et des mesures issues de la mission spatiale GRACE permet d'établir, qu'entre 2003 et 2008, l'expansion thermique est restée stable, mais que le niveau marin continue de croître à un taux plus faible de $2,5 \pm 0,4$ mm/an ($3,4 \pm 0,4$ mm/an pour la période 1993-2009). Cette estimation est d'ailleurs confirmée par les données provenant des balises Argo (Cazenave *et al.*, 2009 [7]). Les mesures gravimétriques montrent que l'augmentation du niveau marin s'explique par une augmentation de la masse d'eau dans les océans, dont la moitié est due à la fonte du Groenland et de l'Antarctique (1 mm/an, soit deux fois plus qu'au cours de la décennie précédente), l'autre moitié à celle des glaciers ($\sim 1,1$ mm/an), elle aussi plus importante qu'au cours des années antérieures. Si l'on tient compte de plus de la contribution des eaux continentales ($< 0,2$ mm/an), la hausse du niveau marin liée à l'augmentation de la masse des océans est de $\sim 1,9$ mm/an sur les années 2003-2008. Ainsi, les pertes de masse glaciaires sont responsables d'environ 80 % de la hausse du niveau moyen des océans sur les années 2003-2008. Compte tenu de la fonte accélérée des glaciers et des calottes polaires, si la dilatation thermique recouvrait des taux proches de celui des années 1990, une hausse du niveau marin de l'ordre de 4 mm/an ne serait plus à exclure.

10.2 Modélisation climatique et changements récents

10.2.1 Les modèles climatiques radiatifs simples et leurs limites

Pour estimer les changements de la température moyenne de la Terre en réponse à différents forçages radiatifs (éclairage solaire, gaz à effet de serre, énergie réémise par la surface de la Terre...), on peut tout d'abord utiliser des modèles purement radiatifs. Avec ces modèles, on peut calculer facilement et précisément les changements de température moyennant quelques simplifications : on suppose que seules les températures changent, et que ceci n'affecte que la loi d'émission du rayonnement, sans modifier aucune propriété radiative de l'atmosphère ou de la surface. En prenant comme exemple un doublement de CO_2 , on obtient un accroissement de température de $1,2 \pm 0,1$ °C. Cependant, ces hypothèses simplificatrices sont trop fortes, car si la température change, toutes les autres grandeurs décrivant le climat changent aussi : humidité, vent, nuages, pluies, couverture neigeuse... Ces changements peuvent à leur tour modifier le bilan d'énergie de la surface et de l'atmosphère et

donc avoir un effet sur les températures. On appelle cela des phénomènes de rétroaction. Ces rétroactions sont dites positives lorsqu'elles ont pour effet d'amplifier les perturbations initiales, et dites négatives dans le cas contraire, où elles visent à stabiliser le système.

Les premières études prenant en compte ces rétroactions ont été effectuées à l'aide de modèles radiatifs-convectifs, à une seule dimension verticale. Par exemple, Manabe et Wetherald (1967) ont montré qu'avec leur modèle, le réchauffement en surface dû à un doublement du CO_2 était de $1,3^\circ\text{C}$ lorsque l'humidité absolue de l'atmosphère restait constante, mais atteignait $2,4^\circ\text{C}$ lorsque l'humidité relative restait constante. De nombreuses autres études ont confirmé l'importance cruciale des mécanismes de rétroaction sur l'amplitude du réchauffement climatique : ils peuvent multiplier par un facteur 2 à 4 la variation de température sans rétroaction. Ces études ont également montré que l'amplitude de ces rétroactions dépendait fortement de processus physiques complexes (et moins bien connus que le transfert radiatif), tels que la turbulence, la convection, la formation des systèmes nuageux et des précipitations (Ramanathan et Coakley, 1978 [26]). Ces phénomènes, et notamment les mouvements d'air qui déterminent la redistribution d'énergie et de vapeur d'eau au sein de l'atmosphère, ne peuvent pas être représentés de façon pertinente dans les modèles radiatif-convectifs. Ainsi, même pour estimer les changements de la température moyenne de la Terre, il est nécessaire d'introduire la dynamique atmosphérique et, pour la calculer explicitement, d'avoir recours à des modèles tridimensionnels représentant la circulation générale de l'atmosphère sur l'ensemble du globe.

10.2.2 Les modèles de circulation générale : progrès et limites

10.2.2.1 L'évolution des modèles climatiques

Un modèle climatique de circulation générale est une représentation simplifiée, mais la plus complète possible, de l'ensemble des phénomènes qui influencent le climat. Il repose sur une analyse physique préalable, afin de réduire le nombre de phénomènes à prendre en compte, et sur des formulations mathématiques et numériques adaptées. La modélisation numérique du climat s'est surtout développée à partir des années 1970, grâce à l'augmentation régulière de la puissance de calcul des ordinateurs. La philosophie générale de développement, établie par Charney et ses collaborateurs, à partir des années 1950, était de résoudre le problème global, quitte à faire des approximations très fortes, puis d'améliorer progressivement le modèle en fonction des défauts, des insuffisances et des limitations identifiés. Les premiers modèles ne décrivaient que l'atmosphère et les surfaces continentales (AGCM). La température de la surface de l'océan était imposée, ce qui diminuait les difficultés : même si le bilan d'énergie à la surface de l'océan est très différent de sa valeur observée, la température de surface est maintenue à sa valeur prescrite. Mais pour

pouvoir étudier les variations du climat, il est nécessaire que la température de l'océan puisse évoluer.

Les premières études de l'impact d'un doublement du CO₂ avec ce type de modèle ont été effectuées dans les années 1970 au GFDL (Geophysical Fluid Dynamics Laboratory, Princeton, USA) avec un océan sans circulation et de capacité thermique nulle, permettant une mise en équilibre rapide. Dans ce modèle, il n'y avait ni variation diurne de l'ensoleillement, ni même variation annuelle, et des corrections ad hoc étaient appliquées aux flux de chaleur à l'interface air-mer pour que la température de surface des océans reste proche de celle observée. L'utilisation de ce type de modèle s'est largement répandue pendant les années 1980, avec une augmentation progressive de leur sophistication et de leur réalisme. Par exemple, les variations annuelles et diurnes de l'ensoleillement furent prises en compte, la modélisation des processus de formation des nuages débutait... À la même époque, de nouveaux satellites permettaient d'estimer la couverture globale des nuages et les flux radiatifs au sommet de l'atmosphère, ce qui permettait d'évaluer et d'améliorer les modèles atmosphériques.

Parallèlement, des modèles de circulation générale de l'océan (OGCM) étaient développés pour simuler le transport de chaleur et étudier le rôle de l'océan dans l'équilibre énergétique de la Terre. Ils inclurent progressivement des modèles de glace de mer pour simuler la banquise aux hautes latitudes et, à partir des années 1990, ils furent couplés avec des modèles atmosphériques pour donner naissance à des modèles climatiques complets. Ces premiers modèles simulaient assez mal les flux de chaleur et d'eau à l'interface air-mer, et cette erreur sur les flux se traduisait par de forts biais sur les températures simulées de la surface de l'océan. Pour remédier à ces défauts, les flux à l'interface air-mer étaient corrigés de façon ad hoc, avant que ces corrections ne soient progressivement supprimées à partir de la fin des années 1990, grâce à l'amélioration continue des modèles.

Ces modèles couplés atmosphère-océan sont progressivement devenus l'outil de base pour étudier les variations des climats, aussi bien passés que futurs. Par exemple, dans le cadre de la préparation du quatrième rapport du GIEC, une vingtaine de ces modèles couplés ont réalisé tout un ensemble de simulations de changement climatique, et seuls six d'entre eux corrigeaient les flux à l'interface air-mer. Ces modèles sont capables de simuler une variabilité climatique naturelle qui peut être comparée aux observations pour différentes échelles de temps : quelques jours, quelques années (variabilité interannuelle, dont la plus connue est El Niño), ou quelques dizaines, voire plusieurs centaines d'années.

De façon schématique, les modèles climatiques simulent les cycles de l'énergie et de l'eau. Progressivement fut également introduite la modélisation des réactions chimiques dans l'atmosphère ou des cycles biogéochimiques, du transport des espèces afin d'étudier de nouveaux aspects des variations du climat : effet des aérosols, couplage entre les changements climatiques et la

composition chimique de l'atmosphère, entre les changements climatiques et le cycle du carbone ou du méthane. Ceci a nécessité des développements pour chacune des composantes du système : atmosphère, océan, végétation, surface continentale, glace de mer.

Les modèles numériques du climat prennent progressivement en compte, de façon cohérente, les principaux phénomènes physiques régissant les phénomènes climatiques et leurs interactions. Ce gain en cohérence a pour contrepartie de rendre les modèles climatiques plus complexes, plus difficiles à développer, à mettre au point et à évaluer.

10.2.2.2 Quelles sont les incertitudes propres aux modèles de climat ?

Le climat est notamment caractérisé par un éventail très large des échelles d'espace (du micromètre à plusieurs milliers de kilomètres) et de temps (de la seconde à plusieurs milliers d'années, voire davantage). Les phénomènes à ces différentes échelles interagissent entre eux, et il n'est jamais *a priori* possible de savoir quelles doivent être les échelles qu'il faut retenir et comment doivent être représentées de façon simplifiée les échelles négligées. Un exemple typique est la formation des nuages et des précipitations. Prenons l'exemple de nuages convectifs (type cumulonimbus), dont le cœur est une colonne ascendante d'air humide dans laquelle la vapeur d'eau se condense au cours de l'ascendance. Cette colonne ascendante se mélange avec l'air environnant, plus sec, et ce mélange dépend de nombreux facteurs (par exemple, l'intensité de l'ascendance ou le cisaillement du vent). Pour bien prendre en compte ces mélanges, il faudrait tout d'abord connaître précisément le profil vertical des variables atmosphériques au voisinage de la colonne. Il faut également calculer les échanges turbulents entre la colonne et son environnement, et le couplage entre ces échanges turbulents et la formation ou la dissipation des gouttes de pluies, de grêlons ou de flocons de neige. Ceci nécessite une modélisation à très petite échelle (quelques centaines de nanomètres à quelques mètres), ce qui n'est pas possible pour les modèles globaux. On doit donc élaborer une modélisation simplifiée qui ne dépend que des variables grandes échelles mais qui reproduit l'effet des phénomènes de petite échelle non résolus. Ce type de modélisation, appelée paramétrisation, repose sur des simplifications importantes qui nécessitent une analyse physique poussée et une bonne compréhension des phénomènes. On cherche à obtenir une modélisation simplifiée qui soit non seulement la plus précise possible, mais également la plus justifiée et la mieux comprise.

Il existe de nombreuses paramétrisations dans un modèle climatique, qui peuvent porter directement sur la circulation atmosphérique (par exemple les ondes de gravité et les effets orographiques), le calcul des échanges par rayonnement, la convection profonde, ou encore sur les phénomènes de couches limites. Un grand nombre de ces paramétrisations exerce un rôle clef sur le cycle de l'eau, la formation et les propriétés radiatives des nuages, les précipitations,

les flux de chaleur et d'eau à la surface des continents ou des océans. . . Tous ces phénomènes influencent la simulation du climat actuel et comme ils interagissent très fortement entre eux, il est en général très difficile de cerner précisément le rôle de chacune des paramétrisations sur la simulation de ces phénomènes, et notamment de comprendre pourquoi certains d'entre eux sont mal simulés.

Les paramétrisations jouent également un rôle très important sur la réponse du climat à différents forçages, sur la simulation des changements climatiques passés et futurs. On peut prendre comme exemple la simulation des nuages. Ceux-ci exercent deux effets antagonistes sur le bilan radiatif terrestre : d'une part, ils réfléchissent une partie du rayonnement solaire, et d'autre part, en absorbant le rayonnement infrarouge, ils contribuent à l'effet de serre. L'importance relative de ces deux effets dépend de multiples facteurs, en particulier de l'altitude des nuages. Depuis une vingtaine d'années, nous savons qu'en moyenne globale, le premier effet l'emporte sur le second, et donc que les nuages ont un effet de refroidissement sur le climat – surtout les nuages bas, car ils ont un faible impact sur le rayonnement infrarouge. Mais cela ne dit rien sur le rôle que les nuages pourraient jouer lors d'un réchauffement climatique. Selon la façon dont leurs propriétés changeront, les nuages pourront atténuer ou, au contraire, amplifier le réchauffement global. Leurs mécanismes physiques de formation font intervenir tant de processus et d'échelles spatiales (du micromètre au millier de kilomètres), et leurs propriétés radiatives dépendent de tant de facteurs que l'on ne peut pas dire, sur la base d'une théorie, d'un raisonnement simple ou de l'analyse des observations disponibles, comment ils évolueront dans le futur.

10.2.3 Simulation du climat actuel et des évolutions récentes

L'analyse du climat simulé par les modèles et la comparaison aux observations est une étape importante pour asseoir la crédibilité des modèles climatiques. Il s'agit d'évaluer non seulement les moyennes climatologiques, mais aussi les variabilités du climat à différentes échelles de temps (de quelques jours à quelques dizaines d'années) ou encore les variations récentes du climat. Sauf indication contraire, nous présentons dans ce paragraphe les caractéristiques du climat simulé par la vingtaine de modèles de circulation générale couplés atmosphère-océan (ou modèles climatiques) ayant participé à la préparation du quatrième rapport du GIEC (IPCC, 2007 [15]).

10.2.3.1 Climat moyen

La différence d'insolation moyenne est à l'origine de la différence de température entre l'équateur et les pôles. Celle-ci est le moteur des circulations atmosphérique et océanique qui, elles-mêmes, tendent à réduire cette différence de température. Elle est également influencée par la présence éventuelle

de nuages, de surfaces réfléchissantes (neige, glaciers, glace de mer), de grands massifs montagneux et de la topographie de l'océan. La variation de la température en fonction de la latitude est donc un premier critère d'évaluation des modèles climatiques. Tous les modèles simulent bien ce fort contraste équateur-pôle : la température simulée est de 25°C à l'équateur, de -20 °C au pôle Nord et de -40 °C au pôle Sud, ce qui correspond aux observations. Mais les modèles présentent encore des biais importants au-dessus de l'Antarctique, du Groenland, et de manière générale, au-dessus des gros massifs montagneux, tels que l'Himalaya. Ceux-ci sont dus à une représentation approchée de la topographie (du fait de la résolution spatiale limitée des modèles) et une prise en compte déficiente des échanges turbulents en situation de très forte stabilité thermique. Au-dessus des océans, il y a un biais chaud sur les bords est provenant d'une mauvaise représentation des nuages de type stratus observés dans ces régions.

La variation annuelle du rayonnement solaire est, en dehors du cycle diurne, la plus forte « perturbation » énergétique à laquelle est soumise la surface de la Terre. Le cycle saisonnier de température observé est globalement bien reproduit par les modèles : il est plus élevé aux hautes qu'aux basses latitudes (30 °C *vs.* 5 °C environ, reflétant essentiellement l'amplitude saisonnière du rayonnement solaire incident), et il est plus élevé au-dessus des continents qu'au-dessus des océans, principalement à cause de la différence d'inertie thermique de la surface, beaucoup plus faible sur le continent que sur l'océan.

La formation des précipitations fait intervenir de très nombreux processus, dont certains à toute petite échelle, et demeure l'un des phénomènes que les modèles ont le plus de difficulté à simuler correctement. Aux environs de l'équateur, le maximum de précipitations, qui correspond à la zone de convergence intertropicale (ZCIT), est bien simulé par les modèles (Fig. 10.7). Dans l'océan Pacifique, les observations donnent un maximum vers 10° N, indiquant que cette zone de convergence reste principalement localisée dans l'hémisphère nord. Les modèles, par contre, ont en général deux maxima, situés de part et d'autre de l'équateur, le maximum au sud pouvant s'étendre presque jusqu'aux côtes du Pérou, alors que les observations indiquent une quasi-absence de précipitations dans cette région. Dans les observations, le maximum de pluie s'étend du nord de la Nouvelle Guinée au sud de l'Amérique du Sud. Sur les continents, l'un des plus gros défauts des modèles est la trop faible intensité des pluies au-dessus de l'Amazonie.

L'extension et les caractéristiques de la glace de mer sont relativement bien simulées par les modèles actuels, à la fois en termes de valeur moyenne et de cycle saisonnier. Cependant, dans le bassin arctique, peu de modèles arrivent à bien reproduire la distribution de l'épaisseur de la glace de mer, qui ne devrait pas excéder 1 m au nord de la Sibérie, pour atteindre plus de 5 m au nord du Groenland et de l'archipel canadien. Cette différence d'épaisseur de glace est principalement due au vent, qui déplace la glace des côtes de Sibérie

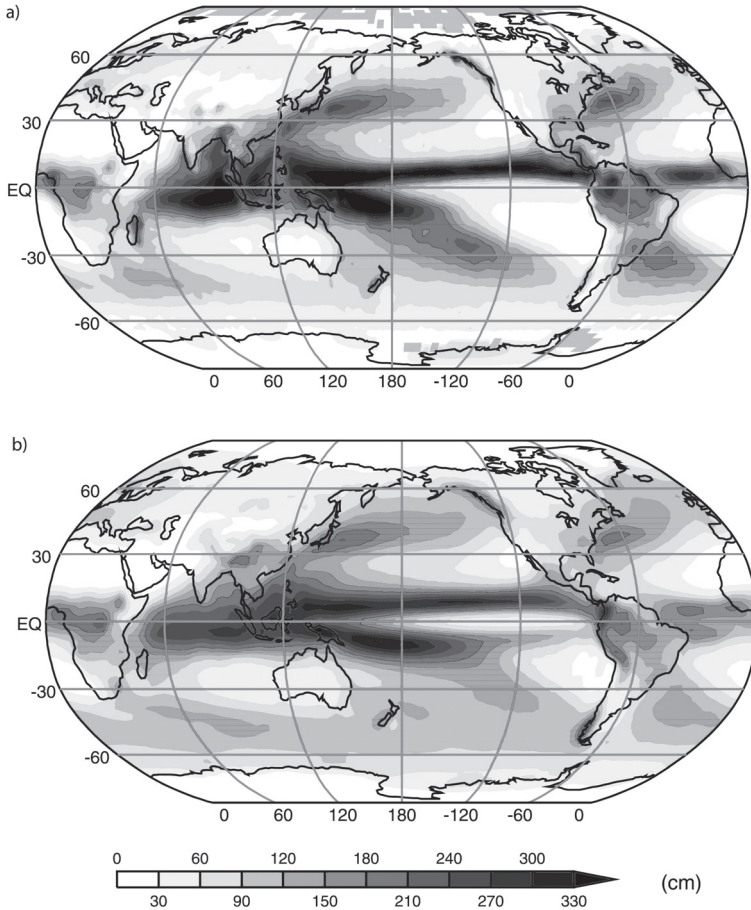


FIG. 10.7 – Moyenne annuelle des précipitations (cm/an) observées (en haut) et simulées (en bas). Les valeurs observées sont issues du projet CMAP et celles simulées correspondent à une moyenne multi-modèles. Source : IPCC, 2007 [15].

vers les côtes canadiennes et le Groenland. C'est ce qui permet à la fin du XIX^e siècle au FRAM, le bateau de F. Nansen, de traverser l'océan Arctique, alors qu'il était pris dans les glaces. La mauvaise distribution de l'épaisseur de glace simulée par les modèles provient essentiellement de défauts dans la simulation des vents. Ceci provient généralement d'une mauvaise simulation des vents de surface.

10.2.3.2 Variabilité du climat

Le climat moyen donne une image très incomplète du climat, car celui-ci varie en permanence, sur une très large gamme d'espace et de temps : des

fluctuations horaires ou quotidiennes à des fluctuations interannuelles ou décennales, voire à des échelles de temps plus longues. Une des façons de caractériser ces fluctuations est de chercher celles qui ont une structure spatiale de grande échelle (typiquement, l'échelle du bassin océanique ou du continent), qui soit fixe ou qui se propage, et de caractériser son évolution temporelle (amplitude, phase). On parle de « modes de variabilité », dont certains sont bien connus comme El Niño-Southern Oscillation (ENSO) dans le Pacifique tropical ou l'oscillation nord-atlantique (NAO en anglais), qui domine les fluctuations du temps et du climat sur toute l'Europe.

L'ENSO est le mode dominant de la variabilité tropicale de l'échelle interannuelle à décennale. La phase chaude, ou événement El Niño, se caractérise notamment par un réchauffement du Pacifique Est tropical (le long de la langue d'eau froide équatoriale) et un déplacement vers l'est de la zone de précipitation maximale, habituellement située au-dessus de l'Indonésie. La phase froide, ou La Niña, se caractérise par des anomalies négatives de température de surface de la mer et peut être interprétée comme un renforcement du cycle saisonnier climatologique. Ce mode de variabilité est une oscillation couplée océan-atmosphère qui affecte la circulation atmosphérique dans toute la ceinture tropicale et la circulation océanique dans tout le bassin indo-pacifique. Sa période est comprise entre trois et sept ans, et les caractéristiques des événements ENSO observés au xx^e siècle peuvent varier considérablement d'un événement à l'autre. Tous les modèles climatiques actuels simulent un mode de variabilité tropicale dont les caractéristiques générales ressemblent à celles de l'ENSO, ce qui n'était pas le cas avec les modèles d'il y a quelques années. Néanmoins, la structure spatiale de ces événements n'est généralement pas bien simulée, comme par exemple l'asymétrie entre les épisodes El Niño et La Niña. En termes de période d'occurrence de ces événements, les modèles simulent une période en général trop courte et trop régulière. De façon générale, la forte diversité des caractéristiques spatiales et temporelles observées d'ENSO est souvent mal simulée. Des travaux cherchent à identifier le rôle des différents processus atmosphériques ou océaniques sur les caractéristiques d'ENSO, et sur les causes des défauts des modèles.

L'oscillation Madden et Julian - MJO - (Madden et Julian, 1994 [21]) est le principal mode de variabilité intra-saisonnière de la région tropicale, avec une périodicité comprise entre 30 et 90 jours. Contrairement à l'ENSO, dont la structure spatiale est stationnaire, cette oscillation se caractérise par une onde qui se propage d'ouest en est, l'intensité de la convection étant alternativement renforcée et diminuée. Un signal de type MJO est bien présent dans les résultats de simulations de la plupart des modèles, mais plusieurs caractéristiques essentielles de ce mode de variabilité (amplitude, phase, propagation) ne sont pas réalistes. Le rôle des différents processus et de leurs couplages sur les caractéristiques de ce mode de variabilité couplé atmosphère-océan est loin d'être bien identifié et plusieurs hypothèses coexistent aujourd'hui.

Dans les régions extratropicales, un mode de variabilité important est l'oscillation nord-atlantique (NAO). C'est une oscillation de pression entre les latitudes tempérées et les latitudes subpolaires, souvent définie comme la différence de pression normalisée entre la dépression d'Islande et l'anticyclone des Açores. Elle est associée à des changements des vents dominants d'ouest sur tout le bassin Atlantique Nord, et affecte le climat de toute l'Europe et de ses environs. Par exemple, les phases positives de la NAO (NAO+) sont associées à un décalage vers le nord des routes dépressionnaires, à des hivers doux et pluvieux et à une situation de sécheresse sur le sud de l'Europe. Les modèles actuels simulent correctement les propriétés spatiales de la NAO, mais de façon moins satisfaisante les propriétés temporelles. En particulier, la tendance actuelle de la NAO (augmentation des phases positives) est sous-estimée par les modèles. Les origines de cette sous-estimation peuvent être variées : mauvaises représentations des interactions entre la stratosphère et la troposphère, des échanges entre les ondes stationnaires et activité transitoire (tempêtes) ou des échanges avec la surface de l'océan.

10.2.3.3 Évolution récente du climat

Simuler l'évolution de la température globale de la surface de la Terre observée depuis 150 ans est une des façons d'éprouver les modèles climatiques. Depuis 150 ans environ, l'augmentation régulière de la concentration des gaz à effet de serre entraîne un accroissement du forçage radiatif qui atteint $2,5 \text{ W/m}^2$ environ en 2000 par rapport à 1850. On estime que l'incertitude sur ce forçage est assez faible, inférieure à $\pm 10 \%$. Les combustibles fossiles contenant du soufre, les émissions de CO_2 sont accompagnées d'émissions de SO_2 à l'origine de la formation d'aérosols sulfatés. Ces aérosols produisaient en 2000 un forçage radiatif d'environ -1 W/m^2 , mais cette valeur est assez incertaine puisqu'elle s'étend de $-0,5$ à -2 W/m^2 selon les estimations. De plus, d'autres aérosols, comme les suies ou les aérosols issus des feux de biomasse, pourraient également jouer un rôle important, mais leurs effets sont encore plus mal connus. Ainsi, le forçage radiatif dû à l'accroissement des gaz à effet de serre, qui est positif, est masqué à hauteur d'un tiers environ (mais avec une incertitude assez forte) par le forçage radiatif des aérosols, qui est négatif. En plus des forçages anthropiques, il y a les forçages naturels. À l'échelle du siècle, ce sont principalement les variations de l'intensité du rayonnement solaire incident, et les très fortes éruptions volcaniques qui injectent des aérosols jusque dans la stratosphère, où ils peuvent rester plusieurs mois, voire plusieurs années. Ces aérosols réfléchissent le rayonnement solaire, ce qui crée un forçage négatif. Les très fortes éruptions ont été plus nombreuses à la fin qu'au début du XX^{e} siècle, créant ainsi en moyenne un forçage radiatif plus marqué sur cette période. Indépendamment de la réponse climatique, il y a donc en amont une incertitude sur le forçage radiatif lui-même, de $\pm 50 \%$ environ (IPCC, 2007 [15]).

Les modèles dans leur totalité simulent bien l'accroissement de la température moyenne de la Terre depuis 150 ans lorsqu'ils prennent en compte l'ensemble des forçages (naturels + anthropiques) (Fig. 10.8a). Par contre, lorsqu'ils ne prennent en compte que les forçages naturels, ils n'arrivent pas à simuler un réchauffement comparable aux observations, surtout à partir des années 1980 (Fig. 10.8b). De façon cohérente avec les observations, ils simulent un accroissement de température plus fort sur le continent que sur l'océan, et une distribution géographique du réchauffement cohérente avec celle observée (IPCC, 2007 [15]). Ainsi l'évolution de la température depuis 150 ans permet de vérifier que la réponse climatique simulée par les modèles est cohérente avec les variations de températures observées, mais l'incertitude sur les forçages est trop importante pour pouvoir contraindre, de façon suffisamment précise, la sensibilité climatique des modèles.

L'effet des aérosols est double. Ces deux effets sont antagonistes : l'un tend à réchauffer la surface, l'autre à la refroidir. Le premier est la diffusion du rayonnement solaire incident, appelé effet direct. Une partie du rayonnement solaire est ainsi renvoyée vers l'espace. Le second, appelé effet indirect, est la modification des propriétés optiques des nuages : la présence d'un grand nombre d'aérosols augmente le nombre de noyaux de condensation. Pour une même quantité d'eau liquide, les gouttes formant les nuages, plus nombreuses, auront tendance à avoir un rayon plus faible et ainsi, à diffuser d'avantage le rayonnement solaire. Les aérosols sont également susceptibles de modifier la formation de la pluie, et donc le contenu en eau liquide des nuages.

La complexité des propriétés radiatives des aérosols de l'atmosphère, et l'incertitude sur l'évolution des scénarios d'émission, rendent plus difficile la modélisation de l'impact de la physique des nuages.

10.3 Prévoir le devenir du système climatique

10.3.1 Réponse climatique à un doublement de CO₂ : forçage et rétroactions

Les perturbations qui modifient le bilan d'énergie du système climatique, appelées forçages radiatifs, sont quantifiées en terme de flux au sommet de l'atmosphère. Quantifier le forçage dû à une variation de l'insolation moyenne est immédiat. Pour un changement de la concentration des gaz à effet de serre, il faut utiliser un modèle radiatif pour calculer comment ces changements affectent les flux au sommet de l'atmosphère. Depuis la fin des années 1980, des codes de transfert radiatif et des bases de données spectrales permettent de faire précisément ces calculs, pourvu que l'on suppose que toutes les autres caractéristiques de l'atmosphère (*e.g.* nuages, aérosols) et de la surface (*e.g.* couverture neigeuse) restent fixées. Pour un doublement de la concentration de l'atmosphère en CO₂, on obtient un forçage radiatif au sommet de l'atmosphère, en moyenne sur le globe et sur l'année, de $3,7 \pm 0,2$ W/m². Comme on

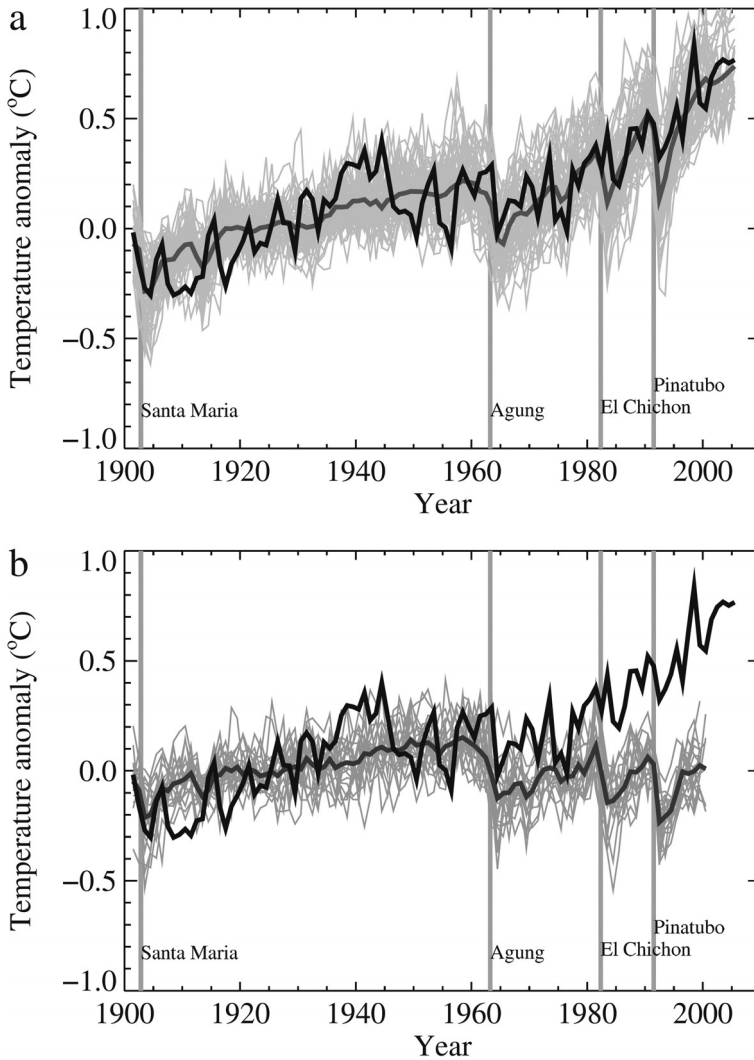


FIG. 10.8 – Évolution temporelle de la température globale de la Terre : observée (trait noir), simulée par les modèles avec prise en compte des forçages anthropiques (enveloppe grise, en haut), et sans leur prise en compte (enveloppe grise, en bas). Les traits gris représentent la moyenne multi-modèles. Source : IPCC, 2007 [15].

s'intéresse aux variations lentes du climat, ce calcul du forçage radiatif prend en compte l'ajustement en température de la stratosphère, car il est rapide.

En réponse à ce forçage radiatif ΔQ , les différents modèles climatiques simulent un changement de température à l'équilibre ΔT qui diffère d'un modèle à l'autre. Ces différences sont difficiles à analyser et à interpréter

directement du fait de la grande complexité de ces modèles. Ainsi une méthode d'analyse usuelle pour préciser un peu l'origine de ces différences est l'analyse des rétroactions (voir, par exemple, l'annexe de Bony *et al.*, 2006 [4], pour plus de détails). À partir du changement de température à l'équilibre ΔT , on définit un « paramètre de rétroaction » λ :

$$\lambda = -\Delta Q/\Delta T.$$

En écrivant cette équation sous la forme $\lambda \times \Delta T + \Delta Q = 0$, on voit que $\lambda \times \Delta T$ représente la variation de flux moyen au sommet de l'atmosphère nécessaire pour compenser le forçage radiatif ΔQ . On peut donc écrire $\lambda = -dF/dT$, avec F flux radiatif net au sommet de l'atmosphère, compté positivement lorsqu'il est descendant. Cette dérivée peut se décomposer, au premier ordre, comme une somme de dérivées partielles :

$$\lambda = -\Sigma \partial F/\partial X \times \partial X/\partial T$$

la somme sur X étant la somme sur toutes les variables X qui affectent le bilan radiatif au sommet de l'atmosphère et qui sont modifiées lorsque la température de surface change. Ce sont principalement les champs tridimensionnels de température, de vapeur d'eau et des nuages, et les champs bidimensionnels de l'albédo de surface. Pour le champ de température, il est d'usage de le décomposer en deux termes, l'un correspondant à un changement uniforme de température, l'autre à la partie non uniforme du changement de température. Finalement, le paramètre λ peut se décomposer de la façon suivante :

$$\lambda = \lambda_P + \lambda_L + \lambda_c + \lambda_w + \lambda_a$$

les termes du membre de droite étant respectivement appelés les paramètres de rétroaction de Planck λ_P (changement uniforme de température), du gradient de température λ_L (partie non uniforme du changement de température), des nuages λ_c , de la vapeur d'eau λ_w et de l'albédo de surface λ_a .

Ces paramètres sont calculés classiquement de la façon suivante. Pour un modèle climatique donné, on réalise deux simulations, l'une de référence, l'autre perturbée, ces deux simulations ayant des températures de surface différentes. À partir des sorties de la simulation de référence, on recalcule *a posteriori*, à l'aide d'un code radiatif, le bilan des flux au sommet de l'atmosphère. Ensuite, dans les sorties de la simulation de référence, on remplace chacune des grandeurs souhaitées (température, humidité, nuages, albédo de surface) par les valeurs obtenues avec la simulation perturbée, et on recalcule, à l'aide du même code radiatif, les flux au sommet de l'atmosphère. La différence entre ce flux et celui de référence donne la sensibilité des flux au sommet de l'atmosphère à une perturbation de chacune des grandeurs.

Un paramètre particulier est celui λ_P , dit de Planck, qui correspond à un changement uniforme des températures et qui vaut environ $-3,2 \text{ W/m}^2 \text{ K}$. Sa valeur varie peu d'un modèle à l'autre, et la convention de signe utilisée

correspond à une diminution du bilan énergétique de la Terre lorsque sa température augmente. En réponse à un forçage radiatif ΔQ , on peut calculer la réponse en température si seul ce paramètre existait :

$$\Delta T_P = -\Delta Q/\lambda_P.$$

Cette réponse, dite de Planck, vaut 1,2 °C pour un forçage de 3,7 W/m² correspondant à un doublement de la concentration en CO₂. C'est la réponse d'un système idéalisé dans lequel seules les températures de l'atmosphère et de la surface peuvent changer de façon uniforme et en n'affectant que la loi d'émission du rayonnement (voir section 2.1 de ce même chapitre). On dira que cette réponse est celle sans rétroaction du système climatique, c'est-à-dire sans la prise en compte du changement des autres variables (e.g. vapeur d'eau, nuages) induite par ce seul paramètre et par la non-uniformité du changement de température. En combinant les équations ci-dessus, on peut écrire l'accroissement de température à l'équilibre ΔT en fonction de la réponse de Planck :

$$\Delta T = \Delta T_P/(1 - g)$$

où g est le gain de rétroaction du système :

$$g = -(\lambda_L + \lambda_c + \lambda_w + \lambda_a)/\lambda_P.$$

Si le gain g est positif et inférieur à 1, les rétroactions amplifieront l'accroissement de température ΔT , par rapport à ΔT_P , tandis qu'elles l'atténueront si le gain est négatif. Dans le cadre de la préparation du quatrième rapport du GIEC, des simulations de changements climatiques ont été réalisées avec une vingtaine de modèles climatiques. En particulier, pour un doublement de la concentration en CO₂, les modèles simulent un réchauffement global, jusqu'à retrouver un nouvel état d'équilibre énergétique, qui est en moyenne de 3 °C (de 2,3 à 4,4 °C selon les modèles). Nous avons vu qu'en l'absence de rétroactions, ce réchauffement serait de 1,2 °C. Les rétroactions climatiques amplifient donc ce réchauffement d'un facteur de 2 à 4 selon les modèles.

D'autres développements permettent d'utiliser les paramètres de rétroaction pour estimer la part de l'accroissement de température due à la réponse de Planck et aux différentes rétroactions (Dufresne et Bony, 2008 [12]). Ils ont été appliqués à 12 modèles ayant participé à la préparation du quatrième rapport du GIEC, et les résultats sont représentés sur la Figure 10.9 pour illustrer à la fois la contribution moyenne des modèles et la dispersion inter-modèles.

Plusieurs des mécanismes régissant les valeurs des paramètres de rétroaction, et donc du gain, sont maintenant bien identifiés (Bony *et al.*, 2006 [4]). Par exemple, une augmentation de la température de l'atmosphère augmente la pression de vapeur saturante de la vapeur d'eau. Si l'humidité relative varie peu, cela se traduit par une augmentation de la concentration en vapeur d'eau de l'atmosphère, et donc de l'effet de serre, constituant ainsi un mécanisme

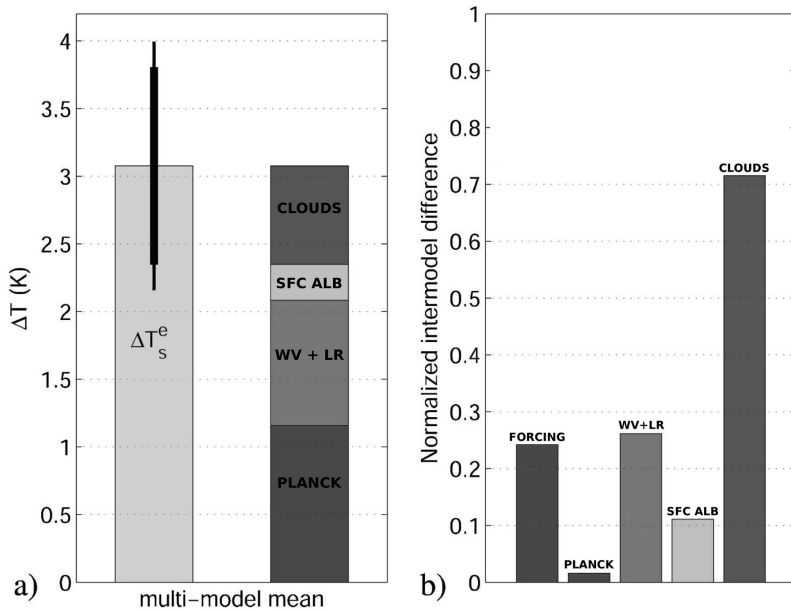


FIG. 10.9 – Pour un doublement de CO₂ : a) barre de gauche, moyenne multi-modèles ± 1 écart type de l'accroissement de la température globale (ΔT_s^e , °C) et, barre de droite, part de cet accroissement due à la réponse de Planck et aux différentes rétroactions : effet combiné de la vapeur d'eau et du gradient de température (WV + LR), albédo de surface et nuages. b) Écart-type de la différence inter-modèles de l'accroissement de température dû au forçage radiatif, à la réponse de Planck, et aux diverses rétroactions, normalisés par l'écart type de l'accroissement de la température globale. D'après Dufresne et Bony, 2008 [12].

très puissant d'amplification du réchauffement : 1,7 °C, en moyenne pour les modèles considérés ici. Pour des raisons thermodynamiques (variation du gradient adiabatique de la température en fonction de l'humidité, on prévoit également que dans le cas d'une atmosphère humide, les variations de vapeur d'eau s'accompagnent d'un réchauffement plus important en altitude que près de la surface (à l'exception des hautes latitudes). Ceci augmente l'émission de rayonnement infrarouge par la haute atmosphère et constitue l'unique rétroaction négative : elle diminue le réchauffement de $-0,8$ °C en moyenne. Ces deux rétroactions étant très fortement corrélées, pour des raisons physiques, on considère généralement leur effet combiné qui contribue pour environ 1 °C à l'accroissement de la température moyenne (Fig. 10.9a).

Les mécanismes à l'origine de la rétroaction de l'albédo de surface sont également bien identifiés : une augmentation de la température accélère la fonte de la neige et de la glace. Cela diminue la surface du globe couverte

par des surfaces réfléchissant le rayonnement solaire, et donc, augmente la quantité d'énergie absorbée par la Terre et contribue pour environ 0,2 °C à l'accroissement de température (Fig. 10.9a).

Enfin, l'augmentation des températures est susceptible de changer la couverture nuageuse. Comme on l'a vu, les nuages exercent deux effets antagonistes sur le bilan radiatif terrestre : d'une part, ils réfléchissent une partie du rayonnement solaire, et d'autre part, en absorbant le rayonnement infrarouge, ils contribuent à l'effet de serre. L'importance relative de ces deux effets dépend de multiples facteurs, et la contribution des nuages au réchauffement est en moyenne de 0,7 °C (Fig. 10.9a). Mais la dispersion entre modèles est extrêmement forte (Fig. 10.9b) : alors que quelques modèles prédisent une réponse relativement neutre des nuages, la plupart prédisent une diminution de la couverture nuageuse à mesure que la température augmente, et une amplification du réchauffement global pouvant atteindre 2 °C.

Des études récentes indiquent que cette incertitude provient principalement de la façon dont les différents modèles climatiques prédisent la réponse des nuages bas (du type stratus, stratocumulus ou petits cumulus) au réchauffement global. La façon dont les autres nuages (notamment les gros nuages d'orage du type cumulonimbus) répondront au changement climatique est également incertaine, mais elle contribue peu à l'incertitude sur l'amplitude du réchauffement global. En revanche, elle contribue fortement aux incertitudes sur les changements régionaux de la précipitation associés au réchauffement global.

D'autres rétroactions existent dans le système climatique, en lien, par exemple, avec le changement possible des capacités de stockage du carbone atmosphérique par l'océan et la biosphère, et elles seront abordées ci-dessous (section 10.3.3).

10.3.2 Les scénarios d'évolution des forçages

On ne peut vraiment pas prévoir le climat futur, ne serait-ce que parce que l'on ne peut pas prévoir l'évolution des forçages radiatifs dus aux perturbations naturelles, telles les éruptions volcaniques. Par contre, on peut chercher à répondre à des questions particulières : indépendamment des forçages naturels, comment le climat évoluerait si les émissions de gaz à effet de serre suivaient tel ou tel scénario d'émission ? À cette fin, différents scénarios socio-économiques d'évolution des activités humaines ont été établis dans le cadre du GIEC, et pour chacun d'eux, les émissions des principaux gaz à effet de serre et les émissions de composés soufrés (SO₂...) ont été estimées. Trois scénarios couvrant une période d'un siècle ont été retenus : le scénario SRES-A2 pour lequel les émissions de CO₂ continuent de croître jusqu'en 2100 ; le scénario SRES-A1B pour lequel les émissions de CO₂ croissent jusqu'en 2050 pour diminuer ensuite ; enfin le scénario SRES-B1 pour lequel les émissions de CO₂ sont presque stabilisées dès l'année 2000, puis décroissent à partir de

2050. Les émissions de CO_2 ont principalement pour origine l'utilisation de « combustibles fossiles » (pétrole, charbon, gaz) et les émissions de SO_2 proviennent du soufre présent dans ces combustibles. Pour des raisons sanitaires et de protection de l'environnement (le SO_2 étant notamment à l'origine des « pluies acides »), les combustibles sont de plus en plus épurés de leur soufre avant utilisation, d'où une croissance des émissions de SO_2 moins rapide (ou une diminution plus rapide) que celles du CO_2 dans presque tous les scénarios. À partir des émissions des différents gaz, leurs concentrations ont été calculées pour le GIEC par des modèles des cycles biogéochimiques, et pour les aérosols sulfatés, à l'aide de modèles de chimie-transport. Les concentrations de chacun de ces constituants peuvent ensuite être utilisées pour calculer le forçage radiatif correspondant. Par exemple, sur la figure 10.10, nous avons tracé l'évolution des différents forçages de 1860 à 2100 pour les scénarios SRES-B1 (dit « faible ») et SRES-A2 (dit « fort »). On peut remarquer, à partir de 2030, l'évolution très différente, selon les scénarios, du forçage radiatif des gaz à effet de serre, ainsi que la stabilisation du forçage radiatif des aérosols vers 2020, puis sa décroissance plus ou moins rapide selon les scénarios. Cette évolution différente des forçages est au premier ordre due à la différence entre les scénarios d'émission.

10.3.3 Le cycle du CO_2

Comme nous avons pu le constater dans le chapitre 3, le cycle du carbone est fragile, et il est fortement lié au vivant. Le rôle des deux réservoirs, l'océan et la biosphère terrestre, est crucial pour comprendre l'évolution du CO_2 atmosphérique au cours des prochaines décennies. L'océan est le plus gros réservoir de carbone (40 fois le contenu atmosphérique) et peut réguler la concentration atmosphérique de CO_2 en échangeant du CO_2 avec l'atmosphère. Et ces échanges dépendent en grande partie du gradient vertical de carbone dans l'océan : les eaux de surface se trouvent appauvries en carbone inorganique et en sels minéraux ; à l'inverse, l'océan profond est enrichi en carbone et en sels minéraux. L'existence de ce gradient vertical est principalement pilotée par la biologie océanique, qui met en place une pompe biologique et transfère du carbone de la surface vers le fond. Toute modification de cette pompe peut, à terme, influencer le réservoir atmosphérique.

Qu'en est-il des perturbations anthropiques et de leurs influences sur le cycle du carbone ? Ces impacts sont multiples : chimiquement, une conséquence directe de l'augmentation de la teneur en CO_2 atmosphérique est l'acidification des océans ; thermiquement, le réchauffement des eaux diminue la capacité de l'océan à absorber du CO_2 , enfin biologiquement, la distribution des espèces se trouve modifiée avec les changements d'environnement (salinité, température) et peut induire des transformations dans la chaîne trophique, donc dans la pompe biologique. En termes de puits de CO_2 , on sait aujourd'hui que pour deux molécules de CO_2 émises, une seule restera dans le réservoir

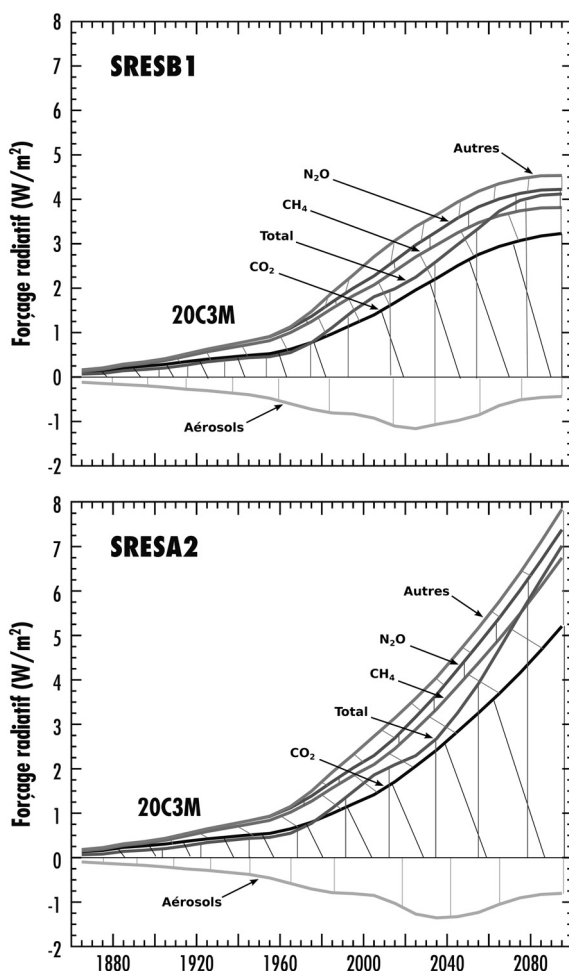


FIG. 10.10 – Évolution du forçage radiatif total dû aux activités humaines et contribution des différents gaz à effet de serre et des aérosols sulfatés à ce forçage. De 1860 à 2000, l'évolution des différents constituants est basée sur des observations directes ou des inventaires d'émission. À partir de 2000, l'évolution correspond au scénario SRES-B1 à gauche, et au scénario SRES-A2 à droite. Les forçages (en W/m^2) sont calculés par le modèle de l'IPSL et par rapport à l'année 1860 (Dufresne *et al.* 2006 [11]).

atmosphérique, l'autre sera stockée, soit dans la biosphère terrestre, soit dans l'océan. Ce ratio est le résultat de très nombreux processus qui participent à la régulation du cycle du carbone, mais il peut varier. La capacité des surfaces continentales à stocker du carbone peut se modifier soit graduellement,

soit brusquement. Par exemple, la fonte du pergélisol en Sibérie libérerait l'équivalent d'au moins 100 ppm supplémentaires dans l'atmosphère. Quant à la pompe biologique, elle va dépendre du fonctionnement et de l'adaptation du vivant au réchauffement, ce qui n'est pas facile à prévoir.

10.4 Les prévisions climatiques en 2100

10.4.1 Ce que disent les modèles : principales caractéristiques climatiques

Dans ce paragraphe, les résultats proviennent, sauf indication contraire, des simulations réalisées par la vingtaine de modèles de circulation générale couplés atmosphère-océan (ou modèles climatiques) ayant participé à la préparation du quatrième rapport du GIEC (IPCC, 2007 [15]). Les valeurs données correspondent à la moyenne des modèles ± 1 écart-type.

10.4.1.1 Amplitude du réchauffement

En réponse aux forçages anthropiques (gaz à effet de serre et aérosols) et aux forçages naturels (volcans et intensité solaire), les modèles simulent en moyenne un accroissement de la température globale de l'air près de la surface d'environ 0,8 °C entre le début et la fin du xx^e siècle, en cohérence avec ce qui est observé. Des études de sensibilité, avec différents forçages, ont permis de montrer que ce réchauffement est essentiellement dû aux forçages anthropiques (cf. section 2.3.3 de ce chapitre). Aujourd'hui, le système climatique est hors équilibre ; si les concentrations des gaz à effet de serre et des aérosols étaient maintenues à leurs valeurs de l'an 2000, le climat continuerait de se réchauffer de 0,4 °C environ au cours du XXI^e siècle (Fig. 10.11). Cependant, l'accroissement de la température simulée dépend avant tout des scénarios d'émission, puisque, en moyenne, sur une vingtaine de modèles, il varie d'un peu moins de 2 °C pour le scénario SRES-B1, à 3,6 °C environ pour le scénario SRES-A2, lorsque la concentration des gaz à effet de serre est imposée. La dispersion du réchauffement simulé par les différents modèles pour la fin du siècle est de $\pm 0,25$ °C, les principales raisons en ont été données dans le paragraphe 3.1 de ce chapitre. Le rapprochement de ces deux chiffres, l'incertitude liée aux modèles et celle liée aux scénarios, est éloquent, et montre, que même si on peut espérer en analysant les modèles réduire l'incertitude, les scénarios socio-économiques pilotent largement la réponse des modèles.

10.4.1.2 Distribution géographique des changements de température

La distribution géographique de l'accroissement de température est à peu près similaire pour les différents scénarios (son amplitude change par contre

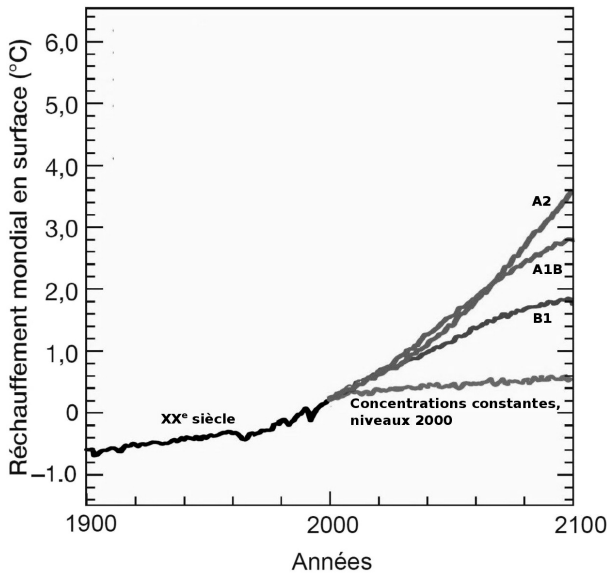


FIG. 10.11 – Moyenne multi-modèles de l'anomalie de la température ($^{\circ}\text{C}$) de l'air près de la surface (par rapport à la moyenne 1980-1999), pour le XX^{e} siècle et pour le XXI^{e} siècle selon différents scénarios d'évolution des gaz à effet de serre : SRES-A2, SRES-A1B, SRES-B1, et selon une situation idéalisée dans laquelle les concentrations des gaz à effet de serre et des aérosols restent égales à celles d'aujourd'hui (IPCC, 2007 [15]). La ligne représente la moyenne des modèles.

fortement). La Figure 10.12 en est une illustration pour le scénario SRES-A1B. On y retrouve des résultats maintenant classiques : l'accroissement de température est plus élevé sur les continents que sur les océans, et il est particulièrement fort dans les hautes latitudes de l'hémisphère nord.

Dans les régions tropicales, l'élévation de température plus importante sur les continents que sur les océans s'explique en partie par les changements d'évaporation. Sur l'océan, la quantité d'eau disponible pour l'évaporation n'est pas limitée, alors qu'elle l'est sur le continent selon la quantité d'eau disponible dans le sol, et donc selon la quantité de précipitation. L'évaporation refroidit la surface : ce refroidissement n'est pas limité sur l'océan, alors qu'il l'est sur le continent. Par exemple avec le modèle de l'IPSL, on trouve que le refroidissement par évaporation augmente de $9,8 \text{ W/m}^2$ sur l'océan et de $0,2 \text{ W/m}^2$ sur le continent. D'autres phénomènes, tel que le changement de couverture nuageuse ou le changement de circulation, jouent également un rôle dans le différentiel de réchauffement océan-continent.

Dans les régions des moyennes et hautes latitudes, la faible augmentation de la température de l'océan est en partie due à son inertie thermique. Ceci est particulièrement vrai dans l'hémisphère sud, où les vents étant très forts,

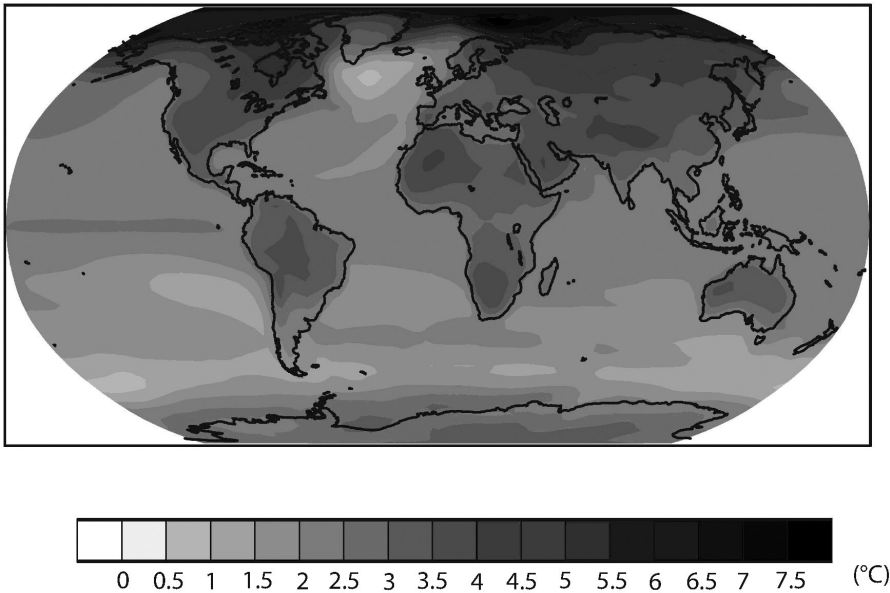


FIG. 10.12 – Moyenne multi-modèles de la différence de la température ($^{\circ}\text{C}$) de l'air près de la surface, entre la fin du xxi^{e} siècle (moyenne des années 2080 à 2099) et la fin du xx^{e} siècle (moyenne des années 1980 à 1999), pour le scénario d'émission SRES-A1B (IPCC, 2007 [15]).

l'agitation de l'océan est élevée, et la température reste homogène sur une profondeur assez grande. Pour que la température de la surface de l'océan augmente, il faut réchauffer une masse d'eau importante.

Dans les hautes latitudes de l'hémisphère nord, l'augmentation importante de la température est partiellement due à la rétroaction de la capacité réfléchissante de la surface terrestre (albédo). L'augmentation de température est accompagnée d'une diminution importante de l'enneigement et de l'extension de la glace de mer en été. Ceci réduit la réflexion du rayonnement solaire à la surface, augmente la quantité de rayonnement absorbé et tend à amplifier l'augmentation initiale de la température. Dans les régions où l'épaisseur de la glace de mer diminue, voire où cette glace disparaît, la température de l'air augmente fortement, car la température de la surface de l'océan est plus élevée que celle de la glace de mer. Enfin, une modification de la circulation atmosphérique (et notamment l'augmentation du transport de vapeur d'eau vers les hautes latitudes) est une dernière cause de la forte augmentation de température dans ces régions.

Au sud et à l'est du Groenland, on peut remarquer que la température de l'air près de la surface n'augmente que très faiblement. Cette tendance est plus ou moins marquée selon les modèles, certains simulent même un léger

refroidissement local. La raison en est une modification de la circulation océanique, et notamment de la circulation thermo-haline. Dans ces régions, la densité de l'eau de mer diminue en surface à cause de l'augmentation des températures ou des précipitations. Les eaux de surface ne sont plus suffisamment denses pour plonger vers l'océan profond, ce qui réduit la convection océanique et la dérive nord-atlantique associée. Cette réduction a un effet sur la température qui dépend des modèles, à la fois en termes d'amplitude et d'extension géographique. Elle module localement le réchauffement climatique, elle influence légèrement le réchauffement global, mais il n'en reste pas moins que ce réchauffement reste important sur tous les continents de l'hémisphère nord, et notamment en Europe.

10.4.1.3 Évolution des précipitations

Dans leur ensemble, les modèles climatiques prévoient – mais avec une forte dispersion –, une augmentation du total des précipitations avec la température (IPCC, 2007 [15]). Par exemple, pour le scénario SRES-A1B, les modèles simulent un accroissement des précipitations globales de $4,5 \pm 1,5$ % en 2100. Mais ces changements de précipitations sont loin d'être spatialement homogènes : dans certaines régions, les précipitations augmentent, dans d'autres elles diminuent (Fig. 10.13).

Si l'on considère les moyennes zonales, les précipitations ont tendance à augmenter partout, sauf dans les régions subtropicales (vers 30° N et 30° S) où elles diminuent. L'augmentation générale des précipitations est due à l'augmentation du contenu en vapeur d'eau de l'atmosphère, tandis que la diminution simulée dans les régions subtropicales est reliée à une modification de la circulation atmosphérique.

On remarque que les modèles simulent de façon cohérente une augmentation des précipitations aux hautes latitudes, toute l'année, et aux moyennes latitudes, en hiver (Fig. 10.13). De même, ils simulent de façon cohérente une diminution des précipitations dans les régions subtropicales. En Europe, les modèles simulent une augmentation des précipitations dans le nord et, à l'opposé, un assèchement autour du bassin méditerranéen. Par contre, les changements de précipitations dans les régions équatoriales et tropicales ne sont pas cohérents entre modèles, en particulier sur les continents : en Amérique du Sud, en Afrique de l'Ouest et en Afrique centrale, en Inde et en Asie du Sud-Est. Dans ces régions, certains modèles simulent une diminution des précipitations, tandis que d'autres simulent une augmentation. Ces différences entre modèles sont notamment très prononcées dans les régions de mousson. De façon générale, les changements de précipitations sur le continent restent très incertains, même en moyenne annuelle, en raison d'incertitudes majeures au niveau de la représentation de différents processus. Actuellement, rien ne permet de déterminer clairement quels sont les résultats les plus crédibles.

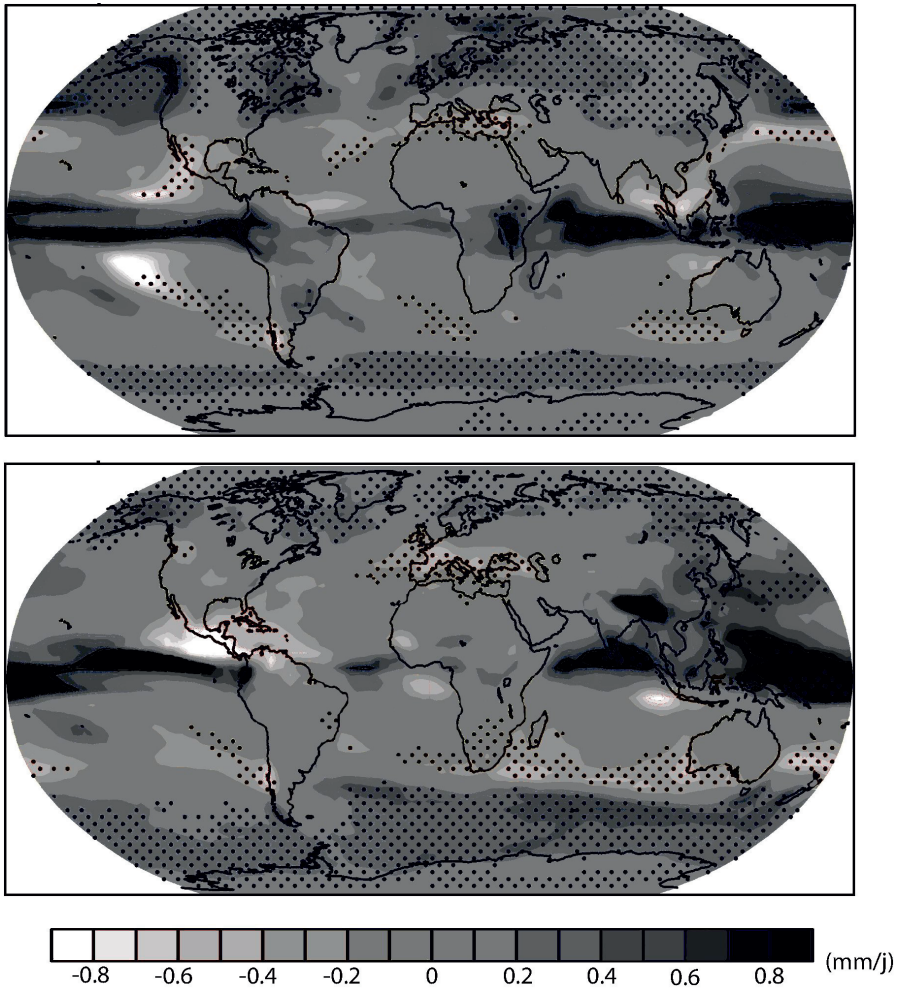


FIG. 10.13 – Moyenne multi-modèles de la différence de précipitations (mm/j) entre la fin du xxi^{e} siècle (moyenne des années 2080 à 2099) et la fin du xx^{e} siècle (moyenne des années 1980 à 1999), pour le scénario d'émission SRES-A1B (IPCC-2007 [15]). En haut : pour les mois de décembre-janvier-février. En bas : pour les mois de juin-juillet-août. Dans les zones pointillées, la valeur de la moyenne multi-modèles dépasse, en valeur absolue, celle de l'écart type inter-modèles.

10.4.1.4 Évolution des tempêtes

Dans le contexte d'un changement climatique, les caractéristiques des dépressions aux moyennes latitudes (en particulier, celles qui atteignent les côtes bretonnes) sont susceptibles de changer pour deux raisons : la première est une

modification du gradient de température équateur-pôle, qui tend à diminuer près de la surface mais à augmenter en altitude. La seconde raison est une augmentation de la quantité totale de vapeur d'eau dans l'atmosphère, donc de la quantité de vapeur d'eau qui peut être condensée et ainsi dégager de la chaleur latente. Dans les simulations de changements climatiques, on observe un décalage des routes dépressionnaires vers les pôles, une réduction du nombre total des dépressions, mais une augmentation du nombre de dépressions les plus creuses, donc les plus fortes. Par exemple, d'après les diagnostics établis par Lambert et Fyfe (2006) [19], les modèles simulent en moyenne, en 2100 et pour le scénario A1B, une diminution du nombre total de dépressions de 10 % environ dans l'hémisphère sud et un peu moins dans l'hémisphère nord. Ils simulent également un accroissement du nombre de dépressions intenses de 20 % dans l'hémisphère nord et de 40 % dans l'hémisphère sud.

10.4.1.5 Évolution de la glace de mer

L'extension de glace de mer simulée en hiver par les modèles ne diminue que légèrement, car les conditions favorables à la congélation de la surface océanique persistent : peu ou pas de rayonnement solaire, des températures certes plus élevées mais toujours nettement négatives. En revanche, le réchauffement des températures atmosphériques et océaniques affecte fortement la production annuelle nette de glace. Ainsi, dans une grande partie de l'Arctique, elle devient trop mince pour persister au cours de l'été. De nombreux modèles simulent cette diminution estivale pour la fin du XXI^e siècle, et prévoient qu'elle devrait être d'autant plus marquée que les émissions de gaz à effet de serre seront plus intenses. Il apparaît en particulier qu'en été, la glace de mer arctique pourrait disparaître totalement pour la période 2070-2099, dans le cas du scénario SRES-A2. En Antarctique, l'extension maximale de la glace de mer est réduite de 25 % environ et les modèles simulent une fonte de glace plus rapide au printemps et en été à la fin du XXI^e siècle qu'à l'époque actuelle.

10.4.1.6 Évolution de la glace continentale

Recul des glaciers

Les glaciers réagissent rapidement aux effets du climat et, en ce sens, constituent de bons indicateurs du changement climatique. Depuis plus d'un siècle, et plus particulièrement depuis les années 1980, le recul des glaciers est un phénomène quasi global. Avec l'élévation des températures simulées par les modèles climatiques, ce phénomène devrait encore s'accroître au XXI^e siècle, et même conduire à la disparition de certains glaciers au cours des prochaines décennies. La prévision de l'évolution future des glaciers dépend d'une part des scénarios climatiques mais aussi de la sensibilité au réchauffement climatique. Les glaciers situés dans des climats secs et froids (comme ceux de

l'Arctique canadien) ont une faible sensibilité et sont plus à même de résister au réchauffement climatique. Au contraire, les glaciers situés dans les régions côtières sont soumis à l'influence océanique et présentent une plus grande sensibilité au réchauffement climatique. C'est le cas des glaciers norvégiens, par exemple. Au cours de ces dernières décennies, ceux-ci avaient tendance à croître en raison d'une augmentation des précipitations. Mais depuis quelques années, il semblerait que cette tendance s'inverse. Les glaciers alpins, eux, sont dans une situation intermédiaire. On peut citer quelques travaux récents qui sous-tendent cette remarque. Nous n'allons pas faire une revue exhaustive sur la fonte des glaciers, mais nous avons choisi d'illustrer ce comportement à travers l'étude de deux glaciers proches de chez nous.

Au Laboratoire de Glaciologie et de Géophysique de l'Environnement de Grenoble (LGGE), deux études ont été réalisées pour des glaciers alpins, l'une sur le Saint-Sorlin, l'autre au dôme du Goûter, dans le massif du Mont-Blanc.

La première consistait à simuler l'évolution future du bilan de masse du Saint-Sorlin, situé dans le massif des Grandes Rousses et dont le point culminant est à 3 400 mètres d'altitude, en réponse à des conditions climatiques prédites par le GIEC dans le cadre du scénario B1. Les résultats montrent que malgré un scénario plutôt optimiste pour les émissions de gaz à effet de serre (+1,8 °C en 2100), la limite inférieure des neiges éternelles (encore appelée ligne d'équilibre) se situe à une altitude supérieure au point culminant du glacier. En d'autres termes, cela signifie qu'au cours d'une année, le glacier n'accumule plus de neige (ou de glace) et se retrouve donc dans un régime d'ablation chronique. Afin de simuler la réponse dynamique du glacier, ces résultats ont ensuite servi d'entrée à un modèle bidimensionnel d'écoulement glaciaire. Ainsi, malgré un réchauffement climatique modéré, le modèle suggère une disparition complète du glacier autour de 2070. La réponse dynamique des glaciers est complexe, car elle dépend non seulement de la morphologie de chacun, mais aussi de nombreux processus physiques, parfois difficiles à modéliser, qui eux-mêmes vont déterminer leur réponse temporelle, c'est-à-dire avec quelle échelle de temps caractéristique le glacier va grossir ou au contraire disparaître. Néanmoins, cette étude suggère que les glaciers alpins de taille et d'altitude comparables à celui du Saint-Sorlin pourraient subir le même type d'évolution au cours du XXI^e siècle sous l'influence d'un réchauffement climatique modéré.

La seconde étude est basée sur des mesures de température dans des trous de forages (140 m de profondeur) situé au dôme du Goûter, à 4 250 m d'altitude. Ces mesures ont permis de mettre en évidence un réchauffement de 1 à 1,5 °C sur les 60 premiers mètres de glace, entre 1994 et 2005. Une modélisation physique du processus de diffusion de la chaleur dans la glace a permis de montrer que le réchauffement observé dans la glace résultait non seulement du réchauffement atmosphérique, mais aussi de la chaleur produite par le regel en profondeur de l'eau issue de la fonte en surface. Par ailleurs, des simulations réalisées dans le cadre de différents scénarios de réchauffement

climatique confirment cette tendance pour le XXI^e siècle et montrent que, quel que soit le scénario de réchauffement climatique utilisé, les glaciers des Alpes, actuellement « froids », situés entre 3 500 et 4 250 m d'altitude, avec une température en profondeur allant de 0 à -11 °C, pourraient devenir « tempérés », avec une température en profondeur proche du point de fusion.

D'autres études de modélisation utilisant différents scénarios de gaz à effet de serre aboutissent à des conclusions similaires et tout aussi inquiétantes. Ainsi une étude menée dans la région du Montana, au Glacier National Park montre que sous l'influence d'un doublement de CO₂ atteint en 2030, certains glaciers disparaîtraient cette même année, malgré une augmentation des précipitations de 5 à 10 % dans les moyennes et hautes latitudes.

Le devenir des calottes polaires

Il existe différentes approches pour déterminer l'évolution des calottes polaires dans le futur. La première consiste à déterminer le bilan de masse en surface des calottes qui dépend directement du climat. Pour simuler le plus précisément possible le bilan de masse des calottes, il est nécessaire de recourir à des modèles climatiques à très haute résolution pour représenter correctement les pentes des calottes. Ces zones géographiques correspondent en effet aux zones d'ablation et aux zones au-dessus desquelles tombe la plus grande partie des précipitations. Or, l'utilisation AGCM ou des AOGCM tend à surestimer les précipitations et sous-estimer l'ablation. Par ailleurs, un certain nombre de processus importants ne sont pas pris en compte dans les modèles de circulation générale, comme le regel de l'eau de surface à l'intérieur de la calotte, la transformation de neige en glace, les variations d'albédo entre la neige et la glace, ou encore le transport de la neige par les vents. Toutes les études menées avec les modèles régionaux prévoient un accroissement des précipitations en réponse au réchauffement climatique, mais avec une grande incertitude quant à l'amplitude de cet accroissement. Les projections suggèrent qu'au-dessus du Groenland, l'ablation devrait largement excéder l'augmentation des précipitations. À l'inverse, en ce qui concerne l'Antarctique, les précipitations excèderaient l'ablation tout au long du XXI^e siècle. Au cours des dernières décennies, cette tendance a déjà été observée pour l'Antarctique de l'Est mais pas sur la partie ouest de la calotte, qui a subi une importante perte de masse. Toutefois aucun réchauffement significatif n'a été observé au-dessus de l'Antarctique. Inversement, dans la région de la péninsule antarctique, où le réchauffement est fortement marqué, une forte augmentation des précipitations est également observée.

Le bilan de masse en surface n'est pas le seul paramètre important pour déterminer l'évolution des calottes polaires. La seconde approche utilisée concerne les modèles tridimensionnels de calottes polaires qui permettent d'accéder à la réponse dynamique des calottes polaires. Ces modèles sont généralement forcés par les sorties des modèles climatiques, comme les températures ou

les précipitations qui servent à calculer l'ablation et l'accumulation neigeuse. L'ablation est généralement déterminée à partir d'une loi empirique qui relie le nombre de degrés-jours-positifs (*i.e.* intégrale des températures positives) au taux de fonte de la neige et de la glace, ce qui permet de rendre compte des variations d'albédo entre la neige et la glace. Le problème de cette formulation empirique est qu'elle n'est validée que sur un des quelques glaciers groenlandais pour le climat actuel. L'un des problèmes posés par ce type d'approche est la différence de résolution entre les modèles climatiques et les modèles de calottes. En particulier, le taux de précipitation étant fortement dépendant de la topographie, un certain nombre d'hypothèses doivent être faites sur la dépendance de la précipitation avec l'altitude lors de l'interpolation des champs de précipitation à la résolution du modèle de glace. Le bilan de masse déduit de ce type de méthode est généralement plus incertain que celui obtenu avec les modèles régionaux. Néanmoins, ces modèles sont les seuls à représenter la dynamique de la glace, en calculant explicitement les champs de vitesse et de température dans la glace, ce qui leur permet de simuler le glissement basal, c'est-à-dire le glissement de la glace sur le lit rocheux lorsque la température de la glace est au point de fusion. Cependant, les chercheurs rencontrent encore de nombreuses difficultés pour représenter certains processus, en particulier ceux qui se produisent à la base de la calotte ou encore à l'interface glace-océan où de faibles perturbations semblent pouvoir déclencher de fortes instabilités, qui peuvent se propager jusqu'à un millier de kilomètres en amont, et conduire à une déstabilisation de l'ensemble de la calotte. De tels événements sont à prendre en compte dans les simulations. Néanmoins, l'étude de l'impact des processus de petite échelle (c'est-à-dire ceux qui se produisent sur une dizaine de kilomètres) sur les processus de grande échelle (déstabilisation de la calotte, comme cela s'est déjà produit à maintes reprises dans le passé) n'en est encore qu'à ses balbutiements. Des observations récentes remettent en cause l'échelle de temps caractéristique de la réponse des calottes polaires aux changements climatiques. Jusqu'à présent, celle-ci était considérée comme étant de l'ordre du millénaire. Or, récemment, des études ont mis en évidence un accroissement de l'écoulement des glaciers émissaires, suggérant que ceux-ci pouvaient répondre beaucoup plus rapidement que prévu à des variations des conditions atmosphériques et océaniques, rendant possible dans un futur plus ou moins éloigné un effondrement de la nappe glaciaire qui les alimentent. Néanmoins, les lois physiques qui régissent l'écoulement de ce type de glaciers sont encore mal connues et l'impact des variations rapides engendrées reste très mal contraint. Les observations récentes effectuées au-dessus du Groenland et de l'Antarctique par télédétection devraient permettre d'affiner les simulations numériques et donc d'améliorer la pertinence des futurs modèles de prévision.

10.4.1.7 Le niveau des mers

Nous avons vu, dans la première partie de ce chapitre, qu'à l'échelle de quelques dizaines d'années, les causes principales des variations du niveau

marin étaient liées d'une part à la dilatation thermique de l'océan (dans le cas d'un réchauffement climatique), et d'autre part aux variations de la masse d'eau océanique dues aux échanges avec les réservoirs continentaux. La principale contribution de ces variations eustatiques est liée aux variations du bilan de masse des glaciers et des calottes polaires. Alors que sur la période 1993-2003, la principale contribution à la remontée du niveau marin était liée à la dilatation thermique des océans, il s'avère qu'entre 2003 et 2008, la contribution dominante provient de la fonte des glaciers et des calottes polaires (Cazenave *et al.*, 2009 [7]).

En 2007, le GIEC faisait état d'une augmentation du niveau des mers pour la fin du siècle qui pourrait être comprise entre 0,18 et 0,38 cm dans le cas le plus optimiste (scénario SRES-B1), et entre 0,26 et 0,59 cm dans le cas le plus défavorable (scénario A1FI). Cependant, ces projections sont entachées de nombreuses incertitudes liées à plusieurs facteurs. Tout d'abord, les données disponibles (marégraphiques et satellitaires) permettant de reconstruire le niveau des mers ne remontent pas aussi loin dans le passé que les données instrumentales de la température, et sont sujettes à des incertitudes plus élevées. De ce fait, les contraintes observationnelles nécessaires à la validation des modèles utilisés pour les projections de l'élévation du niveau marin sont plus faibles. Par ailleurs, notre compréhension des phénomènes n'est pas encore suffisamment précise pour quantifier les incertitudes associées aux méthodes utilisées pour évaluer la contribution des glaces continentales aux variations du niveau marin. En effet, les modèles climatiques utilisés pour effectuer les projections climatiques à l'horizon 2100 n'incluent ni l'effet du changement climatique sur le cycle du carbone (et autres gaz à effet de serre) ni la représentation de la dynamique de l'écoulement de la glace. Par ailleurs, si les estimations du niveau marin modélisées et observées présentent un accord raisonnable pour la période 1993-2003, il n'en va pas de même pour la période 1961-2003. En effet, rappelons que sur cette période, la somme des différentes contributions estimées est de $0,7 \pm 0,7$ mm/an, et reste bien inférieure à l'élévation observée du niveau marin (*i.e.* $1,8 \pm 0,5$ mm/an) à partir des données marégraphiques. Cette différence montre qu'il existe encore des défaillances dans notre compréhension de la variation du niveau des mers, et laisse supposer que les projections effectuées pour le futur sont sous-estimées. Toutefois, il faut noter que l'acquisition de séries temporelles altimétriques et gravimétriques semble désormais réconcilier les données issues des missions spatiales et des marégraphes (Fig. 10.14).

D'après les résultats moyennés à partir des 19 modèles AOGCM ayant participé au dernier exercice du GIEC, le taux moyen d'élévation du niveau de la mer sur l'ensemble du XXI^e siècle devrait très probablement dépasser celui enregistré sur la période 1961-2003. En ce qui concerne la fin du XXI^e siècle (*i.e.* 2090-2099), la valeur centrale estimée à partir de toutes les simulations forcées avec le scénario moyen A1B serait de 3,8 mm/an et excéderait celle observée sur la période 1993-2003, c'est-à-dire 3,1 mm/an. Il est à noter que

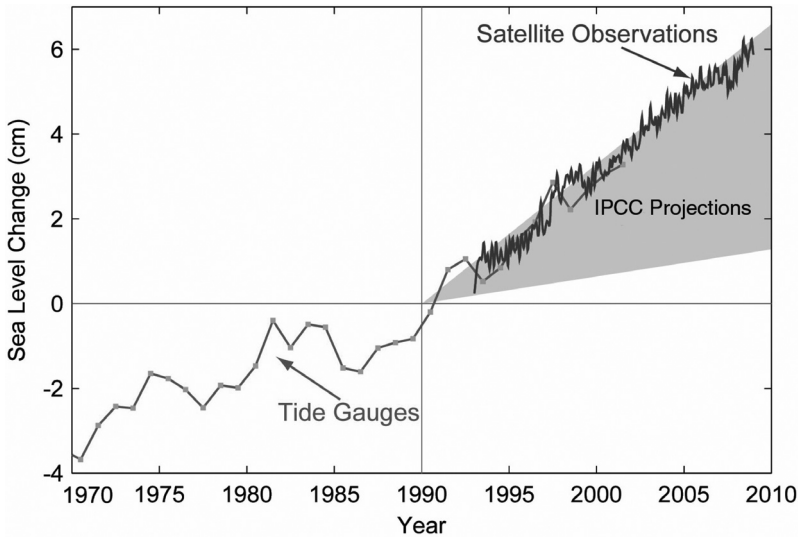


FIG. 10.14 – Variation du niveau de la mer entre 1970 et 2100. Les données des marégraphes apparaissent en bas et à gauche de la figure et les données satellitaires, en haut et à droite. La bande grise indique les projections du troisième rapport d'évaluation du GIEC, proches de celles du rapport de 2007 (IPCC, 2007 [15]).

sur cette valeur de 3,1 mm/an, environ 1 mm/an est imputé à la variabilité décennale. Or les différentes sources de variabilité ne sont pas prédictibles et ne sont pas incluses dans les résultats des projections que nous mentionnons ici. En conséquence, les projections du niveau marin pour une décennie donnée peuvent être surestimées, ou au contraire, sous-estimées de 1 mm/an (en supposant que l'effet de la variabilité décennale ne soit pas amplifié dans le futur).

Dans le paragraphe suivant, nous présentons un état de l'art de nos connaissances sur l'évolution possible du niveau marin d'ici la fin du XXI^e siècle en fonction des différentes contributions.

10.4.1.8 Expansion thermique

Dans tous les scénarios SRES utilisés (B1 à A1FI) pour effectuer un ensemble de projections, l'expansion thermique représente la contribution principale (70 à 75 %) à l'élévation du niveau marin au cours du XXI^e siècle. Cette contribution à l'élévation du niveau global peut être estimée à partir des changements de températures océaniques simulées par les modèles AOGCM. Sous l'effet du scénario SRES-A1B, l'augmentation du niveau marin lié à l'expansion thermique serait, d'après les résultats de ces simulations, de $1,3 \pm 0,7$ mm/an entre les années 2000 et 2020. Ce résultat n'est

pas significativement différent de celui obtenu avec les scénarios SRES A2 ou B1. En revanche, il est environ trois fois plus élevé que celui obtenu sur la période 1961-2003, et du même ordre de grandeur que celui de 1993-2003 (*i.e.* $1,6 \pm 0,5$ mm/an). Toutefois, rappelons que sur une décennie, la variabilité décennale peut avoir un effet important, et peut contribuer à amplifier ou au contraire diminuer la variation du niveau marin lié notamment à l'expansion thermique. Enfin, il faut préciser que la plupart des simulations AOGCM n'incluent pas le forçage volcanique. Ainsi, l'éruption du mont Pinatubo survenue en 1991 pourrait avoir pour effet de réduire la contribution de l'expansion thermique projetée pour le début du XXI^e siècle.

Si les projections effectuées entre 2000 et 2020 avec les trois scénarios SRES B1, A1B et A2 sont comparables, il n'en est pas de même de celles obtenues pour la période 2080-2100 : $1,9 \pm 1,0$, $2,9 \pm 1,4$ et $3,8 \pm 1,3$ mm/an respectivement. Cette accélération est directement liée à l'augmentation du réchauffement, et les incertitudes associées à ces valeurs sont liées à la variabilité obtenue d'un modèle à l'autre.

10.4.1.9 Variations locales liées aux variations de densité de l'océan et aux changements de dynamique

Les simulations effectuées avec un ensemble de modèles AOGCM forcés par différents scénarios SRES mettent en évidence une variabilité spatiale du niveau marin (Fig. 10.15). Ces modèles ne tiennent pas compte de l'écoulement de la glace, et donc cette variabilité régionale, déjà observée sur la période 1993-2003 grâce aux mesures satellitaires, est liée à une variabilité du système atmosphère-océan-glace de mer. Plus précisément, non seulement la variabilité régionale peut être liée, comme nous venons de le voir, à des variations de température, mais aussi à des variations de salinité (*i.e.* rapport précipitation/évaporation) et donc de densité, mais aussi à des variations au sein de la circulation océanique et de la circulation atmosphérique (variations de la direction et de l'intensité des vents). D'un modèle à l'autre, les distributions géographiques des variations du niveau marin ne sont pas identiques. On peut toutefois identifier certaines caractéristiques communes mises en évidence sur la Figure 10.15.

Ainsi, l'océan Austral est caractérisé par une augmentation du niveau marin plus faible que la moyenne, vraisemblablement lié à un changement dans la direction des vents ou à une expansion thermique plus faible. Inversement, on observe dans l'Arctique une augmentation du niveau marin plus élevée que la moyenne, imputée à une diminution de la salinité. Enfin, à la dynamique océanique est associée une bande étroite où une forte élévation est observée principalement dans l'Atlantique Sud et l'océan Indien, et dans une moindre mesure, dans le sud du Pacifique.

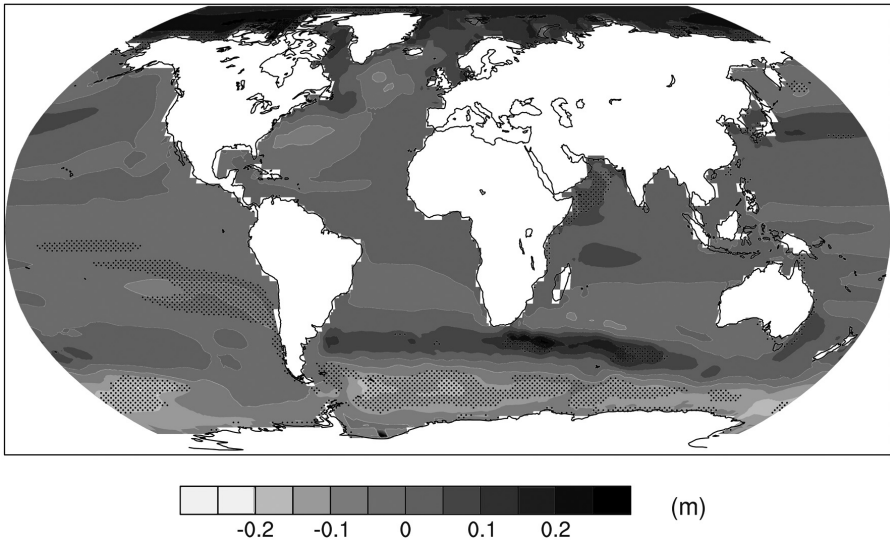


FIG. 10.15 – Variations locales du niveau marin dues aux variations de densité et de circulation océaniques par rapport au niveau moyen au cours du XXI^e siècle (les valeurs positives indiquent une hausse locale, tandis que les valeurs négatives correspondent à une baisse). Ces variations sont calculées comme la différence entre les moyennes obtenues pour les périodes 2080-2099 et 1980-1999 respectivement. Elles correspondent à une moyenne multi-modèles déduite de 16 AOGCM forcés par le scénario SRES A1B.

10.4.1.10 Variations liées à la glace continentale

Si les variations du niveau marin liées aux changements de densité et de température océaniques peuvent être aisément déterminées à partir des modèles climatiques, nous avons vu dans la section précédente que de fortes incertitudes existaient dans la simulation de la glace continentale dans le futur. Ces incertitudes dominent les projections de l'élévation du niveau marin issue de la fonte de la glace continentale, si bien que d'un scénario climatique à l'autre, ces projections sont peu différentes (entre 0,04 et 0,18 m pour le scénario B1, contre 0,04 – 0,23 m pour le scénario A1FI). Pour mieux représenter la contribution des calottes polaires à l'élévation du niveau marin dans le futur, il est nécessaire de représenter correctement la dynamique glaciaire dans les modèles de calottes polaires dits « grande échelle », c'est-à-dire offrant une représentation de l'évolution des calottes groenlandaise et antarctique. Néanmoins, du fait de leur résolution (10 – 20 km), ces modèles ne permettent pas de représenter explicitement les processus liés à l'écoulement glaciaire rapide, qui peuvent se produire sur des échelles spatiales beaucoup plus fines. Le défi des glaciologues pour ces prochaines années est de confronter les résultats

issus des modèles glaciaires régionaux où la dynamique de la glace est calculée explicitement (*i.e.* sans paramétrisations) à ceux provenant des modèles à grande échelle. Mais cette démarche n'en est qu'à ses tous premiers pas, et il faudra attendre encore plusieurs années avant de disposer de paramétrisations robustes dans les modèles grande échelle, lesquelles devraient permettre une représentation soignée des processus liés à la dynamique rapide de la glace. La seconde limitation (et non des moindres) est liée au fait que les modèles de calottes ne sont pas couplés aux modèles de climat utilisés pour effectuer les projections futures. Là encore, il faudra attendre plusieurs années avant que les interactions entre climat et calottes polaires soient correctement représentées pour prétendre à des projections fiables de l'élévation du niveau marin dans le futur.

10.5 Le climat des prochains millénaires : vers une modélisation intégrée du système Terre

10.5.1 Évolution climatique : la perturbation anthropique *vs.* les variations d'insolation

Dans le chapitre 7, nous avons analysé en détail les variations climatiques induites par les variations des paramètres orbitaux sur des échelles de dizaines de milliers d'années. Nous nous intéressons ici à des échelles de temps bien plus longues allant de la centaine à des millions d'années. L'ampleur du réchauffement prévu par les modèles climatiques au cours des prochaines décennies et même du prochain siècle nous interroge sur l'impact de cette modification profonde du système climatique à l'échelle de plusieurs millénaires, d'autant que l'accélération des émissions de CO₂ laisse présager que l'ampleur de la perturbation peut être plus importante que celle prévue par le scénario le plus pessimiste.

Les données issues des carottes de glace, comme celles de Vostok ou d'EPICA en Antarctique ont montré que le CO₂ atmosphérique variait d'environ 100 ppm lors du passage d'une période glaciaire à une période interglaciaire, et par ailleurs, que ces variations étaient corrélées aux variations de températures de l'air, suggérant ainsi le lien entre CO₂ et climat. Aujourd'hui, ce lien est communément admis et tous les regards sont braqués sur le réchauffement planétaire dû à l'augmentation des gaz à effet de serre dans l'atmosphère. Mais il y a près de quarante ans, en 1972, la communauté des climatologues se réunissait aux États-Unis pour discuter de l'imminence de la prochaine glaciation. Cette question était motivée par les données géologiques qui montraient que depuis environ un million d'années, la Terre avait connu une alternance d'épisodes froids correspondant aux phases de glaciation, et de périodes plus chaudes, les interglaciaires, avec une pseudo-périodicité de

100 000 ans. Les données disponibles en 1972 montraient que les deux derniers interglaciaires avaient duré environ 10 000 ans. Or, la période interglaciaire que nous connaissons actuellement, l'Holocène, dure justement depuis 10 000 ans. Il était donc légitime de penser que cette phase chaude devait rapidement s'achever pour laisser place à une nouvelle glaciation. Ce raisonnement reposait sur l'hypothèse d'une durée égale pour tous les interglaciaires. Pourtant, si les premières expériences numériques réalisées avec des modèles statistiques confirmèrent que le refroidissement amorcé il y a 6 000 ans (après l'optimum climatique de notre interglaciaire) devait se poursuivre dans le futur, Oerlemans et Van der Veen (1984) [22] de l'université d'Utrecht montraient, avec un modèle d'évolution de calottes polaires, que le passage à une nouvelle phase glaciaire ne se produirait pas avant 50 000 ans.

D'après les données des sédiments marins et des carottes de glace, on sait aujourd'hui que la durée d'un interglaciaire varie considérablement d'un cycle à l'autre. Les mêmes modèles que ceux utilisés pour prédire le futur ont été utilisés pour simuler le dernier basculement interglaciaire /glaciaire. En tenant compte des rétroactions avec l'atmosphère et l'océan, ces modèles produisent en effet, de la neige pérenne dans l'archipel canadien (Khodri *et al.*, 2001 [17]). On sait également que les paramètres orbitaux de la Terre (voir chapitre 7) qui gouvernent la répartition de l'énergie solaire selon les latitudes et selon les saisons peuvent varier considérablement d'un cycle à un autre, et déclencher différemment le passage d'un épisode chaud à un épisode froid. Ainsi, les données géologiques nous apprennent que l'interglaciaire d'il y a 400 000 ans (stade isotopique 11) a été exceptionnellement long. Cette situation correspond à une excentricité faible où la répartition saisonnière et latitudinale de l'énergie solaire varie très peu. La mécanique céleste nous apprend qu'une situation similaire doit se reproduire d'ici quelques 20 000 ans, et c'est pourquoi, le stade 11 est souvent considéré comme l'un des meilleurs analogues pour le climat futur. De nombreuses rétroactions internes engendrées par les différentes composantes du système climatique viennent amplifier ou au contraire diminuer l'effet de la distribution latitudinale et saisonnière de l'insolation. Ainsi, la prévision du climat à l'échelle de quelques centaines de milliers d'années nécessite de prendre en compte simultanément les variations d'insolation et les variations du CO₂ (et autres gaz à effet de serre) atmosphérique avec des modèles qui contiennent une représentation de l'atmosphère, de l'océan, de la cryosphère, de la lithosphère et de la végétation.

L'un des premiers modèles de ce type a été mis au point à l'université de Louvain-la-Neuve en Belgique (Gallée *et al.*, 1991 [14]). Celui-ci a permis de reproduire de manière satisfaisante les principales caractéristiques du climat actuel, ainsi que les variations du volume de glace au cours des cycles glaciaires-interglaciaires. Puisque le modèle s'est révélé capable de simuler raisonnablement le cycle à 100 000 ans, il a été appliqué dans un deuxième temps à la simulation de climats futurs. Plusieurs tests ont ainsi été effectués sur le climat des 130 000 prochaines années, soit en maintenant le CO₂

constant à différents niveaux (290 ppm, 200 ppm et 250 ppm), soit en utilisant les variations du CO₂ du dernier cycle glaciaire-interglaciaire (Loutre et Berger, 2000 [20]). Les résultats de ces simulations suggèrent d'une part que le climat des 50 000 prochaines années est particulièrement sensible à la valeur de la concentration de CO₂ atmosphérique et notre interglaciaire actuel serait beaucoup plus long que ne l'a été aucun autre interglaciaire dans le passé. Celui-ci pourrait en effet durer plus de 55 000 ans pour des teneurs en CO₂ comprises entre 230 et 290 ppm : un premier stade glaciaire apparaîtrait vers 60 000 AD, et le prochain maximum glaciaire se situerait aux alentours de 100 000 AD, suivi d'une phase de déglaciation qui s'achèverait vers 120 000 AD. La confrontation de l'ensemble de ces résultats indique que les différences marquées de notre interglaciaire (présent et futur) avec les autres périodes chaudes du Quaternaire semblent trouver leur origine dans les faibles variations d'insolation qui le caractérisent. En se basant sur un autre scénario destiné à reproduire les variations naturelles du CO₂ et non pas la contribution anthropique, d'autres simulations ont été effectuées, soit avec une version plus élaborée du modèle belge, soit avec un modèle de climat de complexité intermédiaire couplé à un modèle plus sophistiqué d'évolution des calottes polaires. Les résultats de ces simulations sont en accord avec ceux présentés précédemment, et montrent que le prochain épisode de maximum glaciaire n'apparaîtra que vers 108 000 AD.

Si jusqu'à présent, les variations de l'insolation estivale à 65° N étaient considérées comme le « *pace-maker* des transitions glaciaires-interglaciaires », les résultats précédents montrent que, pour le futur, le niveau de CO₂ atteint dans l'atmosphère sera un paramètre prépondérant. Si les variations naturelles de CO₂, ajoutées au forçage en insolation, ne laissent pas de place à un prochain épisode glaciaire avant au moins 50 000 ans, on peut se demander si l'effet de la contribution anthropique ne conduira pas à une disparition complète des calottes polaires actuelles, et si un retour à une phase de glaciation est envisageable au cours des 100 000 prochaines années. Les modèles couplant climat et cryosphère, validés sur le dernier cycle glaciaire-interglaciaire, vont permettre d'explorer les valeurs seuils de CO₂ qui pourraient avoir des effets à long terme sur le devenir des calottes de glace.

10.5.2 Le devenir lointain des calottes polaires : impact et irréversibilité

Comme nous l'avons vu précédemment, les temps de réponse des différents composants du système climatique sont extrêmement variables. De quelques minutes à quelques jours pour l'atmosphère, quelques mois à plusieurs centaines d'années pour l'océan et de l'ordre de mille à cent mille ans pour les calottes de glace. Le dernier cycle glaciaire-interglaciaire permet de réaliser à quel point le climat est profondément marqué par le lent développement et la rapide disparition des calottes. Les enregistrements de Vostok

puis de dôme C (*i.e.* carotte EPICA) permettent aussi de réaliser que, depuis 800 000 ans, nous sommes toujours passés d'un monde à quatre calottes à un monde, le nôtre, à deux calottes. Autrement dit, l'Antarctique et le Groenland ont bien résisté au réchauffement qui a conduit à la disparition des calottes Fennoscandienne et Laurentide. Sans doute que le Groenland et l'Antarctique de l'Ouest ne sont pas toujours sortis indemnes des cycles glaciaires-interglaciaires. En effet, lors du précédent interglaciaire le niveau marin était de 4 à 6 m (Overpeck *et al.* 2006 [24]) plus élevé. Il est donc possible, que l'activité anthropique puisse conduire à la fonte partielle ou totale du Groenland (Charbit *et al.*, 2008 [8]).

Dès à présent, l'analyse des bilans de masse au Groenland, et de façon plus surprenante en Antarctique (Velicogna, 2009 [31]), montre que ces calottes fondent et sont devenues les premiers contributeurs de l'augmentation du niveau marin (Cazenave *et al.*, 2009 [7]). Leur disparition complète conduirait à une élévation du niveau marin de près de 60 m : 6,6 m pour le Groenland et 52,8 m pour l'Antarctique, dont 3,3 m proviendrait de l'Antarctique de l'Ouest. Ces chiffres sont à mettre en regard des 120 m d'élévation du niveau marin consécutive à la fonte des calottes Laurentide et Fennoscandienne. Cette fonte répondait à un forçage solaire très faible en comparaison du forçage radiatif additionnel induit par les effets anthropiques. La fonte s'est étalée sur 14 000 ans (du Dernier Maximum glaciaire à l'Holocène moyen). Les effets à long terme (plusieurs centaines d'années) du forçage anthropique sur les calottes de glace ne sont pas faciles à modéliser, d'une part en raison de l'incertitude sur les scénarios socio-économiques et donc sur l'évolution du CO₂ au cours du XXI^e siècle. On comprend donc qu'il est encore plus difficile d'établir des scénarios sur plusieurs siècles (Charbit *et al.*, 2008 [8]). D'autre part, parce qu'il est nécessaire d'effectuer des simulations de plusieurs siècles, ce qui requiert l'utilisation de modèles dynamiques simplifiés couplés avec des modèles de calotte de glace performants (les ressources informatiques ne permettent pas de mobiliser les calculateurs centralisés pendant des semestres pour ne tester qu'un ensemble de scénarios ; *i.e.* quelques trajectoires). Or, pour obtenir des réponses pertinentes, il faut être capable d'explorer un grand nombre de scénarios.

En fait, il existe trois horizons différents pour l'évolution des calottes de glace. L'évolution au cours du XXI^e siècle qui est l'objet de toutes les analyses du GIEC et qui se traduira très vraisemblablement par une remontée du niveau marin de plusieurs dizaines de centimètres avec une forte incertitude liée à la fois aux scénarios d'émission de CO₂, mais également aux limites des modèles de glace qui ne capturent pas suffisamment bien l'écoulement rapide des fleuves de glace. Le second horizon, au-delà du XXI^e siècle et dans les siècles suivants, où il y a une possibilité pour le niveau de CO₂ de se stabiliser à trois ou quatre fois le taux pré-industriel, et donc de fondre le Groenland et l'Antarctique de l'Ouest. Ces changements sont également susceptibles de modifier la circulation océanique, et si ce taux élevé de CO₂

perdure longtemps dans l'atmosphère, cette fonte pourrait être irréversible, au sens où on n'obtiendrait plus de neige pérenne au Groenland (Charbit *et al.*, 2008 [8]). Enfin, il y a un troisième horizon, beaucoup plus lointain, pour lequel on peut se poser la question suivante : depuis 1 million d'années, notre climat oscille entre périodes glaciaires (longues : environ 100 000 ans) et interglaciaires (courtes : environ 10 000 ans). Est-il possible que la perturbation anthropique, en fragilisant les deux calottes actuelles (et qui participent peu aux variations du niveau marin lors des transitions glaciaires-interglaciaires), nous fasse basculer dans un autre mode climatique sans calotte de glace, semblable à celui des climats chauds de la Terre, antérieurs au Quaternaire ? En d'autres termes, est-ce que la perturbation anthropique, peut induire des modifications telles que la prochaine baisse marquée d'insolation estivale, dans $\sim 108\,000$ ans (Loutre et Berger, 2000 [20]) pourrait avoir pour effet de ne pas produire une glaciation ?

Même si cette question paraît très « futuriste », nous avons de bonnes raisons de penser, comme cela a été exposé dans ce livre, que les cycles glaciaires-interglaciaires, que l'on a connus depuis ce dernier million d'années, ne se produiront plus, car le niveau élevé de CO_2 ne permettra plus à la baisse d'insolation de produire des oscillations glaciaires-interglaciaires. C'est d'ailleurs ce que suggèrent les résultats des simulations effectuées pour des périodes telles que le Pliocène situé autour de 3 Ma où le taux de CO_2 est estimé à 405 ± 50 ppm.

Dans ces scénarios, un aspect fondamental est le temps de résidence très long du CO_2 dans l'atmosphère, qui est de plusieurs dizaines, voire plusieurs centaines de milliers d'années. La perturbation anthropique a beau être immédiate, ses conséquences vont perdurer longtemps dans l'atmosphère, et la petite « musique » de Milankovitch, qui habituellement permet, grâce à une réponse profondément non linéaire, de passer d'un monde interglaciaire à un monde glaciaire peut ainsi devenir inopérante.

Mais n'est-ce pas un peu présomptueux de penser que des centaines d'années de « débauche énergétique » conduisant à une très forte augmentation de CO_2 dans l'atmosphère se feront encore sentir dans des dizaines de milliers d'années ?

Sans doute, mais d'un autre côté, il n'est pas inutile de savoir que l'existence de calotte de glace, comme le montre l'étude des climats du passé de la Terre, est associée à de bas niveaux de CO_2 . Il est donc somme toute logique, que dans un monde, qui, pour des raisons anthropiques, va durablement garder des taux de CO_2 atmosphérique élevés, le comportement des calottes de glace à court et moyen termes va changer.

Le monde tel qu'il était au début du Tertiaire (avec 1 120 ppm de CO_2 dans l'atmosphère), est un monde chaud. L'Antarctique est déjà en position polaire depuis la fin du Crétacé (il y a 70 Ma), mais loin de supporter une calotte de glace, il est couvert de forêts. Pas l'ombre d'une calotte de glace, jusqu'à ce que le taux de CO_2 baisse suffisamment pour déclencher l'englacement progressif

de l'Antarctique (DeConto et Pollard, 2003 [10]). L'absence de calottes de glace sur notre planète n'est pas une vision de l'esprit, leur présence étant plutôt l'exception à l'aune des temps géologiques.

L'Homme, qui s'est hissé récemment à travers le développement industriel et l'utilisation massive des ressources fossiles, comme un acteur majeur du changement climatique, se trouve dorénavant en position de perturber gravement son environnement à différentes échelles de temps et d'espace. Ce livre montre, comment le visage de notre planète a pu changer suivant ces échelles de temps : de la tectonique des plaques (million d'années), au développement d'immenses calottes de glace à des latitudes tempérées (centaines de milliers d'années), en passant par la très forte variabilité des climats glaciaires à des échelles de quelques milliers d'années. Notre interglaciaire, l'Holocène, a été une période beaucoup plus stable pour ce qui est du climat et a contribué à l'essor démographique extraordinaire des populations humaines. Avec une Terre de plus de 7 milliards d'hommes et de femmes, il va falloir gérer au mieux le changement climatique, afin de préserver les populations et leur environnement. Le passé nous apprend que notre petite planète bleue a subi maintes modifications. Ce n'est donc pas la planète qui est en danger, ce sont bien plutôt les populations, d'autant qu'elles ne sont pas à armes égales face aux changements climatiques. Et donc, paradoxalement, si l'Homme est devenu un acteur majeur du climat, il pourrait aussi subir à ses dépens des bouleversements et des situations difficiles qu'il aura lui-même créés.

Références bibliographiques

- [1] Allen, R. J. et Sherwood, S. C. (2008), « Warming Maximum in the Tropical upper Troposphere Deduced from Thermal Winds », *Nature Geoscience*, 1, pp. 399-403.
- [2] Beniston, M. (2007), « Entering into the « Greenhouse Century »: Recent Record Temperatures in Switzerland are Comparable to the upper Temperature Quantiles in a Greenhouse Climate », *Geophysical Research Letters*, 34(L16710), doi: 10.1029/2007GL030144.
- [3] Berthier, E *et al.* (2007), « Remote Sensing Estimates of Glacier Mass Balances in the Himachal Pradesh (Western Himalaya, India) », *Remote Sensing of Environment*, 108(3), pp. 327-338
- [4] Bony, S. *et al.* (2006), « How Well do we Understand and Evaluate Climate Change Feedback Processes? », *Journal of Climate*, 19(15), pp. 3 445-3 482.
- [5] Cattiaux, J. *et al.* (2010), « Winter 2010 in Europe: A Cold Extreme in a Warming Climate », *Geophysical Research Letters*, 37(L20704), doi: 10.1029/2010GL044613.
- [6] Cavalieri, D. J. et Parkinson, C. L. (2008), « Antarctic Sea Ice Variability and Trends, 1979-2006 », *Journal of Geophysical Research*, 113, doi: 10.1029/2007JC004564.

- [7] Cazenave, A. *et al.* (2009), « Sea Level Budget over 2003-2008: A Reevaluation from GRACE Space Gravimetry ; Satellite Altimetry and Argo », *Global and Planetary Change*, 65, pp. 83-88.
- [8] Charbit, S. *et al.* (2008), « Amount of CO₂ Emissions Irreversibly Leading to the Total Melting of Greenland », *Geophysical Research Letters*, 35(L12503), doi:10.1029/2008GLO33472.
- [9] Chen, J. L. *et al.* (2006), « Satellite Gravity Measurements Confirm Accelerated Melting of Greenland Ice Sheet », *Science*, 313, doi:10.1126/science.1129007.
- [10] DeConto, R. M. et Pollard, D. (2003), « Rapid Cenozoic Glaciation of Antarctica Induced by Declining Atmospheric CO₂ », *Nature*, 421, pp. 245-249, doi:10.1038/nature01290.
- [11] Dufresne, J.-L. *et al.* (2006), « Simulation de l'évolution récente et future du climat par les modèles du CNRM et de l'IPSL (Recent and Future Climate Change as Simulated by the CNRM and IPSL Models) », *La Météorologie*, 55, pp. 45-59.
- [12] Dufresne, J.-L. et Bony, S. (2008), « An Assessment of the Primary Sources of Spread of Global Warming Estimates from Coupled Atmosphere-Ocean Models », *Journal of Climate*, 21(19), pp. 5 135-5 144, doi: 10.1175/2008JCLI2239.1.
- [13] Fettweis, X. *et al.* (2008), « Estimation of the Greenland Ice Sheet Surface Mass Balance for the 20th and 21st Centuries », *The Cryosphere*, 2, pp. 117-129.
- [14] Gallée, H. *et al.* (1992), « Simulation of the Last Glacial Cycle by a Coupled, Sectorially Averaged Climate-Ice-Sheet Model 2. Response to Insolation and CO₂ Variations », *Journal of Geophysical Research*, 97(D14), pp. 15 713-15 740.
- [15] IPCC (Ed.), *Climate Change (2007): The Physical Science Basis; Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, Cambridge, United Kingdom, and New-York, USA, Cambridge University Press.
- [16] Keeling, C. D. *et al.* (1995), « Interannual Extremes in the Rate of Rise of Atmospheric Carbon Dioxide since 1980 », *Nature*, 375, pp. 666-670.
- [17] Khodri, M. *et al.* (2001), « Simulating the Amplification of Orbital Forcing by Ocean Feedbacks in the Last Glaciation », *Nature*, 410, pp. 570-574.
- [18] Krinner, G. *et al.* (2007), « Simulated Antarctic Precipitation and Surface Mass Balance at the End of the 20th and 21st Centuries », *Climate Dynamics*, 28, pp. 215-230, doi:10.1007/s00382-006-0177.
- [19] Lambert, S. J. et Fyfe, J. C. (2006), « Changes in Winter Cyclone Frequencies and Strengths Simulated in Enhanced Greenhouse Warming Experiments: Results from the Models Participating in the IPCC Diagnostic Exercise », *Climate Dynamics*, 26, pp. 713-728, doi: 10.1007/s00382-006-0110-3.

- [20] Loutre, M.-F. et Berger, A. (2000), « Are We Entering an Exceptionally Long Interglacial ? », *Climatic Change*, 46, pp. 61-90.
- [21] Madden, R. A. et Julian, P. R. (1994), « Observations of the 40-50 Day Tropical Oscillation: a Review », *Monthly Weather Review*, 122, pp. 814-837.
- [22] Oerlemans, J., Van der Veen, C. J. (1984), *Ice Sheets and Climate*, Reidel, 217 p.
- [23] Oerlemans, J. (2005), « Extracting a Climate Signal from 169 Glacier Records », *Science*, 308(5722), pp. 675- 677.
- [24] Overpeck, J.T. *et al.* (2006), « Paleoclimatic Evidence for Future Ice-Sheet Instability and Rapid Sea-Level Rise », *Science*, 311, pp. 1 747-1 750.
- [25] Peltier, W.R. (2002), « Global Glacial Isostatic Adjustment: Paleogeodetic and Space-Geodetic Tests of the ICE-4G (VM2) Model », *Journal of Quaternary Science*, 17, pp. 491-510.
- [26] Ramanathan, V. et Coakley, J. A. Jr. (1978), « Climate Modeling Through Radiative-Convective Models », *Reviews of Geophysics and Space Physics*, 16(4), p. 465.
- [27] Ramillien, G. *et al.* (2006), « Interannual Variations of the Mass Balance of the Antarctica and Greenland Ice Sheets from GRACE », *Global and Planetary Change*, 53, pp. 198-208.
- [28] Rigor, I. G. et Wallace, J. M. (2004), « Variations in the Age of Sea Ice and Summer Sea Ice Extent », *Geophysical Research Letters*, 31, doi:10.1029 /2004GL019492.
- [29] Vautard, R. *et al.* (2007), « Summertime European Heat and Drought Waves Induced by Wintertime Mediterranean Rainfall Deficit », *Geophysical Research Letters*, 34(L0771), doi:10.1029/2006GL028001.
- [30] Velicogna, I. et Wahr, J. (2006), « Measurements of Time-Variable Gravity Show Mass Loss in Antarctica », *Science*, 311, pp. 1 754-1 756.
- [31] Velicogna, I. (2009), « Increasing Rates of Ice Mass Loss from the Greenland and Antarctic Ice Sheets Revealed by GRACE », *Geophysical Research Letters*, 36 (L19503), doi:10.1029/2009GLO4022.