#### **Paléoclimats**

Traduction du chapitre 6 du 4<sup>ème</sup> rapport de synthèse du Groupe Intergouvernemental d'Experts sur l'Evolution du Climat, effectuée par Valérie Masson-Delmotte (Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement, CEA-CNRS-UVSQ, Gif-sur-Yvette, France) le 28 mai 2007.

Référence : Jansen, E., J. Overpeck, K.R. Briffa, J.-C. Duplessy, F. Joos, V. Masson-Delmotte, D. Olago, B. Otto-Bliesner, W.R. Peltier, S. Rahmstorf, R. Ramesh, D. Raynaud, D. Rind, O. Solomina, R. Villalba and D. Zhang, 2007: Palaeoclimate. In: Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.

Notes :

- Le document en anglais, résumé pour décideurs, chapitres complets du Working Group I (Physique du Climat) au 4<sup>ème</sup> rapport de synthèse (Fourth Assessment Report) et glossaire sont disponibles sur : <u>http://ipcc-wg1.ucar.edu/</u>.
- Le troisième rapport de synthèse (TAR, Third Assessment Report) disponible intégralement en anglais sur : <u>www.ipcc.ch</u>
- Les acronymes anglais ont été systématiquement utilisés avec mention des termes complets et de leur traduction en français.
- La notation « ka » (pour « kilo années », milliers d'années) a été utilisée aussi bien pour la durée de périodes passées que pour la date de certains évènements (par exemple, 8,2 ka représente la période 8200 ans avant la période de référence actuelle, par convention 1950 AD).

#### Résumé executif

# Quelles sont les relations entre les variations passées des concentrations en gaz à effet de serre et du climat?

- Au cours du dernier siècle, le taux d'accroissement du forçage radiatif des trois principaux gaz à effet de serre, le dioxyde de carbone (CO<sub>2</sub>), le méthane (CH<sub>4</sub>) et l'oxyde nitreux (N<sub>2</sub>0) est très probablement sans précédent au moins au cours des derniers 16 ka<sup>1</sup>. Les variations pré-industrielles des concentrations en gaz à effet de serre dans l'atmosphère observées au cours des derniers 10 ka ont été faibles par rapport à leurs augmentations pendant la période industrielle, et étaient probablement majoritairement dues à des processus naturels.
- Il est très probable que les concentrations actuelles dans l'atmosphère du CO<sub>2</sub> (379 ppm), du CH<sub>4</sub> (1774 ppb) dépassent de loin les variations naturelles des derniers 650 ka. Les mesures faites dans les carottes de glace indiquent que le CO<sub>2</sub> a varié dans une gamme de 180 à 300 ppm et le CH<sub>4</sub> entre 320 et 790 ppb pendant cette période. Toujours pour la même période des derniers 650 ka, la température antarctique et les concentrations de CO<sub>2</sub> ont co-varié, ce qui indique une forte imbrication entre le climat et le cycle du carbone.
- Il est très probable que les variations glaciaires-interglaciaires de CO<sub>2</sub> ont fortement amplifié les variations climatiques, mais il est improbable que les variations de CO<sub>2</sub> aient initié la fin des périodes glaciaires. Au cours des dernières déglaciations, les températures antarctiques ont commencé à augmenter plusieurs siècles avant le CO<sub>2</sub> atmosphérique.
- Il est probable que les périodes climatiques antérieures où les concentrations atmosphériques en  $CO_2$  ont été élevées étaient des périodes plus chaudes qu'actuellement. C'est le cas à la fois pour des périodes climatiques durant des millions d'années (comme le Pliocene, entre 5 et 3 Ma<sup>2</sup>) et pour des évènements chauds de quelques centaines de millions d'années (par exemple, le Maximum Thermique Paléocène-Eocène, il y a 55 Ma). Dans les deux cas, le réchauffement était probablement fortement amplifié dans les hautes latitudes nord, par rapport aux basses latitudes.

#### Qu'apprend-on de la variabilité du climat à l'échelle glaciaireinterglaciaire ?

Les modèles de climat montre que le Dernier Maximum Glaciaire (il y a environ 21 ka) était plus froid que le climat actuel de 3 à 5°C, à cause des concentrations en gaz à effet de serre et de la présence des calottes glaciaires. La prise en compte des effets du contenu de poussières dans l'atmosphère et des changements de végétation entrainent un refroidissement global supplémentaire de l'ordre de 1°C à 2°C, mais le niveau de compréhension scientifique de ces effets est faible. Il est très probable que le réchauffement global de 4°C à 7°C depuis le Dernier Maximum Glaciaire se soit produit environ 10 fois plus lentement que le réchauffement du 20<sup>ème</sup> siècle.

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> Note : 1 ka = 1000 ans avant la période actuelle (définie comme 1950 AD) ou une durée d'une durée de 1000 ans.

<sup>&</sup>lt;sup>2</sup> note : 1 Ma = 1 million d'années avant l'actuel (1950 AD) ou une période d'une durée de 1 million d'années.

- Au Dernier Maximum Glaciaire, les enregistrements paléoocéanographiques montrent un refroidissement des températures de surface des océans tropicaux de l'ordre de 2°C à 3°C en moyenne, et un refroidissement beaucoup plus marqué associé à une extension de la glace de mer aux hautes latitudes. Les modèles climatiques sont capables de simuler l'amplitude de ces changements latitudinaux à la surface des océans, en réponse aux estimations des changements de l'orbite terrestre, des gaz à effet de serre et des changements de surface des continents ; ceci indique qu'ils représentent de manière correcte les grands processus qui sont à l'origine de cet état climatique passé.
- Les données terrestres montrent un refroidissement significatif au Dernier Maximum Glaciaire dans les tropiques (jusqu'à 5°C) et des amplitudes plus larges aux hautes latitudes. Les modèles de climat montrent une certaine dispersion dans leur capacité à simuler ces caractéristiques.
- Il est quasiment certain que les températures globales au cours des prochains siècles ne subiront pas de tendance au refroidissement à cause des variations naturelles de l'orbite terrestre. Il est très improbable que la Terre puisse basculer vers une période glaciaire au cours des prochains 30 ka.
- Pendant la dernière période glaciaire, des réchauffements abrupts régionaux (probablement jusqu'à 16°C en quelques décennies au Groenland) et des refroidissements se sont succédés de manière répétée dans le secteur de l'Atlantique Nord. Ces évènements ont eu des impacts globaux, tels des déplacements importants des zones de précipitations tropicales. Il est peu probable que ces évènements aient été associés à des changements de température globale mais au contraire probable qu'ils impliquent des redistributions de chaleur au sein du système climatique, liées à des changements de la circulation de l'Océan Atlantique.
- Le niveau des océans était probablement 4 à 6 m plus élevé qu'au 20<sup>ème</sup> siècle pendant la dernière période interglaciaire, il y a environ 125 ka. De manière cohérente par rapport aux données paléoclimatiques, les modèles de climat simulent un réchauffement d'été dans l'Arctique atteignant 5°C pendant le dernier interglaciaire. Ce réchauffement simulé est maximum sur l'Eurasie et le Nord du Groenland, et atteint 2 à 5°C au sommet du Groenland. Il est compatible avec la modélisation glaciologique, suggérant qu'un retrait majeur de la calotte Sud du Groenland et des autres zones englacées de l'Arctique ont pu être à l'origine d'une augmentation du niveau des mers de 2 à 4 m au cours de la dernière période interglaciaire ; le reste de la contribution à l'augmentation du niveau des mers provient probablement de la calotte antarctique.

#### Que nous montre l'étude du climat de la période interglaciaire actuelle ?

- Les enregistrements paléoclimatiques avec une résolution de l'ordre du siècle montrent l'occurrence de périodes chaudes régionales et transitoires au cours des derniers 10 ka, avant la période industrielle, mais il est probable que ces réchauffements n'étaient pas synchrones à l'échelle globale. De la même manière, alors que certains enregistrements paléoclimatiques de résolution décennale montrent une variabilité quasi-périodique régionale, il est probable que ces signaux régionaux ne sont pas cohérents à l'échelle globale et ne peuvent expliquer la majeure partie du réchauffement global des derniers 100 ans.
- Dans de nombreuses régions montagneuses de l'hémisphère nord, les glaciers ont reculé en réponse au réchauffement régional causé par les variations d'orbite terrestre

entre 11 et 5 ka, et étaient plus réduits qu'à la fin du 20<sup>ème</sup> siècle au cours de ces épisodes chauds. Le recul quasi-global des glaciers qui se produit actuellement ne peut pas être lié aux mêmes causes naturelles, car la diminution de l'ensoleillement d'été au cours des derniers millénaires dans l'hémisphère nord devrait être favorable à une expansion de ces glaciers.

- Les modèles de circulation générale (GCM) sont capables de simuler beaucoup des caractéristiques du changement climatique de l'Holocène moyen, il y a 6 ka : ceci inclut le réchauffement des moyennes latitudes, dans un contexte où la température moyenne globale fluctue peu (<0,4°C), et les changements des moussons, en réponse au forçage orbital. Dans les zones où les reconstructions sont nombreuses, les modèles ont tendance à sous-estimer les changements hydrologiques. Les modèles de climat couplés océan-atmosphère-végétation conduisent à des simulations plus réalistes et montrent le rôle amplificateur des rétroactions liées à l'océan et aux surfaces continentales dans le changement climatique.</p>
- Les modèles de climat et de végétation simulent le déplacement vers le nord de la limite de la forêt boréale en cas de réchauffement. Les données paléoclimatiques indiquent également que ces déplacements de limites de forêt jouent probablement un rôle de rétroaction positive. Ces modèles montrent également des changements de structure de la végétation et du stockage continental de carbone lorsque les conditions aux limites et les forçages climatiques changent (i.e. présence de calottes, variations orbitales).
- Les observations paléoclimatiques révèlent que la fréquence régionale des cyclones tropicaux, des crues, des sécheresses pluri-annuelles et l'intensité des moussons africaine et asiatique ont subi des changements abrupts à l'échelle de la décennie au siècle, au cours des derniers 10 ka. Cependant, les mécanismes à l'origine de ces changements abrupts sont mal compris ou n'ont pas été étudiés en détail à l'aide des modèles de climat.

# Comment le changement climatique du 20<sup>ème</sup> siècle se compare-t-il au climat des derniers 2000 ans ?

- Il est très probable que l'augmentation du CO<sub>2</sub> et du forçage radiatif dû à l'effet combiné des augmentations de concentration de CO<sub>2</sub>, CH<sub>4</sub> et N<sub>2</sub>O ont été au moins 5 fois plus rapides pendant la période 1960-1999 que pendant tout autre période de 40 ans au cours des derniers deux millénaires précédent la période industrielle.
- Les mesures effectuées sur les carottes de glace du Groenland et des moyennes latitudes de l'hémisphère nord montrent avec un très bon indice de confiance une augmentation rapide post-industrielle des concentrations de sulfates au-dessus du niveau pré-industriel.
- Certaines des études conduites depuis le Troisième Rapport de Synthèse (TAR, pour Third Assessment Report) indiquent une variabilité de la température de l'hémisphère nord à l'échelle de plusieurs siècles supérieure à celle qui était publiée dans le TAR. Ces travaux montrent que les reconstructions sont sensibles aux types d'indicateurs paléoclimatiques utilisés, aux méthodes statistiques mises en œuvre pour la calibration et la combinaison des données afin de reconstruire les températures passées. La plus grande variabilité démontrée par certaines études récentes concerne principalement des températures plus fraîches (surtout pour les périodes du 12<sup>ème</sup> au 14<sup>ème</sup> et du 17<sup>ème</sup> au 19<sup>ème</sup> siècles). Seule l'une des nouvelles reconstructions indique des températures légèrement plus chaudes (au 11<sup>ème</sup> siècle, mais toujours dans la gamme d'incertitude publiée dans le TAR).

- Le TAR a souligné le réchauffement exceptionnel de la fin du 20<sup>ème</sup> siècle par rapport au dernier millénaire. Les travaux récents ont renforcé cette conclusion. Il est très probable que la moyenne des températures de l'hémisphère nord a été plus chaude pendant la seconde moitié du 20<sup>ème</sup> siècle que pendant tout autre intervalle de 50 ans au cours des derniers 500 ans. Il est également probable que cette période de 50 ans a été la plus chaude dans l'hémisphère nord au cours des derniers 1,3 ka, et que ce réchauffement a été plus étendu spatialement que pendant toute autre période de 50 ans des derniers 1,3ka. Ces conclusions sont plus fiables pour les températures d'été des zones continentales extra-tropicales, et pour les périodes les plus récentes, à cause de la faible densité de reconstructions pour les périodes plus anciennes.
- Les faibles variations des concentrations pré-industrielles en CO<sub>2</sub> et CH<sub>4</sub> au cours du dernier millénaire sont cohérentes avec les reconstructions des températures de l'hémisphère nord ; des variations climatiques plus intenses que celles qui sont reconstruites impliqueraient probablement des variations plus marquées de ces concentrations. Les variations faibles des gaz à effet de serre au cours de la période pré-industrielle fournissent ainsi une preuve indirecte que les variations de la température globale ont été limitées à l'échelle de la décennie et du siècle.
- Les simulations paléoclimatiques sont globalement cohérentes avec les reconstructions des températures de l'hémisphère nord au cours du dernier millénaire. L'augmentation des températures de surface depuis 1950 ne peut être simulée sans prendre en compte les gaz à effet de serre d'origine anthropique parmi les forçages climatiques (très bon niveau de confiance) et il est très improbable que ce réchauffement ne soit que la fin d'un épisode froid qui a précédé le 20<sup>ème</sup> siècle.
- La compréhension de la variabilité climatique du dernier millénaire dans l'hémisphère sud et les tropiques reste très limitée à cause de la faible densité d'enregistrements paléoclimatiques.
- Les reconstructions climatiques du dernier millénaire indiquent que les téléconnections spatiales associées à l'Oscillation Australe / El Niño ont varié davantage que ne le montrent les mesures instrumentales du 20<sup>ème</sup> siècle (haut niveau de confiance).
- Les enregistrements paléoclimatiques de l'Afrique du nord et de l'est et des Amériques indiquent que l'occurrence de sécheresses persistantes pendant plusieurs décennies ou davantage est une caractéristique du climat de ces régions au cours des deux derniers millénaires.

# Que nous apprennent les enregistrements paléoclimatiques en ce qui concerne les rétroactions, les processus biogéochimiques et biogéophysiques ?

- La théorie orbitale des paléoclimats, largement reconnue, suggère que les cycles glaciaires-interglaciaires se sont produits en réaction au forçage orbital. La forte réaction du système climatique implique une forte amplification positive de ce forçage. Cette amplification a très probablement été dominée par les changements des concentrations de gaz à effet de serre et la croissance / disparition des calottes de glace. Elle inclut également l'influence de la circulation océanique et des changements de glace de mer, des rétroactions biophysiques et de la charge en aérosols (poussières) dans l'atmosphère.
- A l'échelle millénaire, il est quasiment certain que les variations de CO<sub>2</sub> atmosphérique associées à chacun des évènements chauds en Antarctique ont eu une amplitude inférieure à 25 ppm, au cours de la dernière période glaciaire. Ceci suggère

que les changements de formation des eaux profondes dans l'Atlantique et le dépôt de fer transporté par les vents vers l'Océan Austral associés à ces évènements n'ont qu'un impact limité sur le  $CO_2$ .

- Il est très probable que les processus du cycle du carbone marin sont majoritairement à l'origine des variations glaciaires-interglaciaires de CO<sub>2</sub>. La quantification des processus individuels marins reste une difficulté majeure.
- Les données paléoenvironnementales indiquent que la composition et la structure régionale de la végétation sont très probablement sensibles au changement climatique et, dans certains cas, peuvent réagir au changement climatique en quelques décennies.

### Table des matières

1.	Introduction	9
2.	Méthodes paléoclimatiques	9
	2.1 Méthodes – Observations des forcages et des réactions	9
	2.1.1 Comment connaît-on les forcages climatiques passés ?	10
	2.1.2 Comment connaît-on les changements de la composition atmosphérique globale passée ?	10
	2.1.3 Comment peut-on dater précisément les enregistrements paléoclimatiques des forçages et des réactions ?	10
	2.1.4 Quelles sont les méthodes pour reconstruire la dynamique passée du climat à l'aide d'indicateurs paléoclimatiques ?	11
	2.2 Méthodes – Modélisation paléoclimatique	12
3.	Les climats pré-Quaternaires	13
	3.1 Quelle est la relation entre le dioxyde de carbone et la température pendant cette période ?	13
	3.2 Oue montre l'enregistrement du Pliocène moven ?	14
	3.3 Que nous montre l'enregistrement du Maximum Thermique Paléocène / Eocène ?	17
4.	Variabilité et dynamique du climat à l'échelle glaciaire-interglaciaire	19
	4.1 Forcages climatiques et réactions au cours des cycles glaciaires-interglaciaires	19
	4.1.1 Comment les changements glaciaires-interglaciaires des gaz à effet de serre (dioxyde de carbone, méthane et oxyde nitreux	() se
	comparent-ils à l'augmentation des gaz à effet de serre au cours de la période industrielle ?	2 <i>4</i>
	4.1.2 Que nous apprennent le Dernier Maximum Glaciaire et la dernière déglaciation ?	25
	4.1.3 Quel est le réalisme des simulations du Dernier Maximum Glaciaire conduites à l'aide des modèles de climat ?	28
	4.1.4 Quel est le réalisme des simulations du stock de carbone continental au Dernier Maximum Glaciaire ?	31
	4.1.5 Quelle a été la durée des périodes interglaciaires précédentes ?	31
	4.1.6 Quel a été le rechauffement de la Terre au cours de la derniere periode interglaciaire ?	32 27
	4.1.7 Que sait-on des mecanismes de transitions vers les gractations ?	32 23
	4.1.5 Qualità la periode integrate alla dattuere s'actività des apregistraments glaciaires interglaciaires	
	4.2.1 Duelles cont les éléments montrant des changements climatiques abruits passés?	
	4.2.1 Que sistem des referents infortuair des changements abrupts passes :	35 39
	4.2.3 Les modèles de climat sont-ils capables de sinuler ces changements abrupts ?	
	4.3 Les variations du niveau marin au cours du dernier cycle glaciaire-interglaciaire	
	4.3.1 Ouelle est l'influence des changements passés du volume des glaces sur le niveau marin actuel?	
	4.3.2 Quelle a été l'amplitude du changement de niveau marin à l'échelle glaciaire-interglaciaire ?	42
	4.3.3 Que nous indique l'augmentation du niveau marin de la Dernière Période Interglaciaire ?	43
	4.3.4 Quelle est la contribution lente de l'eau de fonte des calottes polaires à l'augmentation moyenne du niveau des mers ?	44
5.	L'interglaciaire en cours	44
	5.1 Forçages climatiques et réactions au cours de l'interglaciaire en cours	45
	5.1.1 Quels ont été les principaux forçages climatiques pendant l'Holocène ?	45
	5.1.2 Pourquoi les concentrations en gaz à effet de serre ont-elles varié au cours de l'Holocène, avant la période industrielle ?	45
	5.1.3 Certaines periodes de l'interglaciaire actuel ont-elles etle plus chaudes que la fin du 20 <sup></sup> siecle ?	46
	5.1.4 Quels sont les inens entre le forçage orbital et le climat du noven Holoche aux movennes et bautes latitudes ?	47 10
	5.1.5 Que sont les fiels entre le foiçage orbital et le climat du moyen riolocene aux moyennes et naues faitures faiture	nent
	5.2 Changements climatiques abrunts au cours de la période interglaciaire actuelle	<i>49</i> 50
	5.2 One nous montrent les changements abrunts des circulations océanique et atmosphérique aux movennes et hautes latitudes	2 50
	5.2.2 Quels sont les mécanismes des changements abrunts de moussons?	
	5.2.3 Comment et pourquoi ENSO (El Niño-Southern Oscillation) a changé au cours de l'interglaciaire actuel ?	51
6.	Les derniers 2000 ans	55
	6.1 Variabilité de la température de l'hémisphère nord	55
	6.1.1 Que nous montrent les reconstructions paléoclimatiques ?	56
	6.2 Variabilité de la température de l'hémisphère sud	70
	6.3 Comparaison des simulations millénaires aux paléodonnées	71
	6.3.1 Forçage solaire	72
	6.3.2 Forçage volcanique	75
	6.3.3 Aérosols de sulfate de la période industrielle	75
	6.3.4 Comparaison des simulations de la température moyenne de l'hémisphère nord aux observations paléoclimatiques	s75
	6.4 Cohérence entre les températures, les enregistrements de gaz à effet de serre et les forçages ; et	
	compatibilité des modèles couplés climat-carbone avec les enregistrements paléoclimatiques	79
	6.5 Variabilité régionale d'autres paramètres que la température	80

	6.5.1	Changements du système ENSO	80		
	6.5.2	Les archives de la variabilité de l'Atlantique			
	6.5.3	La variabilité de la mousson asiatique			
	6.5.4	La variabilité hydrologique en Afrique du Nord et de l'Est	83		
	6.5.5	Les enregistrements de la variabilité hydrologique dans les Amériques	83		
7.	Remarque	s finales et incertitudes majeures	84		
Réféi	ences		84		
Encadré n°1 : forçage orbital					
Encadré n°2 : quelles sont les causes des variations de la concentration atmosphérique en dioxyde de carbone					
pendant les périodes glaciaires ?					
Encadré n°3 : variabilité des glaciers au cours de l'Holocène					
Enca	Encadré n°4 : températures hémisphériques pendant la « période chaude médiévale »				
Ques	tion fréque	mment posée (FAQ 1) : quelles sont les causes des glaciations et des autres grands changer	nents		
clima	climatiques avant la période industrielle?				
Ques	tion fréque	mment posée (FAQ2) : le changement climatique actuel est-il inhabituel par rapport aux			
chang	changements antérieurs dans l'histoire de la Terre ?				

#### **1. Introduction**

Ce chapitre évalue les données paléoclimatiques et la connaissance des changements du système climatique aux échelles de temps interannuelles à millénaires, et la capacité des modèles climatiques à simuler ces variations. D'autres perspectives paléoclimatiques sont également inclues dans d'autres chapitres du FAR (Fourth Assessment Report).

La science des paléoclimats a progressé de manière significative depuis les années 1970, où elle s'est focalisée sur l'origine des glaciations, la possibilité d'une glaciation imminente et les premières explorations des périodes appelées « Petit Age de Glace » et « Période chaude médiévale ». A l'époque du premier rapport de synthèse du GIEC (IPCC, 1990), beaucoup des variations climatiques avant la période instrumentale restaient mal connues ou comprises. Quinze années plus tard, la compréhension a progressé, est devenue plus quantitative et repose sur une meilleure intégration des observations et de la modélisation.

Après une brève présentation des méthodes paléoclimatiques, de leurs forces et de leurs faiblesses, ce chapitre examine les enregistrements paléoclimatiques par ordre chronologique, du plus ancien au plus récent. Cette approche a été choisie parce que le système climatique varie et change à toutes les échelles de temps, et que la compréhension des phénomènes les plus lents peut être pertinente pour les changements climatiques à courte échelle de temps. De plus, l'analyse de la réaction du système climatique aux grands forçages climatiques passés est utile pour évaluer comment le même système climatique pourrait réagir aux forçages importants à venir.

De manière transverse à cette présentation chronologique, ce chapitre aborde l'évaluation des forçages et des réactions climatiques, et de la capacité des dernières versions des modèles de climat à simuler ces réactions. A chaque fois que cela est possible, les perspectives issues des observations paléoclimatiques, de la théorie et de la modélisation sont combinées afin de réduire les incertitudes pour cette synthèse. Plusieurs sections sont également consacrées aux nombreux travaux récents permettant de progresser dans la compréhension des changements climatiques abrupts, ces changements climatiques forcés ou non qui impliquent des effets de seuil dans la transition vers un nouvel état climatique (par exemple un nouvel état moyen ou un nouveau type de variabilité), et pour lesquels la durée de la transition vers ce nouvel état est courte par rapport à la durée de cet état (Rahmstorf, 2001 : Alley et al, 2003 ; Overpeck et Trenberth, 2004).

#### 2. Méthodes paléoclimatiques

#### 2.1 Méthodes – Observations des forçages et des réactions

La paléoclimatologie a connu des progrès significatifs dans ses méthodologies depuis le TAR (IPCC Third Assessment Report) et le but de cette section est de mettre en avant ces progrès tout en fournissant une vue d'ensemble des méthodes à l'origine des reconstructions utilisées dans ce chapitre. Plusieurs détails clés de ces méthodologies sont présentés dans les sections suivantes lorsque cela est nécessaire. Ainsi, cette section méthodologique vise à être plus générale et à donner aux lecteurs davantage de compréhension et de confiance vis à vis des conclusions de ce chapitre. Les lecteurs sont invités à se référer à des ouvrages clés et des numéros spéciaux de journaux pour obtenir des précisions méthodologiques supplémentaires (Bradley, 1999; Cronin, 1999; Fischer et Wefer, 1999; Ruddiman et Thomson, 2001; Alverson et al, 2003; Mackay et al, 2003; Kucera et al, 2005; NRC, 2006).

#### 2.1.1 Comment connaît-on les forçages climatiques passés ?

Les séries temporelles des changements d'ensoleillement pilotés par les paramètres astronomiques sont bien connues et peuvent être calculées à partir de la mécanique céleste (voir la section 4, Encart 1). Les méthodes permettant d'estimer les variations des forçages solaire et volcanique continuent à progresser, malgré de larges incertitudes résiduelles (voir section 6).

### 2.1.2 Comment connaît-on les changements de la composition atmosphérique globale passée ?

L'un des aspects peut-être les plus importants de la paléoclimatologie moderne réside dans le fait qu'il est possible, à partir de l'air piégé dans les glaces polaires et de cette glace elle-même, de construire des séries temporelles des gaz traces et des aérosols atmosphériques, au cours des derniers 650 ka (voir les sections 4 et 6 pour les références méthodologiques). Comme il en est l'usage pour l'étude paléoclimatique de la fin du Quaternaire, la qualité des reconstructions des forçages et des réactions est testée par rapport à la période récente (depuis 1950) où un suivi instrumental est disponible. La section 3 se réfère à plusieurs articles qui révèlent comment les concentrations en CO<sub>2</sub> atmosphériques peuvent être estimées à l'échelle de millions d'années, mais avec une précision beaucoup plus faible que les mesures faites dans les carottes de glace. Comme toujours dans cette discipline, les paléoclimatologues ne se fient pas à une seule méthode mais combinent différents indicateurs. Ceci fournit une vision plus riche et plus complète des changements climatiques que ne le permettrait un seul indicateur. De cette manière, la comparaison des différentes méthodes permet d'estimer les incertitudes et de les comprendre. Dans le cas des variations du dioxyde de carbone (CO<sub>2</sub>) avant le Quaternaire, de multiples méthodes géochimiques et biologiques permettent d'estimer la gamme des variations passées de CO<sub>2</sub>, mais, comme le souligne la section 3, la qualité de ces estimations reste relativement limitée.

### 2.1.3 Comment peut-on dater précisément les enregistrements paléoclimatiques des forçages et des réactions ?

Il existe beaucoup de documents de référence sur les méthodes de datation associées aux enregistrements paléoclimatiques et les lecteurs sont invités à consulter les ouvrages cités précédemment. De manière générale, la précision des datations diminue à mesure que l'on remonte dans le temps et les méthodes de datation sont souvent spécifiques à certaines échelles de temps. Les enregistrements des cernes de croissance des arbres sont en général les plus précis, et offrent une précision à l'année près ou à la saison près (sur des millénaires). Il y a un ensemble d'indicateurs paléoclimatiques qui disposent également de couches annuelles (par exemple, les coraux, les sédiments varvés, certaines concrétions de grottes et certaines carottes de glace) mais les modèles d'âge associés à ces indicateurs ne sont pas toujours exacts à l'année près. Les paléoclimatologues croisent les informations chronologiques issues de différentes sources pour réduire les incertitudes de datation et les interprétations paléoclimatiques doivent intégrér les incertitudes sur le calage chronologique.

Les méthodes radiométriques continent à progresser. Chaque système radiométrique est utile pour une certaine période de temps et les études paléoclimatiques publient presque toujours les incertitudes analytiques. Comme il peut y avoir des incertitudes supplémentaires, des méthodologies ont été développées pour vérifier les hypothèses et les tester avec des méthodes indépendantes. Ainsi, les variations séculaires du radiocarbone sont bien connues au cours des derniers 12 ka et relativement bien comprises pour les derniers 35 ka. Ces variations et la qualité de l'horloge du radiocarbone ont été démontrées à travers des comparaisons avec des modèles d'âge construits à partir d'enregistrements de cernes d'arbres et de sédiments varvés, ainsi qu'avec des datations obtenues à l'aide d'autres systèmes radiométriques indépendants comme l'uranium. Cependant, pour chaque indicateur paléoclimatique, la qualité des chronologies du radiocarbone dépend également du nombre de datations, du type de matériel disponible pour la datation et de la connaissance de l'âge radiocarbone du carbone incorporé dans le matériel étudié.

### 2.1.4 Quelles sont les méthodes pour reconstruire la dynamique passée du climat à l'aide d'indicateurs paléoclimatiques ?

La plupart des méthodes mises en œuvre pour les reconstructions paléoclimatiques citées dans ce chapitre sont décrites en détail dans les livres cités précédemment et dans les références de chaque section du chapitre. Dans certaines sections, des éléments clés des méthodes et certaines controverses sont décrits lorsque de telles discussions permettent d'évaluer les incertitudes paléoclimatiques.

Les méthodes de reconstructions paléoclimatiques ont mûri au cours des dernières décennies. Elles reposent sur des mesures directes de changements passés (par exemple en ce qui concerne les variations de température du sol ou le contenu du gaz dans les bulles d'air des glaces polaires, les changements des eaux interstitielles des sédiments marins ou les variations d'étendue des glaciers) ou des mesures d'indicateurs indirects issus de paramètres chimiques, physiques ou biologiques qui reflètent -souvent de manière quantitative et bien comprise- les changements passés de l'environnement où ces indicateurs ont existé ou grandi. En outre, les paléoclimatologues utilisent également des données historiques (par exemple sous forme d'observations précises sur les récoltes) pour reconstruire les changements climatiques passés. Bien qu'il reste des incertitudes, il est à présent communément admis et vérifié que beaucoup d'organismes (par exemple les arbres, les coraux, le plancton, les insectes) réagissent au changement climatique par des modifications de leur croissance ou de la dynamique de leur population ; ces changements d'origine climatique sont bien enregistrés dans les changements de croissance de specimens vivants ou morts (fossiles) ou dans les assemblages de ces organismes. Les cernes d'arbres, le plancton océanique et lacustre et les pollens forment parmi les sources d'indicateurs les mieux connus et les plus développés pour reconstruire les variations climatiques à l'échelle des derniers siècles et millénaires. Des réseaux de séries de croissance ou de densité de cernes d'arbres sont utilisés pour estimer les changements de température ou d'humidité, grâce à des méthodes de calibration développées pour la période de recoupement avec les données instrumentales. Les distributions passées du pollen et du plancton issus de carottes sédimentaires peuvent être utilisées pour estimer quantitativement les variations de certains paramètres climatiques (par exemple, les températures, la salinité et les précipitations), en utilisant des méthodes statistiques calibrées par rapport à leur distribution actuelle et aux paramètres climatiques associés. La composition chimique de certaines grandeurs biologiques et physiques reflète le résultat de processus thermodynamiques bien compris qui peuvent être convertis en paramètres climatiques comme la température. Parmi les exemples clés, il faut mentionner : les rapports isotopiques de l'oxygène (O) dans les carbonates des foraminifères et les coraux, utilisés pour estimer les changements de température et de salinité ; les rapports magnésium/calcium (Mg/Ca) et strontium/calcium (Sr/Ca) des carbonates, utilisés pour estimer les températures ; les indices de saturation des alcénones de molécules organiques marines, pour estimer les températures

de surface des océans (SST pour Sea Surface Temperature) ; les isotopes de l'oxygène (O) et de l'hydrogène, les études combinées des isotopes de l'azote et de l'argon dans les glaces polaires pour estimer les changements des températures et de l'origine des précipitations. Enfin, de nombreux systèmes physiques (comme les sédiments ou les dépôts éoliens) sont aussi utilisés pour déduire les changements climatiques passés. De nombreux travaux sont en cours pour développer et améliorer ces méthodes, et il reste de nombreuses études à mener pour déterminer les biais spatiaux et saisonniers possibles de ces différentes méthodes. C'est pourquoi de nombreuses études paléoclimatiques récentes déploient une panoplie de méthodes car des séries issues de différents indicateurs (multi-proxies) fournissent des estimations plus rigoureuses qu'une approche restreinte à un seul type d'indicateur. La combinaison d'indicateurs permet d'identifier la présence de biais saisonniers. Aucune méthode paléoclimatique n'est parfaite et il est indispensable de comprendre les méthodologies et les processus sous-jacents lorsqu'on manipule des données paléoclimatiques.

La paléoclimatologie se construit en confrontant les enregistrements climatiques issus de sources indépendantes et en les vérifiant, afin de construire des informations fiables pour déterminer la variabilité et le changement climatique passés. Ce chapitre accorde davantage de poids aux conclusions qui ont été obtenues à l'aide de méthodes particulièrement fiables et vérifiées.

#### 2.2 Méthodes – Modélisation paléoclimatique

Les modèles de climat sont utilisés pour simuler certaines périodes climatiques passées (par exemple, le Dernier Maximum Glaciaire, la dernière période interglaciaire, ou des évènements abrupts) pour mieux comprendre les mécanismes des changements climatiques passés. Les modèles sont indispensables pour tester quantitativement certaines hypothèses physiques comme la théorie de Milankovitch (voir section 4, encadré 1). Les modèles permettent d'étudier les relations de cause à effet dans les changements climatiques passés. Ils permettent également de faire le lien entre l'échelle locale et l'échelle globale dans l'étude des paléoclimats, alors que les informations paléoclimatiques sont généralement rares, dispersées et témoignent d'une saison particulière. Ainsi, les enregistrements issus des forages profonds dans les glaces polaires montrent une forte corrélation entre la température locale en Antarctique et le CO<sub>2</sub> et le méthane, des gaz à effet de serre bien mélangés dans l'atmosphère, mais ce sont les modèles qui permettent d'explorer les relations de causalités entre ces différentes variables. Le développement d'une compréhension quantitative des mécanismes est la manière la plus efficace d'apprendre des changements climatiques passés pour le changement climatique futur, car il n'y a pas d'analogues directs des changements futurs dans l'histoire passée du climat.

En parallèle, les reconstructions paléoclimatiques permettent de tester les modèles de climat, surtout si les forçages climatiques sont bien connus et que la réaction du climat est suffisamment bien documentée. Pour les périodes anciennes, précédant la période interglaciaire actuelle (l'Holocène), les ordres de grandeur des forçages et des réactions sont bien plus forts qu'au cours des derniers millénaires, mais les données sont moins nombreuses et les incertitudes plus larges. Au contraire, de nombreuses reconstructions sont disponibles pour les derniers millénaires, pour lesquels à la fois les forçages et les changements climatiques sont bien plus faibles. Il est important de confronter les modèles de climat aux données paléoclimatiques, car les mesures instrumentales ne permettent pas de tester tous les aspects des modèles de climat. Par exemple, le fait de simuler correctement le climat actuel ne permet pas de tester sa sensibilité au  $CO_2$  – pour cela, il est possible d'utiliser des simulations climatiques avec un niveau de  $CO_2$  très différents de l'actuel. En outre, de nombreuses

paramétrisations représentant les processus sous-maille (par exemple, les paramètres des nuages, ou du mélange turbulent) ont été développées à partir d'observations actuelles ; par conséquent, l'utilisation d'états climatiques qui n'ont pas été utilisés dans le développement des modèles fournit un banc d'essai indépendant pour évaluer ces modèles. Les données paléoclimatiques sont essentielles pour évaluer la capacité des modèles de climat à simuler de manière réaliste des changements climatiques.

En principe, ce sont les mêmes modèles de climat qui sont utilisés pour simuler le climat actuel, les scénarios d'évolution future et certaines périodes paléoclimatiques, en réponse à différents forçages et, pour les périodes climatiques très anciennes, différentes configurations des océans et des continents. Toute la gamme des modèles de climat (voir le Chapitre 8) est déployée (Claussen et al, 2002), depuis des modèles conceptuels simple, en passant par les modèles de système terre de complexité intermédiaire (EMICs) et les modèles couplés de circulation générale (GCMs). Puisqu'il faut des simulations relativement longues (plusieurs millénaires) pour certaines applications paléoclimatiques, et que la puissance de calcul reste un facteur limitant, on utilise souvent des modèles couplés relativement « rapides ». Certaines composantes du système climatique ne faisant pas partie des versions standards de modèles utilisées pour le climat actuel sont également ajoutées de plus en plus pour les applications paléoclimatiques : c'est ainsi le cas pour les modèles de calottes continentales ou bien la représentation des isotopes stables de l'eau dans le système climatique (LeGrande et al, 2006). Des modules représentant la végétation ainsi que les écosystèmes marins et terrestres sont ajoutés de plus en plus couramment, afin de représenter les rétroactions biophysiques et biogéochimiques du système climatique et de tester le réalisme de ces modules par rapport aux données paléoécologiques (comme les pollens). La représentation des traceurs et des processus biogéochimiques dans les modèles de climat est un progrès considérable pour les simulations paléoclimatiques, car de nombreuses informations paléoclimatiques sont issues d'enregistrements paléoenvironnementaux intrinsèquement liés au cycle du carbone et d'autres nutriments.

#### 3. Les climats pré-quaternaires

## **3.1** Quelle est la relation entre le dioxyde de carbone et la température pendant cette période ?

Les climats pré-Quaternaires, avant 2,6 Ma (million d'années avant l'actuel, voir la Figure 1) étaient majoritairement plus chauds qu'aujourd'hui et associés à des niveaux de CO<sub>2</sub> plus élevés. De ce point de vue, ils montrent une certaine similitude avec le changement climatique à venir (malgré le fait que la biologie et la géographie étaient de plus en plus différentes à mesure qu'on s'éloigne vers le passé). En général, ils confirment que des climats plus chauds sont à attendre lorsque les concentrations en gaz à effet de serre augmentent. Avant 1 Ma, c'est à dire avant la période couverte par les carottes de glace, les données sur les concentrations des gaz à effet de serre sont bien moins précises. De nombreux efforts sont en cours pour obtenir des reconstructions quantitatives des périodes chaudes des derniers 65 Ma et les sections qui suivent s'intéressent à deux épisodes chauds de cette période.

Avec quelle précision la relation entre  $CO_2$  et température est-elle connue ? Les niveaux de  $CO_2$  pré-Quaternaire sont issus de 4 principaux indicateurs (Jasper et Hays, 1990 ; Royer et al, 2001 ; 2003). Deux indicateurs utilisent le fait que des entités biologiques ont des rapports isotopiques en carbone différents dans les sols et l'eau de mer par rapport à l'atmosphère (Cerling, 1991 ; Freeman et Hayes, 2002 ; Yapp et Poths, 1992 ; Pagani et al, 2005). Le troisième indicateur utilise le rapport isotopique du bore (Pearson et Palmer, 2000)

alors que le quatrième indicateur est basé sur une relation empirique entre le nombre de stomates sur les feuilles des arbres et la concentration atmosphérique en  $CO_2$  (McElwain et Chaloner, 1995; Royer, 2003). Comme le montre la Figure 1 (graphique du bas), alors que la palette des reconstructions de CO<sub>2</sub> est large, les ordres de grandeur sont généralement plus élevés que pour la période pré-industrielle enregistrée dans les glaces polaires. A ces longues échelles de temps, on pense que les variations de CO<sub>2</sub> sont pilotées par les changements de processus tectoniques (par exemple les sources liée à l'activité volcanique et les puits liées à l'érosion des silicates, Ruddimann, 1997). Les reconstructions de température figurant sur la Figure 1 (graphique du milieu) sont obtenues à partir des isotopes de O (corrigées des variations du volume global des glaces) ainsi que du Mg/Ca de foraminifères et d'alcénones. Les indicateurs de présence de glaces continentale montrent que la Terre était quasiment libre de glace pendant cette période géologique, confirmant le réchauffement global. La généralisation des glaciations antarctiques, il y a 35 à 50 Ma, était probablement en partie due à la diminution du CO<sub>2</sub> atmosphérique depuis leur maximum au Crétacé (il y a 100 Ma) (DeConto et Pollard, 2003). La relation entre CO<sub>2</sub> et température peut être explorée pour des périodes plus anciennes. La Figure 1 (graphique du haut) montre ainsi que le réchauffement de l'Ere Mésozoique (230-65 Ma) était probablement associée à des concentrations élevées en CO<sub>2</sub> et que les grandes glaciations se produisant il y a 300 Ma ont probablement coïncidé avec un minimum relatif des concentrations en CO<sub>2</sub>.

#### 3.2 Que montre l'enregistrement du Pliocène moyen ?

Le Pliocène moyen (il y a 3,3 à 3 Ma) est la période la plus récente de l'histoire de la Terre pendant laquelle la température moyenne globale était significativement plus chaude que la période pré-industrielle, de manière prolongée (les simulations des GCMs indiquent des températures 2°C à 3°C plus chaudes ; Chandler et al, 1994 ; Sloan et al, 1996 ; Haywood et al, 2000 ; Jiang et al, 2005). Cette période fournit ainsi un exemple accessible d'un climat présentant de nombreuses similitudes à ce que pourrait être la Terre à la fin du 21<sup>ème</sup> siècle, selon les simulations climatiques. Le Pliocène est suffisamment récent pour que les continents et les bassins océaniques aient quasiment atteint leur configuration géographique actuelle. Globalement, l'état moyen des périodes les plus chaudes du Pliocène moyen permet d'explorer un état d'équilibre d'un monde globalement plus chaud, dans lequel les concentrations atmosphériques en CO<sub>2</sub> (estimées entre 360 et 400 ppm) sont probablement plus élevées que pendant la période pré-industrielle (Raymo et Rau, 1992; Raymo et al, 1996). Les informations géologiques et isotopiques montrent de manière cohérente que le niveau des mers était au moins 15 à 25 m au-dessus du niveau actuel (Dowsett et Cronin, 1990; Shackleton et al, 1995), avec des calottes de glace réduites et une diminution de l'aridité continentale (Guo et al, 2004).

Les indicateurs paléoclimatiques terrestres et marins (Thompson, 1991 ; Dowsett et al, 1996 ; Thompson et Fleming, 1996) montrent que les hautes latitudes étaient significativement plus chaudes, alors que les températures de tropicales étaient similaires à l'actuel à la surface des continents et des océans. Il en résulte une diminution substantielle du gradient latitudinal de température troposphérique. Ainsi, lorsqu'ils sont forcés par les SSTs reconstruites pour le Pliocène (Dowsett et al, 1996 ; 2005), les GCMs atmosphériques simulent un réchauffement hivernal de 10°C à 20°C des températures de surface de l'air aux hautes latitudes nord, associées à un réchauffement de 5°C à 10°C au nord de l'Atlantique Nord (~60°N), mais quasiment aucun changement des températures de surface de l'air en région tropicale (voire un léger refroidissement) (Chandler et al, 1994 ; Sloan et al, 1996 ; Haywood et al, 2000 ; Jiang et al, 2005). A l'inverse, une simulation a été conduite à l'aide d'un modèle couplé océan-atmosphère forcé par une concentration en CO<sub>2</sub> atmosphérique de

400 ppm. Cette simulation a produit un réchauffement de 3°C à 5°C au nord de l'Atlantique Nord, 1 à 3°C dans les tropiques (Haywood et al, 2005), par rapport à la période préindustrielle : ces résultats sont globalement similaires à la réaction du climat à des niveaux de  $CO_2$  plus élevés, décrits dans le Chapitre 10.

L'absence de réchauffement tropical provient de reconstructions de SSTs tropicales utilisant des microfaunes marines. Comme dans le cas du Dernier Maximum Glaciaire (voir la Section 4), il reste difficile d'estimer si la sensibilité tropicale est vraiment aussi faible que ne l'indique de telles reconstructions. Haywood et al (2005) ont montré que les alcénones montrent effectivement un réchauffement des températures tropicales et subtropicales, en meilleur accord avec les simulations des GCMs forcées par un surplus de  $CO_2$  (voir Chapitre 10). Comme dans l'étude citée ci-dessus, les modèles de climat ne peuvent pas simuler une réaction à l'augmentation du  $CO_2$  associant un réchauffement marqué aux hautes latitudes et un changement de température minimum dans les tropiques sans une forte augmentation du transport de chaleur océanique (Rind et Chandler, 1991).

La forte réaction des hautes latitudes est clairement montrée par les paléodonnées terrestres et marines, et pourrait indiquer que les hautes latitudes sont plus sensibles à l'augmentation du CO<sub>2</sub> que les simulations climatiques ne le suggèrent pour le 21<sup>ème</sup> siècle. Sinon, elle pourrait résulter d'augmentations du transport de chaleur par l'océan suite à une circulation thermohaline intensifiée (Raymo et al, 1989; Rind et Chandler, 1991) ou une augmentation du débit des courants océaniques de surface à cause d'une plus grande tension de vent (Ravelo et al, 1997; Haywood et al, 2005). Les indicateurs paléoclimatiques disponibles à ce jour ne permettent pas de tester l'hypothèse d'une augmentation d'intensité de la cellule de circulation méridienne pour des états climatiques transitoires ou stationnaires du Pliocène, quoiqu'une telle augmentation soit en opposition avec la diminution transitoire de production d'eaux profondes dans l'Atlantique Nord simulée par la plupart des modèles de climat pour le 21<sup>ème</sup> siècle (voir Chapitre 10). La réponse transitoire pourrait être différente de la réaction à l'équilibre lorsque le climat se réchauffe. De nouvelles reconstructions commencent à être obtenues pour décrire l'état de l'océan profond au Pliocène (Cronin et al, 2005). Une meilleure compréhension de la structure des changements climatiques et de leurs forçages au Pliocène pourrait permettre d'améliorer les prévisions de réaction à l'augmentation future du CO<sub>2</sub>, en particulier en ce qui concerne le rôle de la circulation océanique dans un monde globalement plus chaud.

Figure 1. (En haut)  $CO_2$  atmosphérique et glaciations continentales au cours des derniers 400 Ma. Les barres verticales marquent le moment et l'extension en paléolatitudes des calottes de glace (d'après Crowley, 1998). Les courbes des enregistrements de  $CO_2$  représentent une moyenne glissante sur 5 points de chacun des 4 principaux indicateurs (voir Royer, 2006 pour les détails de cette compilation). La gamme de concentrations de  $CO_2$  plausible calculée par le modèle du cycle du carbone géochimique GEOCARB III (Bern et Kothhavala, 2001) est également représentée. Toutes les données sont été ajustées sur l'échelle de temps de Grastein et al (2004).

<sup>(</sup>Au milieu) Compilation globale des enregistrements de <sup>18</sup>O de foraminifères benthiques de carottes marines de 40 sites de Deep Sea Drilling Program et Ocean Drilling Program (Zachos et al, 2001) mis à jour avec des enregistrements à haute résolution pour l'intervalle Eocene-Miocène (Billups et al, 2002 ; Mohaty et Zachos, 2003 ; Lear et al, 2004). La plupart des données sont issues d'analyses de deux taxons benthiques communs et à longue durée de vie, Cibicidoides et Nuttallides. Pour corriger les effets isotopiques vitaux propres à chaque espèce, les valeurs de  $\delta^{18}$ O ont été ajustées de +0,64 et +0,4 respectivement (Shackleton et al, 1984). Les ages sont relatifs à l'échelle de polarité géomagnétique de Berggren et al (1995). Les données brutes ont été lissées par une moyenne glissante sur 5 points et une fonction de pondération locale. Les valeurs de températures déduites de <sup>18</sup>O sont basées sur l'hypothèse d'un océan libre de glace ((1 pour mille Standard Mean Ocean Water) and donc sont uniquement valables pour la période précédent l'englacement de l'Antarctique (~ 35 Ma). Après le début de l'Oligocène, une grande partie de la variabilité de l'enregistrement de <sup>18</sup>O (~70%) reflète les changements du volume des glaces en Antarctique et dans l'Hémisphère Nord, ce qui est indiqué par les barres horizontales bleu clair (e.g. Hambrey et al, 1991 ; Wise et al, 1991 ; Ehrmann et Mackensen, 1992). Lorsque les

barres sont en pointillé, elles représentent des épisodes éphèmères de glaciation ou des calottes plus restreintes qu'actuellement, alors que les barres en trait plein représentent des calottes de taille similaire ou supérieure à celle de la période actuelle. L'évolution et la stabilité de la calotte de l'Antarctique de l'Ouest (e.g. Lemasurier et Rocchi, 2005) restent une source majeure d'incertitude qui pourrait avoir des conséquences pour l'augmentation future du niveau des mers.

(En bas). Enregistrement du  $CO_2$  au cours des derniers 65 Ma. Chaque série de  $CO_2$  et l'erreur qui lui est associée est représentée avec un code de couleur qui dépend de la méthode de reconstruction. Dans la mesure du possible, les enregistrements sont construits sur des échantillons multiples (voir Royer 2006 pour les précisions et les références des données). Les incertitudes de datation sont généralement inférieures à 1 Ma. La barre d'erreur pour chaque indicateur de  $CO_2$  est très variable ; les estimations reposant sur les nodules de sols conduisent aux incertitudes les plus larges. Les gammes de variations de  $CO_2$  issues de 3 modèles géochimiques de cycle du carbone sont également représentées.



# **3.3 Que nous montre l'enregistrement du Maximum Thermique Paléocène / Eocène ?**

Il y a environ 55 Ma, les enregistrements du  $\delta^{18}$ O et du Mg/Ca témoignent d'un réchauffement « abrupt » (dans ce cas, se produisant en 1 à 10 ka) de plusieurs degrés celsius (Kennett et Stott, 1991; Zachos et al, 2003; Tripati et Elderfield, 2004). Ce réchauffement et son impact environnemental ont été enregistrés à toutes les latitudes, aussi bien à la surface que dans l'océan profond. La phase chaude a duré approximativement 100 ka. De nombreux enregistrements fossiles, y compris de changements de végétation (Wing et al, 2005) témoignent de décalages majeurs des structures de précipitations. Cette anomalie climatique, associée à une anomalie de la composition isotopique du carbone, s'est produite à la frontière entre les époques Paléocène et Eocène, et a donc été dénommée le Maximum Thermique Paléocène / Eocène (PETM). Le réchauffement est très net dans les enregistrements à haute résolution de cette période (voir Figure 2). En parallèle, le <sup>13</sup>C d'enregistrements marins et continentaux montre qu'un grand volume de carbone caractérisé par une concentration basse en <sup>13</sup>C a dû être déversé dans l'atmosphère et l'océan. Cette masse de carbone a été suffisamment large pour diminuer le pH global de l'océan et entraîner une dissolution massive des carbonates des sédiments marins (Zachos et al, 2005). Il est possible que ce carbone provienne d'un apport brutal de méthane (CH<sub>4</sub>) via la décomposition de clathrates provenant du fond des océans, d'un apport de CO<sub>2</sub> issu de l'activité volcanique, ou de l'oxydation de sédiments riches en matière organique (Dickens et al, 1997; Kurtz et al, 2003; Svensen et al, 2004). Le PETM qui est associé à des modifications globales des écosystèmes (Koch et al, 1992 ; Bowen et al, 2002 ; Bralower et al, 2002 ; Crouch et al, 2003 ; Thomas, 2003 ; Bowen et al, 2004; Harrington et al, 2004) est étudié intensivement car il présente certaines similitudes avec le rejet brutal actuel de carbone dans l'atmosphère par les activités humaines. L'ordre de grandeur des rejets de carbone pour cette période ancienne est de l'ordre de 1 à  $2 \times 10^{18}$  g de carbone (Dickens et al, 1997), soit un ordre de grandeur comparable aux émissions de gaz à effet de serre attendues au cours de ce siècle. De plus, la période de retour de l'ordre de 100 ka, liée aux processus naturels de séquestration du carbone, est tout à fait comparable à celle qui sera associée aux rejets de gaz à effet de serre de ce siècle. Comme dans le cas du Pliocène, le réchauffement était particulièrement important aux hautes latitudes (~20°C, Moran et al, 2006) et beaucoup plus intense que ne le montrent les simulations des GCMs pour cet événement (Sluijs et al, 2006) ou, de manière plus générale, que dans les simulations d'augmentation des concentrations de gaz à effet de serre (Chapitre 10). Bien qu'il n'y ait pas assez de données pour estimer quantitativement la sensibilité climatique à partir du PETM, cet événement est un exemple remarquable de rejet massif de carbone et de réchauffement intense du climat.

Figure 2. Le Maximum Thermique Paléocène/Eocène tel qu'il est enregistré dans la composition isotopique de foraminifères (Nuttallides truempyi) benthiques de sites en Antarctique, dans l'Atlantique Sud et le Pacifique (voir Zachos et al, 2003 pour les détails). L'augmentation rapide des rapports isotopiques du carbone dans la figure du haut reflète une forte augmentation des concentrations atmosphériques en  $CO_2$  et en  $CH_4$ , parallèlement à un réchauffement global d'environ 5°C (figure du milieu). En utilisant ces enregistrements isotopiques du carbone, des modèles numériques ont permis de montrer qu'une émission de  $CH_4$  issu de la décomposition rapide d'hydrates marins pouvait avoir fourni la majorité (~2,000 GtC) du flux de carbone (Dickens et Owen, 1996). La vérification de cette hypothèse et d'autres théories nécessite des contraintes indépendantes sur les flux de carbone. En théorie, la majorité du surplus de dioxyde de carbone atmosphérique a dû être absorbée par l'océan, entraînant une diminution du pH de l'eau de mer et une dissolution généralisée des carbonates du fond des océans. Cette réaction apparaît clairement dans la figure du bas, qui montre une réduction des carbonates (CaCO3) contenus dans les sédiments marins de 2 carottes de l'Atlantique Sud (Zachos et al, 2004, 2005). La structure des changements montre que la zone de saturation en carbonate a brutalement diminué de plus de 2 km

pour récupérer lentement, à mesure que des processus tampons ont progressivement restauré l'équilibre chimique de l'océan. Au départ, la plupart des carbonates dissous proviennent de sédiments déposés avant cet événement : ce processus crée un décalage apparent entre la zone de dissolution et la zone où l'anomalie isotopique en carbone est observée. Des calculs de modèles montrent que la récupération de la zone de saturation en carbonate devrait précéder la récupération des niveaux isotopiques de carbone d'au moins 100 ka (Dickens et Owen, 1996), un décalage qui est également montré par les enregistrements sédimentaires.



#### 4. Variabilité et dynamique du climat à l'échelle glaciaire-interglaciaire

#### 4.1 Forçages climatiques et réactions au cours des cycles glaciairesinterglaciaires

Les enregistrements paléoclimatiques permettent d'étudier la succession de cycles glaciaires interglaciaires, au cours des derniers 740 ka dans les carottes de glace (EPICA, 2004), et des derniers millions d'années dans les sédiments marins (Lisiecki et Raymo, 2005) et les loess (Ding et al, 2002). Les derniers 430 ka, pour lesquels le maximum d'archives sont disponibles, sont caractérisés par des cycles glaciaires-interglaciaires d'une durée de 100 ka et de forte amplitude, ainsi que des changements climatiques importants correspondant à d'autres périodes orbitales (Hays et al, 1976; Encadré 1), et à une variabilité millénaire (McManus et al, 2002; NorthGRIP, 2004). Seule une fraction de chaque cycle glaciaire-interglaciaire (en moyenne 20%) correspondait à un mode chaud, interglaciaire, d'une durée typique de 10 à 30 ka (Figure 3). Les données témoignent de périodes interglaciaires plus longues, entre 430 et 740 ka, mais celles-ci étaient apparemment plus froides que les interglaciaires typiques de la fin du Quaternaire (EPICA, 2004). La période actuelle, l'Holocène, est le dernier de ces interglaciaires.

Les carottes de glace montrent que les gaz à effet de serre ont co-varié avec la température antarctique au cours des cycles glaciaires-interglaciaires, suggérant qu'il y a un couplage étroit entre les variations naturelles des gaz à effet de serre dans l'atmosphère et la température (Encadré 2). Les variations de CO<sub>2</sub> des derniers 420 ka ont globalement suivi la température antarctique, avec un décalage de l'ordre de quelques siècles à un millénaire (Mudelsee, 2001). La séquence des forçages climatiques et des réactions est bien connue pour les déglaciations (les transitions entre des conditions glaciaires et les états interglaciaires chauds). Les enregistrements de température et de CO<sub>2</sub> obtenus à haute résolution dans les glaces polaires montrent qu'au cours des déglaciations, les températures antarctiques ont commencé à augmenter plusieurs siècles avant le CO<sub>2</sub> (Monnin et al, 2001 : Caillon et al, 2003). Au cours de la dernière déglaciation, et probablement aussi au cours des trois déglaciations précédentes, le démarrage du réchauffement aux hautes latitudes nord et sud a précédé de plusieurs millénaires les premiers signes de l'augmentation du niveau des mers résultant de la fonte des calottes continentales du nord liée au réchauffement rapide des hautes latitudes nord (Petit et al, 1999; Shackleton, 2000; Pépin et al, 2001). Les données actuelles ne sont pas assez précises pour identifier si le réchauffement a démarré d'abord dans l'hémisphère sud ou l'hémisphère nord. L'une des caractéristiques majeures de la dernière déglaciation est la différence entre nord et sud en ce qui concerne la datation et l'amplitude des épisodes d'interruption brutale de la tendance au réchauffement, qui ne sont pas en phase entre les deux hémisphères et sont plus prononcés au nord (Blunier et Brook, 2001).

Les rétroactions liées aux gaz à effet de serre (particulièrement au  $CO_2$ ) ont fortement participé à la perturbation radiative globale correspondant aux transitions entre les modes glaciaires et interglaciaires (voir la section 4.1.2). La relation entre la température antarctique et le  $CO_2$  n'a pas changé de manière significative au cours des derniers 650 ka, montrant un couplage relativement stable entre le climat et le cycle du carbone à la fin du Pleistocène (Siegenthaler et al, 2005a). Le taux de changement du  $CO_2$  atmosphérique a varié considérablement au cours du temps. Ainsi, l'augmentation du  $CO_2$  de 180 ppm au Dernier Maximum Glaciaire jusqu'à 265 ppm au début de l'Holocène s'est produite à différents rythmes au cours de différents intervalles (Monnin et al, 2001 ; Figure 4).



Figure 3. Variations du deutérium ( $\delta D$ , en noir), un indicateur des variations de temperature locale, et de la concentration globale de l'atmosphère en gaz à effet de serre : CO<sub>2</sub> (rouge), CH<sub>4</sub> (bleu), et oxyde nitreux (vert), déduits de l'air emprisonné dans les carottes de glace de l'Antarctique et de mesures récentes dans l'atmosphère (Petit et al, 1999 ; Indermühle et al, 2000 ; EPICA, 2004 ; Spahni et al, 2005 ; Siegenthaler et al, 2005a,b). Les zones grisées indiquent les dernières périodes interglaciaires chaudes. Des périodes interglaciaires ont aussi été observées avant 450 ka mais étaient apparemment plus fraîches que les interglaciaires caractéristiques de la fin du Quaternaire. La durée de la période interglaciaire actuelle n'est pas sans précédent dans le contexte des derniers 650 ka. La courbe de synthèse de 57 enregistrements marins de  $\delta^{18}$ O benthique (gris foncé), un indicateur des fluctuations du volume global des glaces continentales (Lisiecki et Raymo, 2005) est comparée aux mesures issues des carottes de glace. Les baisses indiquées sur cette courbe grise correspondent à des augmentations du volume des glaces continentales. Notez que les barres verticales proviennent du modèle d'âge des carottes de glace (EPICA, 2004) alors que les enregistrements marins sont présentés sur leur propre échelle d'âge ajustée par rapport aux paramètres orbitaux (Lisiecki et Raymo, 2005). Les astérisques et leur légendes indiquent les concentrations atmosphériques mesurés en l'an 2000.

A partir de calculs astronomiques (Berger, 1978), il est bien connu que les changements périodiques des paramètres de l'orbite de la Terre autour du Soleil modifient la distribution de l'énergie solaire incidente au sommet de l'atmosphère selon les saisons et les latitudes (dénommée ici « l'ensoleillement »). Les changements passés et futurs de l'ensoleillement peuvent être calculés à l'échelle de plusieurs millions d'années avec un haut niveau de confiance (Berger et Loutre, 1991 ; Laskar et al, 2004). Cet encadré est centré sur la période de temps depuis les derniers 800 ka jusqu'aux prochains 200 ka.

Au cours de cette période, l'obliquité (inclinaison) de l'axe de la Terre a varié entre 22,05 et 24,50° avec une forte quasi-périodicité autour de 41 ka. Les changements d'obliquité affectent les contrastes saisonniers. Ce paramètre module également l'ensoleillement annuel moyen, avec des effets de signe opposé aux hautes et aux basses latitudes (et donc aucun effet sur l'ensoleillement moyen global). Les changements locaux d'ensoleillement moyen annuel sont inférieurs à 6 W/m<sup>2</sup>.

L'excentricité de l'orbite de la Terre autour du Soleil a des quasi-périodicités plus longues, à 100 et 400 ka, et fluctue entre 0,002 et 0,050 entre les derniers 800 ka et les prochains 200 ka. Les seuls changements d'excentricité modulent la distance Terre-Soleil et ont un impact modeste sur l'ensoleillement global et annuel. Cependant, les changements d'excentricité ont un effet sur les changements intra-saisonniers de la distance Terre-Soleil et en conséquence modulent de manière significative les effets selon les latitudes et les saisons induits par l'obliquité et la précession climatique.

Le mouvement de précession générale des équinoxes et de la longitude du périhélie, entraîne des changements périodiques dans la position des solstices et des équinoxes sur l'orbite, par rapport au périhélie. Ces changements modulent le cycle saisonnier de l'ensoleillement avec une périodicité de 19 et 23 ka. De ce fait, les changements de la position des saisons sur l'orbite modifient fortement la distribution de l'ensoleillement selon les latitudes et les saisons. En moyenne sur une saison, les variations d'ensoleillement peuvent atteindre 60 W.m<sup>-2</sup> (Encadré 1, Figure 1). Au cours des périodes de faible excentricité, comme il y a 400 ka ou au cours des prochains 100 ka, les changements saisonniers d'ensoleillement associés aux effets de précession sont beaucoup moins intenses que pendant les périodes de forte excentricité (Encadré 1, Figure 1). Les variations orbitales se produisant à plus haute fréquence sont associés à de très faibles variations d'ensoleillement (Bertrand et al, 2002a).

La théorie de Milankovitch suggère que les glaciations sont induites par des minima de l'ensoleillement d'été vers 65°N, permettant à la neige d'hiver de persister toute l'année et ainsi de s'accumuler pour construire les calottes de glace de l'hémisphère nord. Ainsi, le démarrage de la dernière glaciation, il y a 116  $\pm$ 1 ka (Stirling et al, 1998) correspond à un ensoleillement à 65°N au milieu du mois de juin diminué de 40 W.m<sup>-2</sup> par rapport à l'actuel (Encadré 1, Figure 1).

Les travaux portant sur le lien entre les paramètres orbitaux et les changements climatiques passés reposent sur l'analyse spectrale des enregistrements paléoclimatiques et l'identification des périodicités orbitales ; la datation précise de transitions climatiques spécifiques ; et la modélisation de la réaction du climat au forçage orbital, qui met en évidence le rôle de rétroactions climatiques et biogéochimiques. Les sections 4 et 5 décrivent la compréhension actuelle des relations entre forçage orbital, rétroactions climatiques et changements climatiques passés.



Encadré 1, Figure 1. (A gauche) Distribution en latitude de l'ensoleillement moyen actuel (année 1950) (W.m<sup>-2</sup>) de Décembre à Février (en haut), en moyenne annuelle (au milieu) et de Juin à Août (en bas). (A droite). Changements, par rapport à la période actuelle, de l'ensoleillement moyen de Décembre à Février (en haut), en moyenne annuelle (au milieu) et de Juin à Août (en bas), présenté pour la période des derniers 500 ka aux prochains 100 ka (Berger et Loutre, 1991 ; Loutre et al, 2004).

# Encadré n°2 : quelles sont les causes des variations de la concentration atmosphérique en dioxyde de carbone pendant les périodes glaciaires ?

Les carottes de glace montrent que le  $CO_2$  atmosphérique a varié dans une gamme de 180 à 300 ppm au cours des cycles glaciaires-interglaciaires des derniers 650 ka (Figure 3 ; Petit et al, 1999 ; Siegenthaler et al, 2005). Pouvoir expliquer quantitativement et mécanistiquement ces variations de  $CO_2$  reste l'une des questions majeures qui ne sont pas résolues dans la recherche climatique. Un ensemble de processus dans l'atmosphère, l'océan, la sédimentation marine, sur les continents, dans la dynamique de la banquise et des calottes continentales doit être pris en compte. Plusieurs hypothèses ont été formulées au cours des derniers 20 ans pour expliquer la baisse des concentrations en  $CO_2$  en période glaciaire, et de multiples références bibliographiques sont disponibles (Webb et al, 1997 ; Broecker et Henderson, 1998 ; Archer et al, 2000 ; Sigman et Boyle, 2000 ; Kohfeld et al, 2005). De nombreux processus pouvant réguler les concentrations atmosphériques en  $CO_2$  à l'échelle glaciaire-interglaciaire ont été identifiés. Cependant, les données permettant de tester les différentes hypothèses restent rares, entachées d'incertitudes et parfois partiellement incohérentes.

La plupart des explications suggèrent que des changements de processus océaniques sont la cause des bas niveaux de CO<sub>2</sub> glaciaires. L'océan est de loin le réservoir de carbone le plus large pour des échanges relativement rapides (<1 ka), et les changements terrestres ne peuvent expliquer les concentrations atmosphériques car le stockage terrestre était également plus faible pendant le Dernier Maximum Glaciaire (voir Section 4.1). A l'échelle glaciaireinterglaciaire, le CO<sub>2</sub> atmosphérique est principalement piloté par les interactions entre la circulation océanique, l'activité biologique marine, les interactions océan-sédiments, la chimie des carbonates dans l'eau de mer et les échanges air-mer. En se dissolvant dans l'eau de mer, le CO<sub>2</sub> maintient un équilibre acide-base avec les ions carbonates et bicarbonates, qui dépend de l'alcalinité de l'eau de mer. Les concentrations atmosphériques en CO<sub>2</sub> seraient plus élevées si l'océan n'avait pas d'activité biologique. Le CO<sub>2</sub> est plus soluble dans les eaux froides que dans les eaux chaudes ; ainsi, les changements de température de l'océan de surface et de l'océan profond peuvent modifier le CO<sub>2</sub> atmosphérique. La plupart des hypothèses sont centrées sur l'Océan Austral, où de vastes proportions des masses d'eau profondes et froides de l'océan mondial sont actuellement formées, et où de grandes quantités de nutriments biologiques (phosphates et nitrates) remontées vers la surface restent inutilisées. L'importance des processus de l'hémisphère sud émerge de la co-évolution des températures antarctiques et du CO<sub>2</sub> atmosphérique.

Un groupe d'hypothèses pour le faible  $CO_2$  atmosphérique glaciaire suggère qu'une augmentation ou une redistribution de l'alcalinité de l'eau de mer est un facteur clé. Les mécanismes possibles mettent en jeu (i) l'augmentation de l'érosion des carbonates de calcium (CaCO<sub>3</sub>) continentaux, (ii) une diminution de la croissance des récifs coralliens dans les océans peu profonds, ou (iii) un changement dans la proportion de CaCO<sub>3</sub> et de matière organique exportée vers l'océan profond. Ces mécanismes nécessitent des changements considérables du dépôt de CaCO<sub>3</sub> pour expliquer toute l'amplitude des variations glaciairesinterglaciaires de  $CO_2$ , à travers un mécanisme appelé la compensation des carbonates (Archer et al, 2000). Les donnés sédimentaires actuellement disponibles ne sont pas cohérentes avec un rôle dominant de la compensation des carbonates pour expliquer les faibles concentrations glaciaires en  $CO_2$ . De plus, la compensation des carbonates ne peut expliquer que des variations lentes du  $CO_2$ , à des échelles de temps de plusieurs millénaires.

Un autre groupe d'hypothèses repose sur le puits du plancton marin. Les mécanismes potentiels incluent : (iv) la fertilisation de la croissance du phytoplancton dans l'Océan Austrl par une augmentation de dépôt éolien de poussières riches en fer, apportées depuis les continents plus froids et plus secs, et donc une redistribution des nutriments qui sont des facteurs limitants ; (v) une augmentation du contenu en nutriments de l'ensemble des océans (à travers l'apport de matière exposée sur les plateformes continentales ou par fixation de l'azote) ; (vi) une augmentation du rapport entre le carbone et les autres nutriments assimilés dans la matière organique, ce qui entraînerait une augmentation de l'export de carbone par unité de nutriment exporté, facteur limitant. Comme dans le cas du premier groupe d'hypothèses, les données disponibles montrent que cet ensemble d'hypothèses ne peut expliquer l'ensemble des variations de CO<sub>2</sub>. Par exemple, certaines périodes où la productivité biologique et le dépôt de poussières augmentent (source de fer) coïncident avec des changements de concentrations en CO<sub>2</sub> de l'ordre de 20 à 50 ppm (voir la section 4.2, Figure 7). Les simulations numériques confirment que le fer a un rôle limité dans la régulation de la concentration passée en CO<sub>2</sub> dans l'atmosphère (Bopp et al, 2002).

Certains processus physiques ont aussi probablement participé aux variations observées de CO<sub>2</sub>. Ces mécanismes incluent (vii) des changements de température (et de salinité) des océans ; (viii) la suppression des échanges air-mer par la banquise, et (ix) une stratification accrue dans l'Océan Austral. La combinaison des changements de température et de salinité augmente la solubilité du CO<sub>2</sub>, entraînant une diminution du CO<sub>2</sub> atmosphérique de l'ordre de 30 ppm. Les simulations conduites à l'aide de modèles de circulation générale océanique ne confirment pas entièrement l'hypothèse de l'échange gazeux lié à la glace de mer. La dernière explication (ix) conçue dans les années 1980 met en jeu une stratification accrue, moins de remontée de carbone et d'eaux riches en nutriments à la surface de l'Océan Austral, et une augmentation du stockage de carbone en profondeur pendant les phases glaciaires. Cette stratification aurait causé un appauvrissement en nutriments et en carbone à la surface, mais les données sur les nutriments de surface ne sont pas cohérentes entre elles. Qualitativement, une diminution de ventilation est cohérente avec les eaux profondes très salées et très froides mises en évidence dans les reconstructions du dernier maximum glaciaire (Adkins et al, 2002) et avec les rapports isotopiques du carbone bas et stables en période glaciaire au fond de l'Océan Atlantique Sud.

En conclusion, l'explication des variations glaciaires-interglaciaires de  $CO_2$  reste un problème difficile. Il est probable qu'un ensemble de mécanismes ont agi de concert (voir par exemple Köhler et al, 2005). Le prochain défi n'est pas tant d'expliquer l'amplitude des variations glaciaires-interglaciaires de  $CO_2$ , mais plutôt de comprendre de manière cohérente l'évolution temporelle complexe du  $CO_2$  atmosphérique et du climat.

#### 4.1.1 Comment les changements glaciaires-interglaciaires des gaz à effet de serre (dioxyde de carbone, méthane et oxyde nitreux) se comparent-ils à l'augmentation des gaz à effet de serre au cours de la période industrielle ?

Les concentrations actuelles du  $CO_2$ ,  $CH_4$  et  $N_2O$  dans l'atmosphère sont plus élevées qu'aucune mesure effectuée dans les carottes de glace couvrant les derniers 650 ka (Figures 3 et 4). Les concentrations de ces trois gaz à effet de serre ont peu varié au cours du dernier millénaire précédent la période industrielle (seulement 4% pour le  $CO_2$  et  $N_2O$ , et moins de 7% pour pour  $CH_4$ ) et ont subi des variations dans une gamme restreinte au cours de la fin du Quaternaire. Au cours des derniers 200 ans, les niveaux de ces gaz sont sortis de cette gamme de variations naturelles du Quaternaire par plus de 25% pour le  $CO_2$ , 120% pour le  $CH_4$  et 9% pour  $N_2O$ . Les trois enregistrements mettent en évidence les rejets importants et croissants des émissions anthropiques pendant la période industrielle.

Les variations du CO<sub>2</sub> atmosphérique dominent l'effet radiatif de ces trois gaz (Figure 4). L'augmentation du CO<sub>2</sub> au cours de la période industrielle, et l'augmentation du forçage radiatif (voir Chapitre 2) de ces trois gaz est comparable en ordre de grandeur à l'augmentation se produisant lors des transitions glaciaires-interglaciaires, mais démarre à partir d'un niveau interglaciaire et se produit un à deux ordres de grandeur plus vite (Stocker et Monnin, 2003). Il n'y a pas d'indice dans les enregistrements issus des carottes de glace que se soit produit, au cours des derniers 650 ka, une augmentation comparable en amplitude et en rapidité à celle de la période industrielle. La résolution des mesures est suffisante pour exclure (avec un très haut niveau de confiance) l'occurrence d'un pic comparable à l'augmentation anthropique au cours des derniers 50 ka pour le CO<sub>2</sub>, 80 ka pour le CH<sub>4</sub> et 16 ka pour N<sub>2</sub>O. Les enregistrements des carottes de glace montrent que pendant la période industrielle, le taux moyen d'augmentation du forçage radiatif du CO<sub>2</sub>, CH<sub>4</sub> et N<sub>2</sub>O est plus élevé qu'au cours des derniers 16 ka (Figure 4). Le lissage du signal atmosphérique (Schwander et al, 1993; Spahni et al, 2003) est faible à Law Dome, un site à fort taux d'accumulation en Antarctique, et les rythmes de changements peuvent être calculés à l'échelle de la dizaine d'année pour les deux derniers millénaires (Etheridge et al, 1996; Ferretti et al, 2005 ; MacFarling Meure et al, 2006). Le taux moyen d'augmentation du CO<sub>2</sub> atmosphérique était au moins 5 fois plus élevé entre 1960 et 1999 que pendant tout autre période de 40 ans des deux millénaires précédent la période industrielle. Le taux moyen d'augmentation du CH<sub>4</sub> atmosphérique était au moins six foix plus élevé, et celui du N<sub>2</sub>O au moins 2 fois plus élevé pendant les quatre dernières décennies qu'au cours des deux millénaires avant l'ère industrielle. De la même manière, le taux d'augmentation du forçage radiatif combiné dû à ces trois gaz à effet de serre est actuellement six fois plus intense qu'au cours de la période de l'année 1 à l'année 1800.

### 4.1.2 Que nous apprennent le Dernier Maximum Glaciaire et la dernière déglaciation ?

Les périodes froides glaciaires passées, parfois appelées « âges de glace », permettent d'évaluer la compréhension et la modélisation de la réaction du système climatique à de fortes perturbations radiatives. La dernière glaciation a démarré il y a environ 116 ka, en réaction au forçage orbital (Encadré 1). La croissance des calottes de glace et la chute du niveau des mers ont culminé au Dernier Maximum Glaciaire (LGM), il y a environ 21 ka. Le LGM et la déglaciation suivante ont été intensivement étudiés car les forçages radiatifs, les conditions aux limites et la réaction du climat sont assez bien connus.

La réaction du système climatique au LGM met en jeu des rétroactions dans l'atmosphère et sur terre qui ont amplifié le forçage orbital. Les concentrations des gaz à effet de serre étaient plus faibles que pendant la période pré-industrielle (Figures 6.3 et 6.4), correspondant à un forçage radiatif de -2,8W.m<sup>-2</sup>, d'amplitude comparable mais de signe opposé au forçage radiatif de ces gaz en l'an 2000 (voir Chapitre 2). Les calottes de glace couvraient de grandes régions de l'Amérique du Nord et de l'Europe au LGM, entraînant une diminution du niveau des mers et exposant de nouvelles terres. La perturbation radiative liée à la présence des calottes et à la diminution du niveau des mers, utilisées comme conditions aux limites pour certaines simulations du LGM, a été estimée à -3,2 W.m<sup>-2</sup>; cette estimation est entachée d'incertitudes liées à l'extension et l'altitude des calottes continentales du LGM (Mangerud et al, 2002; Peltier, 2004; Toracinta et al, 2004; Masson-Delmotte et al, 2006) et à la paramétrisation de l'albédo de la glace dans les modèles de climat (Taylor et al, 2006). La distribution de la végétation était modifiée, avec une expansion de la toundra sur les continents de l'hémisphère nord et une réduction de la forêt tropicale humide (Prentice et al, 2000), et enfin une augmentation de la charge d'aérosols dans l'atmosphère (principalement



Figure 4. Concentrations et forçages radiatifs du (a)  $CO_2$ , (b)  $CH_4$  et (c)  $N_2O$ , et (d) rythme de changement de leur forçage radiatif combiné au cours des derniers 20 ka, à partir de mesures dans la glace et le névé de carottes en Antarctique et au Groenland (symboles) et de mesures directes dans l'atmosphère (lignes rouges et rose). Les rectangles grisés montre la gamme de la variabilité naturelle au cours des derniers 650 ka (Siegenthaler et al, 2005 ; Spahni et al, 2005). Le forçage radiatif a été calculé en utilisant les expressions simplifiées du Chapitre 2 (Myhre et al, 1998). Le taux de changement du forçage radiatif (en noir) a été calculé à partir d'interpolations polynomiales (Enting, 1987) des données de concentrations (lignes noires des graphiques a à c). La distribution de l'âge des bulles emprisonnées dans la glace varie entre environ 20 ans pour les sites de forte accumulation neigeuse comme Law Dome, en Antarctique, jusqu'à environ 200 ans pour les sites de faible accumulation comme Dôme C en Antarctique. Les données issues du névé et de la glace de Law Dome, qui couvrent les deux derniers millénaires, et les mesures instrumentales récentes ont été lissées en utilisant une fréquence de coupure de 40 ans et le taux de changement du forçage radiatif qui en résulte est représenté dans l'insert du graphique (d). La flèche montre le pic du taux de changement de forçage radiatif une fois que les signaux anthropiques de CO<sub>2</sub>, CH<sub>4</sub> et N<sub>2</sub>O ont été lissés avec un modèle représentant les processus de piégeage de l'air dans la glace (Spahni et al, 2003) appliqué dans les conditions du site de faible accumulation de Dôme C, au cours de la dernière transition. Les mesures de CO<sub>2</sub> sont de Etheridge et al (1996), Monnin et al (2001), Monnin et al (2004), Siegenthaler et al (2005b, Pôle Sud); Siegenthaler et al (2005a, Kohnen Station), et MacFarling Meure et al (2006). Les données de  $CH_4$  proviennent de Stauffer et al (1985), Steele et al (1992), Blunier et al (1993), Dlugokencky et al (1994), Blunier et al (1995), Chappellaz et al (1997), Monnin et al (2001), Flückiger et al (2002) et Ferretti et al (2005). Les données de N<sub>2</sub>O sont de Machida et al (1995), Battle et al (1996), Flückiger et al (1999, 2002) et MacFarling Meure et al (2006). Les mesures atmosphériques sont issues du réseau de prélèvement d'air de la NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration), représentant les concentrations moyennes globales (fraction molaire d'air sec, Steele et al, 1992 ; Dlugokencky et al, 1994 ; Tans and Conway, 2005) et de Mauna Loa, Hawaii (Keeling et Whorf, 2005). La moyenne globale de ces données est disponible sur http://www.cmdl.noaa.gov.

des poussières) (Kohfeld et Harrison, 2001), en partie suite à la réduction de la couverture végétale (Mahowald et al, 1999). La végétation et les aérosols atmosphériques sont considérés comme des conditions aux limites spécifiques dans certaines simulations du LGM, chacune ayant un effet de l'ordre de –1 W.m<sup>-2</sup> en terme de perturbation radiative mais avec un degré de compréhension très faible en ce qui concerne leur effet radiatif au LGM (Claquin et al, 2003 ; Crucifix et Hewitt, 2005). Les changements des cycles biogéochimiques ont donc joué un rôle important et ont participé, à travers les changements des concentrations en gaz à effet de serre, de la charge de poussières et de la couverture végétale, à plus de la moitié de la perturbation radiative identifiée pour le LGM. Au total, la perturbation radiative résultant des changements de gaz à effet de serre, de concentrations en aérosols et de changements de surface continentale est de l'ordre de -8 W.m<sup>-2</sup> au LGM ; il faut souligner les incertitudes considérables qui restent associées aux estimations des forçages radiatifs liés aux aérosols et aux surfaces continentales (Figure 5).

Depuis le TAR, des progrès ont été effectués dans la caractérisation et la compréhension du refroidissement tropical continental au LGM, grâce à des améliorations des datations et de l'interprétation des signaux climatiques associés à l'altitude de la limite des zones enneigées et des changements de végétation. Les reconstructions continentales mettent en évidence de forts contrastes selon les régions et l'altitude. Les enregistrements polliniques, avec leur large couverture spatiale, montrent que les plaines étaient en moyenne 2°C à 3°C plus froides qu'actuellement, avec un refroidissement plus marqué en Amérique Centrale et au nord de l'Amérique du Sud (5°C-6°C) et un refroidissement modéré (<2°C) sur le pourtours du Pacifique ouest (Farrera et al. 1999). Le refroidissement des régions tropicales de haute altitude est estimé à partir de la ligne d'enneigement et de données polliniques. Ces différents indicateurs montrent les mêmes variations spatiales mais sont entachés d'incertitudes liées à la datation, la cartographie, et les différents facteurs pouvant faire varier l'extension des zones forestières ou enneigées dans les tropiques (Smith et al. 2005). Ces nouvelles études donnent une image beaucoup plus riche du refroidissement régional sur les continents tropicaux et renforce la nécessité d'utiliser plusieurs indicateurs paléoclimatiques, bien distribués, pour caractériser la sensibilité du climat en région tropicale (Harrison et al, 2005).

Le projet CLIMAP (Climate : Long Range Investigation, Mapping and Prediction) a fourni, au début des années 1980, des reconstructions des températures de surface océaniques montrant un refroidissement de l'ordre de 3°C dans l'Atlantique tropical, et peu ou pas de refroidissement dans le Pacifique tropical. Depuis, de nouvelles reconstructions ont suggéré un refroidissement des océans tropicaux plus prononcé, atteignant 4°C à 5°C aux Barbades où ce sont des enregistrements coralliens qui ont été utilisés (Guilderson et al, 1994) et jusqu'à 6°C dans la langue froide au large de l'ouest de l'Amérique du Sud, où des assemblages de foraminifères ont été utilisés (Mix et al. 1999). De nouvelles synthèses des observations ont été effectuées par les projets GLAMAP (Glacial Ocean Mapping) et MARGO (Multiproxy Approach for the Reconstruction of the Glacial Ocean surface), qui ont utilisé une variété d'indicateurs paléoclimatiques, des chronostratigraphies soigneusement définies et de nouvelles bases de données pour les calibrations. Malgré des incertitudes liées à la dissolution sélective de certaines espèces, la précision de la datation, les situations de non analogues et les préférences environnementales des organismes (Sarnthein et al, 2003b ; Kucera et al, 2005 et les références citées dans ces articles), ces reconstructions confirment un refroidissement modéré, en général de l'ordre de 0 à 3,5°C, des SST tropicales au LGM. Elles montrent des variations régionales ainsi qu'un refroidissement plus prononcé dans les zones des courants de bord est et dans les zones d'upwelling (remontées d'eaux profondes). Les estimations de l'amplitude du refroidissement varient beaucoup selon les indicateurs utilisés. Les méthodes utilisant des assemblages de faunes suggère une intensification de la langue froide du

Pacifique Est équatorial, ce qui est en désaccord avec les mesures de SST issues du Mg/Ca, qui, elles, suggèrent une diminution de ces gradients de SST (Mix et al, 1999 ; Koutavas et al, 2002 ; Rosenthal et Broccoli, 2004). En utilisant une approche bayésienne pour combiner les différents proxies, Ballantyne et al (2005) ont estimé que le refroidissement des températures tropicales était de  $2,7\pm0,5^{\circ}$ C (1 écart type) au LGM.

Ces projets de synthèses des indicateurs paléocéanographiques ont aussi montré un refroidissement plus prononcé dans l'Atlantique Nord en hiver, avec une extension de la couverture de banquise, alors qu'en été la banquise ne couvrait que l'océan glaciaire Arctique et le Détroit de Fram au nord de l'Atlantique Nord et que les mers nordiques étaient majoritairement libres de glace avec des courants de surface plus méridionaux dans leurs secteurs est (Sarthein et al, 2003a; Meland et al, 2005; de Vernal et al, 2006). La glace de mer a aussi changé autour de l'Antarctique au LGM, avec une extension marquée en hiver et des variations saisonnières importantes (Gersonde et al. 2005). Sur les continents des moyennes et hautes latitudes, de forts refroidissements ont entraîné un déplacement vers le sud et une réduction des zones de forêts (Bigelow et al, 2003) et une extension des limites du pergélisol vers le nord ouest européen (Renssen et Vandenberghe, 2003), une fragmentation des forêts tempérées (Prentice et al, 2000 ; Williams et al, 2000) et une prédominance de la steppe et de la toundra en Europe de l'Ouest (Pevron et al. 2005). Les reconstructions de température issues des carottes de glace montrent un refroidissement polaire marqué, de l'ordre de 9°C en Antarctique (Stenni et al, 2001) et de 21°C au Groenland (Dahl-Jensen et al, 1998).

De nouveaux indicateurs paléocéanographiques ont été déployés pour étudier l'intensité et la structure verticale de la circulation méridienne de l'Atlantique au LGM (Rutberg et al, 2000 ; Duplessy et al, 2002 ; Marchitto et al, 2002 ; McManus et al, 2004). Ces traceurs montrent que la frontière entre les eaux profondes Nord Atlantiques (NADW) et les eaux profondes Antarctiques était bien plus fine au LGM, avec un renforcement de la pycnocline entre les eaux intermédiaires et des eaux profondes particulièrement froides et salées (Adkins et al, 2002). La plus grande partie de la déglaciation s'est produite au cours de la période de 17 à 10 ka, coïncidant avec l'augmentation maximale du CO<sub>2</sub> (Figure 4). Il est donc très probable que le réchauffement global de 4°C à 7°C depuis le LGM se soit produit à un rythme environ 10 fois plus lent que le réchauffement du  $20^{ème}$  siècle.

En résumé, des progrès considérables ont été réalisés dans la caractérisation des changements climatiques régionaux au LGM, à l'aide du développement de nouveaux indicateurs, de nombreux nouveaux enregistrements, l'amélioration de la compréhension des relations entre les divers indicateurs et les paramètres climatiques, et enfin grâce à la synthèse de ces enregistrements conduite avec une datation plus précise et des calibrations standardisées.

### 4.1.3 Quel est le réalisme des simulations du Dernier Maximum Glaciaire conduites à l'aide des modèles de climat ?

Le TAR faisait état des intercomparaisons conduites dans la première phase du projet PMIP (Paleoclimate Modelling Intercomparison Project) en utilisant des modèles atmosphériques (soit à partir de SST prescrites, soit couplés à des modèles de couches de mélange océaniques). Il y a maintenant 6 simulations du LGM qui ont été réalisées dans le cadre de la seconde phase (PMIP2) à l'aide de modèles de circulation générale océanatmosphère et de modèles de complexité intermédiaire, bien que seulement quelques comparaisons régionales aient été terminées à temps pour ce chapitre. La perturbation radiative des simulations PMIP2 du LGM disponibles pour ce chapitre est de –4 à -7 W.m<sup>-2</sup>, ce qui n'inclut pas les effets des changements de végétation et d'aérosols. Ces simulations permettent de tester la réponse de certains des modèles utilisés dans les Chapitres 8 et 10 à des conditions très différentes, celles du LGM.

Le changement de SST moyen (calculé à partir de toutes les simulations LGM de PMIP2) montre un refroidissement modéré dans les tropiques et maximum dans les moyennes et hautes latitudes, où se produisent également des changements de glace de mer et de circulation océanique (Figure 5). L'intensification du gradient méridien de SST dans l'Atlantique Nord simulé par les modèles PMIP2 au LGM, aussi bien que le refroidissement et l'expansion de la glace de mer sont en bon accord avec les reconstructions paléocéanographiques (Kageyama et al, 2006). L'amplification polaire du refroidissement global, mis en évidence dans les carottes de glace, est simulée correctement pour l'Antarctique (Figure 5) mais le refroidissement du Groenland est sous-estimé. Ces dernières comparaisons sont limitées par le réalisme de la topographie de ces calottes dans les simulations PMIP2 (Masson-Delmotte et al, 2006).

Les AOGCMs de PMIP2 montrent une gamme de refroidissement des océans tropicaux entre 15°S et 15°N de 1,7 à 2,4°C. Des études de sensibilité ont été conduites et montrent que ce refroidissement tropical peut être expliqué par la diminution des concentrations glaciaires en gaz à effet de serre, qui a un effet direct sur le forçage radiatif tropical (Shin et al, 2003 ; Otto-Bliesner et al, 2006b) et un effet indirect sur le refroidissement au LGM via une rétroaction positive glace de mer / albédo augmentant la ventilation de l'océan dans la thermocline tropicale et les eaux intermédiaires (Liu et al, 2002). Dans les simulations, les variations régionales du refroidissement sont beaucoup moins marquées que dans les données MARGO, en partie à cause de la résolution spatiale des modèles qui ne peuvent pas simuler l'intensité des upwellings côtiers ou des courants de bord est. Le refroidissement simulé dans l'Océan Indien (Figure 5), une région qui a aujourd'hui des téléconnections importantes avec l'Afrique et l'Atlantique Nord, est en bon accord avec les reconstructions paléocéanographiques issues des alcénones (Rosell-Mele et al, 2004) ou des assemblages de foraminifères (Barrows et Juggins, 2005).

La prise en compte des changements de végétation semble améliorer le réalisme des simulations du LGM et montre des rétroactions climat-végétation importantes (Wyputta et Mc Avaney, 2001 ; Crucifix et Hewitt, 2005). Ainsi, l'expansion de la toundra en Asie au LGM amplifie le refroidissement local, alors que les tropiques se réchauffent lorsque la savane remplace la forêt tropicale (Wyputta et McAvaney, 2001). Les rétroactions entre le climat et la végétation peuvent être locales, comme lorsqu'une diminution de la fraction arborée en Afrique centrale entraîne une diminution des précipitations, ou à distance, quand le refroidissement induit en Sibérie (la toundra remplaçant les arbres) modifie (diminue) l'intensité de la mousson d'été en Asie. L'effet physiologique du CO<sub>2</sub> sur la végétation doit être pris en compte pour simuler correctement les changements globaux des forêts (Harrison et Prentice, 2003) et pour élargir la gamme de climats où les herbacées sont dominantes. La distribution des biomes simulée à l'aide de modèles globaux de la dynamique de la végétation est en bon accord avec les grandes caractéristiques des données paléoclimatiques (e.g. Harrison et Prentice, 2003).

En résumé, les simulations du LGM de PMIP2 confirment que les OAGCMs actuels sont capables de représenter les grandes structures régionales du changement climatique décrit par les données paléoclimatiques, en réponse au forçage radiatif et à la présence des calottes de glace du LGM, et montrent donc qu'ils incluent les rétroactions clés qui déterminent la sensibilité de cet état climatique passé à ces perturbations. Les simulations AOGCM PMIP2, en utilisant le forçage des gaz à effet de serre et des calottes, donnent une perturbation radiative de -4,6 à -7,2 W.m<sup>-2</sup> et un refroidissement de -3,3 à -5,1°C par rapport à la période pré-industrielle, dans la même gamme que celle qui avait été publiée dans le TAR pour



Figure 5. Changement climatique entre le Dernier Maximum Glaciaire (il y a environ 21 ka) et la période préindustrielle (1750). (En haut à gauche) Influences radiatives globales en moyenne annuelle  $(W.m^{-2})$  des différents facteurs de changement climatique au LGM, généralement considérés comme des rétroactions au cours des cycles glaciaires-interglaciaires mais spécifiés dans la plupart des simulations des modèles de circulation générale océan-atmosphère (AOGCM) pour le LGM. La taille des rectangles montre les meilleures estimations issues des valeurs publiées pour ces facteurs de changement climatique et converties en perturbations radiatives en utilisant des expressions simplifiées pour les concentrations des gaz à effet de serre et les calculs des modèles pour les calottes, la végétation et les poussières minérales. Les références sont mentionnées dans le texte principal. Une estimation du degré de fiabilité de ces estimations est donnée en terme de niveau de compréhension scientifique, à partir des incertitudes sur les facteurs de changement climatique et sur la compréhension physique de leurs effets radiatifs. Les simulations du projet PMIP2 (Paleoclimate Modelling Intercomparison Project 2) qui sont représentées dans les graphiques en bas à gauche et à droite ne prennent pas en compte les effets radiatifs liés aux poussières minérales et à la végétation. (En bas à gauche). Moyenne des changements de SST au LGM issus des simulations PMIP2 de 5 modèles OAGCMs (CCSM, FGOALS, HadCM, IPSL-CM, MIROC). L'extension de glace sur les continents est représentée en blanc. (A droite) Comparaison du refroidissement régional au LGM par rapport au refroidissement global simulé dans PMIP2. Les résultats des OAGCMs figurent sous forme de cercles rouges et les résultats d'un EMIC (ECBILT CLIO) figurent en bleu. Les movennes régionales sont calculées pour l'Antarctique (movenne annuelle dans les zones de carottages à l'intérieur du continent); l'Océan Indien tropical (moyenne annuelle entre 15°S et 15°N, 50°E et 100°E) et l'Atlantique Nord (Juillet à Septembre, 42°N à 57°N, 35°W à 20°E). Les zones grisées montrent la gamme des estimations du refroidissement régional issue des reconstructions : Antarctique (Stenni et al, 2001; Masson-Delmotte et al, 2006), l'Océan Indien tropical (Rosell-Mele et al, 2004 ; Barrows et Jurgins, 2005) et l'Océan Atlantique Nord (Rosell-Mele et al, 2004 ; Kucera et al, 2005 ; de Vernal et al, 2006 ; Kageyama et al, 2006).

#### 4.1.4 Quel est le réalisme des simulations du stock de carbone continental au Dernier Maximum Glaciaire ?

Plusieurs éléments suggèrent que le stock de carbone terrestre était réduit au LGM par rapport à aujourd'hui. Des calculs de bilan de masse estimés à partir de mesures de <sup>13</sup>C sur ces coquilles de foraminifères benthiques entraînent une réduction de l'inventaire de carbone terrestre biosphérique (sol et végétation vivante) de l'ordre de 300 à 700 GtC (Shackleton, 1977 ; Bird e al, 1994) à comparer à l'inventaire pré-industriel d'environ 3 000 GtC. D'autres estimations, à partir de reconstructions des écosystèmes, suggèrent une différence encore plus prononcée (e.g. Crowley, 1995). Les simulations réalisées à l'aide de modèles du cycle du carbone conduisent à estimer une réduction des stocks de carbone terrestres de 600 à 1000 GtC au LGM par rapport au pré-industriel (Francois et al, 1998 ; Beerling, 1999 ; Francois et al, 1999; Kaplan et al, 2002; Liu et al, 2002; Kaplan et al, 2003; Joos et al, 2004). La grande partie de cette dispersion entre simulations provient de la diminution de la croissance résultant de concentrations plus basses en CO<sub>2</sub>. Un rôle régulateur clé pour le CO<sub>2</sub> est cohérent avec l'analyse modèle-données de Bond et al (1993) qui suggère que la faible concentration atmosphérique en CO<sub>2</sub> aurait pu être un facteur important pour la diminution des zones de forêts en période glaciaire, à cause de leur croissance plus lente après des perturbations telles que des incendies. En résumé, les résultats des modèles terrestres, également utilisés pour les projections des concentrations futures en CO<sub>2</sub>, sont globalement cohérents avec la gamme des reconstructions glaciaire-interglaciaire du stockage de carbone continental.

#### 4.1.5 Quelle a été la durée des périodes interglaciaires précédentes ?

Les quatre périodes interglaciaires des derniers 450 ka et précédent l'Holocène (les stades isotopiques marins 5, 7, 9 et 11) étaient toutes différentes dans de nombreux aspects, dont leur durée (Figure 3). La plus courte (Stade 7) a duré quelques millénaires, alors que la plus longue (Stade 11 ; ~420 à 395 ka) a duré près de 30 ka. De nouvelles données issues de carottes de glace et de sédiments ont récemment renforcé cette conviction d'un Stade 11 exceptionnellement long. La carotte antarctique forée au Dôme C dans le cadre du programme EPICA (European Programme for Ice Coring in Antarctica) suggère que les températures sont restées à peu près aussi chaudes que pendant l'Holocène pendant 28 ka (EPICA, 2004). Une nouvelle synthèse de 57 enregistrements benthiques de <sup>18</sup>O montre des estimations de la durée du stade 11 similaires aux résultats d'EPICA (Lisiecki et Raymo, 2005).

La durée exceptionnelle de la période interglaciaire du stade 11 a été attribuée à son contexte de faible excentricité, ce qui limite l'impact de la précession climatique sur l'ensoleillement (encadré 1) (Berger et Loutre, 2003). En outre, les enregistrements de EPICA Dôme C et une nouvelle analyse du forage de Vostok montrent des concentrations de  $CO_2$  similaires au stade 11 et pendant la période pré-industrielle de l'Holocène (Raynaud et al, 2005). Ainsi, à la fois le forçage orbital et la rétroaction liée au  $CO_2$  fournissaient des conditions favorables à une période chaude exceptionnellement longue. De plus, la durée du stade 11 a été simulée par des modèles conceptuels du climat du Quaternaire, basés sur des mécanismes d'effets de seuil (Paillard, 1998). Pour le stade 11, ces modèles conceptuels montrent que la déglaciation a été initiée par un maximum d'ensoleillement se produisant il y a 427 ka, mais que le minimum d'ensoleillement suivant n'était pas suffisant pour amorcer une nouvelle glaciation. Cet interglaciaire a donc duré pendant un cycle de précession supplémentaire, pour un total de ~28 ka.

### 4.1.6 Quel a été le réchauffement de la Terre au cours de la dernière période interglaciaire ?

Globalement, il y avait moins de glace sur Terre pendant le dernier interglaciaire (LIG, Last Interglacial, entre 130±1 et 116±1 ka ; Stirling et al, 1998) qu'actuellement. Ceci suggère une diminution significative de la taille du Groenland et peut-être de l'Antarctique de l'Ouest (voir la section 4.3). Il a été montré que le climat du LIG était plus chaud qu'actuellement (Kukla et al, 2002), quoique les indices soient régionaux et pas nécessairement représentatifs du changement global, ce qui est cohérent avec notre compréhension du forçage primaire. Pendant la première partie de cet interglaciaire (~130 à 123 ka), le forçage orbital (Encadré 1) a entraîné une forte augmentation de l'ensoleillement estival dans l'hémisphère nord. Les reconstructions paléoclimatiques montrent un réchauffement des eaux côtières de certaines régions des Océans Pacifique, Atlantique et Indien, ainsi qu'en Mer Méditerranée, une forte diminution de l'extension de glace de mer dans les eaux côtières au large de l'Alaska, une expansion de la forêt dans les zones actuellement couvertes de toundra au centre de l'Alaska et de la Sibérie, et, de manière générale, un réchauffement de l'Arctique (Brigham-Grette et Hopkins, 1995; Lozhkin et Anderson, 1995; Muhs et al, 2001; CAPE Last Interglacial Project Members, 2006). Les carottes de glace montrent une forte réaction au-dessus du Groenland et de l'Antarctique avec des températures 3°C à 5°C supérieures à l'actuel au début du LIG (Watanabe et al, 2003; NGRIP, 2004; Landais et al, 2006). Les indicateurs de paléofaunes en Nouvelle Zélande montrent un réchauffement jusqu'à la fin du LIG, de manière cohérente avec la distribution en latitude du forçage orbital (Marra, 2003).

Il existe des simulations conduites à l'aide de OAGCM pour le LIG, mais aucune intercomparaison n'en a été conduite. Lorsque ces modèles climatiques sont forcés par les paramètres orbitaux de la période 130 à 125 ka (Encadré 1), avec 10% d'ensoleillement supplémentaire en été de l'hémisphère nord qu'actuellement, ils produisent un réchauffement estival dans l'Arctique pouvant atteindre 5°C, avec un réchauffement maximum sur l'Eurasie, l'Ile de Baffin et la région au nord du Groenland (Figure 6) (Montoya et al, 2000 ; Kaspar et al, 2005 ; Otto-Bliesner et al, 2006a). Les simulations sont généralement cohérentes avec les reconstructions du maximum de réchauffement dans l'Arctique (Kaspar et Cubasch, 2006 ; CAPE, 2006) même s'ils ont tendance à sous-estimer le réchauffement dans la Sibérie, probablement parce que les rétroactions liées à la végétation ne sont pas prises en compte dans ces simulations. La température globale simulée n'est pas significativement différente de la température actuelle en moyenne annuelle, ce qui est cohérent avec le forçage orbital.

#### 4.1.7 Que sait-on des mécanismes de transitions vers les glaciations ?

Simuler avec succès l'entrée dans une glaciation a été un but essentiel pour les modèles simulant les changements climatiques. La théorie de Milankovitch propose que les périodes glaciaires ont été initiées par une diminution de l'ensoleillement d'été dans les hautes latitudes de l'hémisphère nord, permettant aux chutes de neige hivernales de persister toute l'année et de s'accumuler pour construire les calottes glaciaires de l'hémisphère nord (Encadré 1). La croissance des calottes continentales et la chute du niveau marin qui lui est associée ont démarré il y a environ 116 ka (Waelbroeck et al, 2007), lorsque le rayonnement solaire d'été incident dans les hautes latitudes nord a atteint un minimum. La glaciation a démarré alors que le volume des glaces continentales était minimum et stable, et que les basses et moyennes latitudes de l'Atlantique Nord restaient chaudes (Cortijo et al, 1999 ; Goni et al, 1999 ; McManus et al, 2002 ; Risebrobakken et al, 2005). Lorsqu'ils sont forcés par les changements d'insolation orbitaux, les modèles d'atmosphère seule ont par le passé échoué à simuler une réponse suffisamment importante pour permettre l'établissement d'une

couverture de neige pérenne. Les modèles et les données montrent actuellement que les changements de la zone de forêt, l'expansion de la banquise aux hautes latitudes, et la douceur des températures océaniques aux basses latitudes comme source d'humidité pour alimenter la croissance des calottes étaient autant de rétroactions qui ont amplifié le forçage d'ensoleillement local sur les continents des hautes latitudes et ont permis la croissance des calottes (Pons et al, 1992; Cortijo et al, 1999; Goni et al, 1999; Crucifix et Loutre, 2002; McManus et al, 2002 ; Jackson et Broccoli, 2003 ; Khodri et al, 2003 ; Meissner et al, 2003 ; Vettoretti et Peltier, 2003 ; Khodri et al, 2005 ; Risebrobakken et al, 2005). La croissance rapide des calottes après le démarrage de la glaciation est simulée par les EMICs qui incluent la modélisation des glaces continentales, et montrent que l'intensification de la circulation méridienne de l'Atlantique Nord (MOC) permet de fournir davantage de neige. L'augmentation de l'altitude des calottes et de leur extension est également importante, même si les variations de niveau marin associée à l'augmention du volume des glaces issues des reconstructions (Waelbroeck et al, 2002; Cutler et al, 2003) n'est pas bien reproduite dans certaines simulations d'EMICs (Wang et Mysak, 2002 ; Kageyama et al, 2004 ; Calov et al, 2005).

#### 4.1.8 Quand la période interglaciaire actuelle s'achèvera-t-elle ?

Il n'y a pas d'éléments qui suggèreraient que le réchauffement actuel pourrait être atténué par une tendance naturelle au refroidissement. Seule une forte réduction de l'ensoleillement d'été aux hautes latitudes nord, associée à des rétroactions, peut terminer la période chaude actuelle. Comme la faible excentricité orbitale actuelle va persister pendant les prochaines dizaines de milliers d'années, les effets de la précession seront amortis. Des configurations orbitales associées à un été très froid dans l'hémisphère nord, comme celui de la dernière entrée en glaciation, il y a 116 ka, ne se produiront pas au cours des prochains 30 ka (Encadré 1). Sous l'effet des fluctuations naturelles du CO<sub>2</sub> (c'est à dire avec une corrélation entre la température globale et le CO<sub>2</sub> se poursuivant comme elle a été observée dans les carottes de glace de Vostok et EPICA Dôme C), la prochaine glaciation ne devrait pas se produire au cours des prochains 30 ka (Loutre et Berger, 2000 ; Berger et Loutre, 2002 ; EPICA, 2004). La persistance de concentrations élevées en CO<sub>2</sub>, comme celles des scénarios moyens de stabilisation du CO<sub>2</sub>, pourrait entraîner une fonte complète de la calotte du Groenland (Church et al, 2001) et retarder davantage le démarrage de la prochaine glaciation (Loutre et Berger, 2000 ; Archer et Ganopolski, 2005).

# 4.2 Les changements climatiques abrupts des enregistrements glaciaires interglaciaires

#### 4.2.1 Quelles sont les éléments montrant des changements climatiques abrupts passés ?

Les changements climatiques abrupts ont été définis de plusieurs manières, soit simplement comme des changements importants se produisant en moins de 30 ans (Clark et al, 2002), ou, dans un sens physique, comme la transition par rapport à un seuil ou comme une réponse qui est rapide par rapport à un forçage (Rahmstorf, 2001; Alley et al, 2003). Overpeck et Trenberth (2004) ont noté que tous les changements abrupts ne requièrent pas de forçages externes. Ne nombreux enregistrements terrestres, glaciaires et marins montrent que des évènements climatiques abrupts se sont produits de manière répétée au cours de la dernière période glaciaire (voir la revue de Rahmstorf, 2002). Les enregistrements des hautes latitudes montrent que les changements de températures ont été bien plus importants au cours



Figure 6. Changement de température d'été dans l'Arctique (à gauche) et minimum annuel d'extension et d'épaisseur de glace sur le Groenland et les glaciers de l'Arctique de l'Ouest (à droite) simulés pour le LIG (dernier interglaciaire) à partir d'une synthèse de plusieurs modèles et d'un ensemble d'indicateurs paléoclimatiques. Le réchauffement d'été résulte des simulations des modèles du NCAR pour 130 ka (Otto-Bliesner et al, 2006b), du modèle ECHAM4 HOPE-G (ECHO-G) pour 125 ka (Kaspar et al, 2005) par rapport au pré-industriel. Les estimations du réchauffement maximum terrestre (cercles) et marin (losanges) sont présentées pour les sites qui ont été compilés dans la synthèse publiée par le CAPE (2006) et Kaspar et al (2005). L'extension et l'épaisseur de la calotte du Groenland, des glaciers de l'Est Canadien et d'Islande sont montrés à leur extension minimum au LIG à travers la moyenne de trois modèles glaciologiques (Tarasov et Peltier, 2003 ; Lhomme et al, 2005a ; Otto-Bliesner et al, 2006a). Les carottes de glace (Koerner, 1989 ; NGRIP, 2004) montrent de la glace du LIG (points blancs) à Renland (R), NorthGRIP (N), Summit (S, GRIP et GISP) et peut-être à Camp Century (C) mais pas de glace du LIG aux sites de Devon (De) et Agassiz (A) (points noirs) dans l'Est de l'Arctique Canadien. La présence de glace du LIG à Dye-3 (D) est ambiguë (point gris) (voir le texte pour la discussion).

des périodes glaciaires qu'au cours de l'Holocène. Les plus intenses de ces changements abrupts ont été les évènements de Dansgaard-Oeschger (D-O), caractérisés par un réchauffement à la surface du Groenland atteignant 8°C à 16°C en quelques décennies (voir Severinghaus et Brook, 1999 ; Masson-Delmotte et al, 2005a pour une revue), suivis d'un refroidissement progressif pendant plusieurs siècles. Un autre type de changement abrupt est identifié lors des évènements de Heinrich, caractérisés par des débâcles massives d'icebergs dans l'Atlantique nord, laissant la preuve de leur passage dans le dépôt de cailloux sur les sédiments marins (Hemming, 2004). Dans l'Atlantique Nord, les évènements de Heinrich ont été accompagnés d'une forte diminution de la salinité des eaux de surface (Bond et al, 1993) et d'un refroidissement de ces eaux de surface à l'échelle du siècle. Ces périodes froides de la glaciation ont duré des siècles à des millénaires, et le réchauffement y mettant un terme s'est produit en quelques décennies (Figure 7 ; Cortijo et al, 1997 ; Voelker, 2002). A la fin de la dernière période glaciaire, lorsque le climat s'est réchauffé et que les calottes ont fondu, le climat a subi plusieurs phases de refroidissement abrupt, en particulier le Younger Dryas et l'événement de 8,2 ka.

Les effets de ces changements climatiques abrupts ont été globaux, mais les réactions opposées enregistrées dans les deux hémisphères (Blunier et al, 1998; Landais et al, 2006) suggèrent qu'ils n'étaient pas au premier ordre des changements de la température moyenne

globale. Le maximum d'amplitude des changements, en terme de température, apparaît centré sur l'Atlantique Nord. Des changements importants et rapides de la concentration de CH<sub>4</sub> (de l'ordre de 100 à 150 ppb en quelques décennies) pourraient témoigner de changements dans l'étendue et la productivité des zones humides tropicales (voir Chappellaz et al, 1993 ; Brook et al, 2000 pour une synthèse ; Masson-Delmotte et al, 2005a) et de la mousson asiatique (Wang et al, 2001). Les phases froides de l'hémisphère nord sont liées à une diminution du débit des eaux chaudes vers les mers nordiques (Figure 7), un décalage de la zone intertropicale de convergence (ITCZ) et donc de la location des bandes de pluies tropicales (Peterson et al, 2000; Lea et al, 2003). Des situations froides, sèches et venteuses, avec une diminution du CH<sub>4</sub> et une augmentation des concentrations de poussières dans l'atmosphère sont généralement associées aux évènements froids de l'hémisphère nord. Les changements de concentrations en CO<sub>2</sub> sont relativement modérées (moins de 25 ppm; Figure 7) et se produisent en parallèle avec les contre-parties antarctiques des évènements de D-O du Groenland. L'enregistrement de N<sub>2</sub>O est moins précis et montre une augmentation d'environ 50 ppb et une diminutionde l'ordre de 30 ppb pendant les phases chaudes et froides, respectivement (Flückiger et al. 2004).

Le décalage vers le sud de la limite de la forêt boréale et d'autres réactions rapides de la végétation ont été associés aux évènements froids (Peteet, 1995; Shuman et al, 2002; Williams et al, 2002). Les séquences laminées ont révélé des changements de végétation l'échelle décennale, au début et à la fin du Younger Dryas et au cours de l'événement de 8,2 ka (Birks et Amman, 2000; Tinner et Lotter, 2001; Veski et al, 2004). Les enregistrements polliniques marins, qui ont une résolution temporelle de l'ordre de 200 ans, montrent sans ambiguité la réaction immédiate de la végétation en Europe du Sud aux fluctuations climatiques des périodes glaciaires (Sanchez-Goñi et al, 2002; Tzedakis, 2005). Des résultats similaires ont été obtenus concernant la réaction de la végétation au nord de l'Amérique du Sud au cours de la dernière déglaciation (Hughen et al, 2004).

Figure 7. Evolution d'indicateurs climatiques de l'hémisphère nord (graphiques a à d) et de l'Antarctique (graphiques e à g) au cours de la période de 64 à 30 ka. (a) Magnétisation anhystérésique rémanente (ARM), un indicateur de l'extension vers le nord de la MOC Atlantique, mesurée sur une carotte sédimentaire des mers nordiques (Dokken et Jansen, 1999); (b) CH4 mesuré dans les carottes de glace du Groenalnd de GRIP, GISP et NorthGRIP (Blunier et Brook, 2001; Flückiger et al, 2004; Huber et al, 2006); les mesures de CH<sub>4</sub> de la période 40 à 30 ka ont été prises du site de GRIP et de 64 à 40 ka du site de GISP pour avoir la meilleure résolution temporelle ; (c) température de surface estimée à partir de la composition isotopique de l'azote, contrôlée par la diffusion thermique (Huber et al, 2006) ; (d)  $\delta^{18}$ O, un indicateur de la température de surface, de NGRIP (2004) avec la numérotation des D-O 8, 12, 14 et 17 ; (e)  $\delta^{18}$ O de Byrd, en Antarctique (Blunier et Brook, 2001) avec les évènements chauds antarctiques numérotés de A1 à A4 ; (f) nss-Ca2+, un indicateur du dépôt de poussières et de fer, à Dôme C, en Antarctique (Röthlisberger et al, 2004) ; et (g) CO<sub>2</sub> enregistré dans la glace de Taylor Dome, en Antarctique (Indermühle et al, 2000). Les évènements de Heinrich (période de dépôt massif de détritiques dans les sédiments marins) H3, H4, H5, H5.2 et H6 sont indiqués. Toutes les données sont présentées sur l'échelle d'âge SS09sea du Groenland (Johnsen et al, 2001). Le CO<sub>2</sub> et le CH<sub>4</sub> sont bien mélangés dans l'atmosphère. Les variations de CH<sub>4</sub> sont synchrones à 50 ans près avec les variations de température au Groenland, mais une analyse détaillée suggère que le CH<sub>4</sub> suit les augmentations de température au début des D-O avec un retard de 25 à 70 ans (Huber et al, 2006). Le CO<sub>2</sub> a co-varié avec la température antarctique, mais la synchronisation exacte entre Taylor Dome et Byrd reste incertaine, ce qui empêche de déterminer précisément les décalages entre température et CO<sub>2</sub>. L'évolution de la température au Groenland et en Antarctique est cohérente avec une réorganisation du transport de chaleur et de la circulation méridienne océanique dans l'Atlantique (Knutti et al, 2004).


### Question fréquemment posée (FAQ 1) Quelles sont les causes des glaciations et des autres grands changements climatiques avant la période industrielle ?

Le climat de la Terre a changé à toutes les échelles de temps, en particulier longtemps avant que les activités humaines ne soient entrées en jeu. De grands progrès ont été réalisés dans la compréhension des causes et des mécanismes de ces changements climatiques. Les changements du bilan radiatif de la Terre ont été le moteur principal des changements climatiques passés, pour des raisons différentes. Dans chaque cas –que ce soit les glaciations, le réchauffement de l'époque des dinosaures ou bien les fluctuations du dernier millénaireles causes spécifiques doivent être établies individuellement. Dans beaucoup de situations, ceci peut être accompli avec un bon degré de confiance et de nombreux changements climatiques passé peuvent être simulés à l'aide de modèles quantitatifs.

Le climat global est déterminé par le bilan radiatif de la planète (voir Chapitre 1). Il y a trois mécanismes fondamentaux qui peuvent altérer ce bilan radiatif et donc entraîner un changement climatique : (1) une modification du rayonnement solaire incident (par exemple par des modifications de l'orbite terrestre ou du Soleil lui-même) ; (2) un changement dans la proportion du rayonnement solaire qui est réfléchi (cette fraction est appelée l'effet d'albédo ; l'albédo peut être modifié par des changements de la couverture nuageuse, par de petites particules appelées aérosols, ou par des changements des surfaces continentales), et (3) un changement de l'énergie rayonnée vers l'espace dans les longueurs d'ondes infra-rouges (par exemple, à travers des changements des concentrations de gaz à effet de serre). De plus, le climat local dépend également de la manière dont la chaleur est redistribuée par les vents et les courants océaniques. Tous ces facteurs ont joué un rôle dans les changements climatiques passés.



Figure 1. Schéma des changements de l'orbite terrestre (cycles de Milankovitch) qui pilotent les cycles des âges glaciaires. « T » indique les changements de l'inclinaison (ou obliquité) de l'axe de la Terre, « E » les changements de l'excentricité de l'orbite (due aux variations du petit axe de l'ellipse) et « P » indique les changements de précession, c'est-à-dire les changements de la direction de l'axe d'inclinaison à un point donné de l'orbite. Source : Rahmstorf et Shellnhuber (2006).

En partant des âges glaciaires qui se sont succédés en cycles réguliers au cours des derniers ~3 millions d'années, de nombreux éléments montrent que ces cycles sont liées aux variations régulières de l'orbite de la Terre autour du Soleil, les fameux cycles de Milankovitch (Figure 1). Ces cycles modifient la quantité de rayonnement solaire reçue à

chaque latitude et au cours de chaque saison (mais sans jouer de manière significative sur la moyenne globale annuelle), et ils peuvent être calculés avec une précision astronomique. S'il reste des discussions pour connaître précisément comment ceci affecte le démarrage et la fin des périodes glaciaires, de nombreuses études suggèrent que la quantité d'ensoleillement d'été des continents du nord est cruciale : si elle chute en-dessous d'un seuil critique, alors la neige formée l'hiver précédent ne fond plus en été et une calotte de glace commence à se former à mesure que davantage de neige s'accumule. Les simulations conduites à l'aide de modèles climatiques confirment qu'une période glaciaire peut en effet démarrer de cette manière, alors que des modèles plus simples, conceptuels, ont été utilisés pour « prédire » avec succès les épisodes de glaciations passés, à partir des changements orbitaux. La prochaine diminution forte de l'ensoleillement d'été du nord, similaire à celles qui ont provoqué les dernières glaciations, devrait démarrer dans 30 000 ans.

Alors qu'il n'en est pas la cause première, le dioxyde de carbone ( $CO_2$ ) joue également un rôle important dans les glaciations. Les données issues des carottes de glace de l'Antarctique montrent que la concentration de  $CO_2$  est basse pendant les périodes glaciaires froides (~190 ppm), et plus élevée pendant les interglaciaires chauds (~280 ppm) ; le  $CO_2$ atmosphérique suit les changements de température en Antarctique avec un décalage de plusieurs siècles. Comme les changements climatiques du début et de la fin des périodes glaciaires se produisent en plusieurs millénaires, la majeure partie de ces transitions subissent une rétroaction positive liée au  $CO_2$  ; cela signifie qu'un faible refroidissement initial due aux cycles de Milankovitch est ensuite amplifié lorsque la concentration de  $CO_2$  chute. Les simulations du climat glaciaire (voir la discussion de la section 4.1) ne deviennent réalistes que lorsque le rôle du  $CO_2$  est pris en compte.

Pendant la dernière glaciation, plus de 20 évènements climatiques abrupts et dramatiques se sont produits, particulièrement frappants dans les enregistrements localisés autour de l'Atlantique nord (voir la section 4). Ces évènements sont différents des cycles glaciaires-interglaciaires, dans la mesure où ils n'impliquent probablement pas de changements importants de la température moyenne globale : les changements ne sont pas synchrones en Anatarctique et au Groenland, et ils ont le signe opposé dans l'Atlantique Sud et Nord. Ceci signifie qu'un changement majeur du bilan radiatif terrestre n'est pas nécessaire pour ces évènements ; une redistribution de chaleur au sein du système climatique est suffisante. Il y a en effet de nombreux éléments qui montrent qu'une réorganisation de la circulation océanique et du transport de chaleur peuvent expliquer les grands traits de ces évènements abrupts ; les données sédimentaires et les modèles montrent que certains de ces changements ont pu être initiés par des instabilités des calottes de glace entourant l'Atlantique à cette époque, et par un apport massif d'eau douce vers l'océan.

Des périodes bien plus chaudes se sont également produites au cours de l'histoire du climat – pendant la plupart des derniers 500 millions d'années, la Terre était probablement complètement libre de glaces continentales (les géologues utilisent les traces laissées par les glaciers sur les roches), à la différence de la période actuelle, où le Groenland et l'Antarctique sont couverts de glaces. Les données sur les concentrations des gaz à effet de serre remontant sur plus d'un million d'années, c'est à dire, hors de portée des carottes de glace antarctiques, restent assez imprécises, mais les données géologiques suggèrent que les périodes chaudes, libres de glace, coïncident avec des niveaux élevés de  $CO_2$  dans l'atmosphère. A l'échelle de millions d'années, les changements des concentrations de  $CO_2$  sont liés à l'activité tectonique, qui modifie les taux d'échange du  $CO_2$  de l'océan et de l'atmosphère avec la Terre solide.

Une autre cause possible à l'origine des changements climatiques passés réside dans la production d'énergie par le Soleil. Les mesures réalisées au cours des dernières décennies montrent que la constante solaire varie légèrement (de l'ordre de 0,1%) lors de cycles de 11 ans. Les observations des taches solaires (qui remontent au 17ème siècle) et les mesures des

isotopes générés par le rayonnement cosmique fournissent des indices de variations à long terme de l'activité solaire. Les reconstructions et les simulations climatiques suggèrent que la variabilité solaire et l'activité volcanique sont probablement les causes principales des variations climatiques au cours du dernier millénaire, avant le début de l'ère industrielle.

Ces exemples illustrent le fait que les différents changements climatiques passés ont eu différentes causes. Le fait que les facteurs naturels ont fait varier le climat dans le passé ne signifie pas que le changement climatique en cours est d'origine naturelle. Pour faire une analogie, le fait que les feux de forêt aient depuis longtemps été amorcés par la foudre n'implique pas que les feux de forêt ne peuvent pas démarrer à cause d'un campeur imprudent. La question FAQ 2 est centrée sur la comparaison de l'influence relative des facteurs d'origine humaine et des facteurs naturels dans leurs contributions au changement climatique en cours.

### 4.2.2 Que sait-on des mécanismes de ces changements abrupts ?

De nombreux éléments montrent, à partir de données sédimentaires, que les changements abrupts du climat glaciaire sont liés à des changements de circulation océanique (Clark et al. 2002). Les reconstructions paléocéanographiques montrent que l'Atlantique Sud s'est refroidi lorsque le nord s'est réchauffé (avec un décalage possible), et vice versa (Voelker et al. 2002), une bascule des températures des hémisphères nord et sud qui témoigne d'un changement du transport de chaleur par l'océan (Crowley, 1992 ; Stocker et Johnsen, 2003). Pendant le réchauffement des D-O, la salinité de la Mer d'Irminger a fortement augmenté (Elliot et al. 1998 ; van Kreveld et al. 2000) et le flux de masses d'eau tempérées a cru dans les Mers Nordigues (Dokken et Jansen, 1999), ce qui montre la pénétration vers le nord d'eaux salées de l'Atlantique. Des indicateurs ont montré des changements abrupts dans les propriétés des eaux profondes de l'Atlantique, à travers des traceurs (par exemple, <sup>13</sup>C, <sup>231</sup>Pa/<sup>230</sup>Th), qui marquent la ventilation des masses d'eaux profondes et les changements du taux de renouvellement et du débit des eaux profondes (Vidal et al, 1998 ; Dokken et Jansen, 1999 ; McManus et al. 2004 ; Gherardi et al. 2005). Malgré ces éléments, de nombreuses caractéristiques des changements abrupts sont encore mal connues, en particulier à cause du manque de datation précise de la séquence et de la phase des évènements entre l'océan de surface, l'océan profond et les calottes.

On pense que les évènements de Heinrich ont été causés par des instabilités des calottes (MacAyeal, 1993). Les décharges d'iceberg auraient fourni un apport massif d'eau douce dans l'Atlantique, qui peut être estimé à partir de l'abondance du  $\delta^{18}$ O. Les estimations font été d'un volume d'eau douce supplémentaire de l'ordre de plusieurs (jusqu'à 15) mètres de niveau global des mers, se produisant en quelques siècles (250-700 ans), c'est à dire un flux de l'ordre de 0,1 Sv (Hemming, 2004). Pour l'Heinrich 4, Roche et al (2004) ont déterminé un flux d'eau douce de 2±1 m de niveau marin fourni par la Laurentide pendant une durée de 250±150 ans. Cependant, le volume et le moment de l'apport d'eau douce restent très discutés.

L'apport d'eau douce est probablement la cause des évènements abrupts de la fin de la glaciation (par exemple, le Younger Dryas et l'événement de 8,2 ka). Plutôt qu'un glissement de glace, c'est l'apport d'eau douce liée à la fonte provoquée par le réchauffement qui aurait pu interférer avec la MOC et le transport de chaleur dans l'Atlantique – une décharge vers l'Arctique d'environ 0,1 Sv aurait pu provoquer le Younger Dryas (Tarasov et Peltier, 2005), tandis que l'événement de 8,2 ka était probablement lié à une ou plusieurs crues correspondant à 11 à 42 cm de niveau marin, en quelques années (Clarke et al, 2004 ; voir la

section 5.2). C'est une différence importante par rapport aux évènements de D-O, pour lesquels nous ne connaissons pas de forçage important de l'océan; certaines simulations suggèrent qu'un faible forçage pourrait suffire, si la circulation océanique est près d'un seuil (Ganopolski et Rahmstorf, 2001). La cause exacte et la nature de ces changements de circulation océanique restent controversées. Certains auteurs suggèrent que certains des évènements abrupts pourraient avoir été initiés dans les tropiques (Clement et Cane, 1999), mais il reste à construire une explication spécifique et quantitative des évènements de D-O à partir de cette hypothèse.

Les changements de  $CO_2$  atmosphériques au cours des derniers épisodes chauds en Antarctique, liées à des changements de la NADW (Knutti et al, 2004) étaient faibles (moins de 25 ppm, Figure 7). On observe une faible rétroaction positive entre le  $CO_2$  atmosphérique et les changements du taux de formation de la NADW, à la fois dans ces reconstructions, et dans les simulations de réchauffement global (Joos et al, 1999 ; Marchal et al, 1999). Donc à la fois les observations et les simulations disponibles montrent que les changements futurs possibles de la NADW pourraient avoir des effets modérés sur la concentration en  $CO_2$ atmosphérique. Ce résultat ne permet cependant pas d'éliminer la possibilité que des changements de circulation dans d'autres régions océaniques, comme l'Océan Austral, pourraient avoir des impacts plus forts sur le  $CO_2$  atmosphérique (Greenblatt et Sarmiento, 2004).

### 4.2.3 Les modèles de climat sont-ils capables de simuler ces changements abrupts ?

Il est difficile de modéliser les instabilités des calottes de glace qui sont probablement la cause des évènements de Heinrich, parce que les processus physiques ne sont pas suffisamment bien compris, malgré certaines perspectives récentes (Calov et al, 2002). Beaucoup de simulations ont été effectuées en imposant un flux d'eau douce provenant d'une instabilité de calotte (événement de Heinrich) ou d'un apport brutal d'eau de fonte (événement de 8,2 ka, voir la section 6.5) et en étudiant l'effet de cet apport d'eau douce sur la circulation océanique et le climat. Ces simulations suggèrent que le volume d'eau douce déduit des données paléoclimatiques est en effet suffisant pour entraîner un arrêt de la circulation méridienne de l'Océan Atlantique (MOC), et que ceci est une explication physiquement plausible de beaucoup des signaux climatiques observés (par exemple, le refroidissement des hautes laitutdes nord, le décalage de l'ITCZ et la bascule interhémisphérique, Vellinga et Wood 2002 ; Dahl et al 2005 ; Zhang et Delworth 2005). La relation de phase entre la température du Groenland et de l'Antarctique a pu être expliquée par une réduction du taux de formation de la NADW et du transport de chaleur dans l'Atlantique Nord, provoquant un refroidissement dans l'hémisphère nord et un réchauffement retardé dans l'hémisphère sud (Ganopolski et Rahmstorf, 2001; Stocker et Johnsen, 2003). Dans les simulations d'apport d'eau douce qui provoquent un arrêt de la MOC de l'Atlantique Nord, les conséquences incluent également une augmentation d'eaux riches en nutriments au fond de l'Océan Atlantique, des rapports <sup>231</sup>Pa/<sup>230</sup>Th plus élevés dans les sédiments de l'Atlantique Nord (Marchal et al, 2000), un recul de la limite des forêts au nord (Scholze et al, 2003; Higgins, 2004; Köhler et al, 2005), une petit augmentation transitoire du CO<sub>2</sub> atmosphérique (10 ppm) en réaction à une réorganisation du cycle du carbone marin (Marchal et al, 1999) et des changements de CO<sub>2</sub> de plusieurs parties par million à cause du changement du stockage de carbone dans la biosphère continentale (Köhler et al, 2005). Une diminution de 10 ppb du N<sub>2</sub>O atmosphérique est identifiée dans un modèle océan-atmosphère (Goldstein et al, 2003), suggérant qu'une partie des variations observées de N<sub>2</sub>O (jusqu'à 50 ppb) vient des continents. En résumé, les simulations reproduisent globalement les variations observées pendant ce type d'événement.

Les évènements de Dansgaard-Oeschger semblent être associés à des déplacements en latitude des zones de convection océnanique entre les Mers Nordiques et les latitudes moyennes de l'océan ouvert Atlantique (Alley et Clark, 1999). Les modèles suggèrent que l'évolution de la température au Groenland, la bascule dans l'Atlantique Sud, le changement de salinité de la Mer d'Irminger et d'autres caractéristiques de ces évènements peuvent être expliquées par un tel mécanisme (Ganopolski et Rahmstorf, 2001), quoique le phénomène déclanchant des changements de circulation océanique reste inconnu. Alley et al (2001) ont montré que des processus de résonance stochastique pourraient être à l'origine du rythme de ces évènements, ce qui signifie qu'un cycle régulier associé à du bruit aléatoire pourrait les déclancher. Ceci peut être reproduit dans certains modèles, dans la mesure où un effet de seuil est impliqué dans le déclanchement de ces évènements.

Certains auteurs ont suggéré que les modèles de climat avaient tendance à sousestimer l'amplitude et l'étendue de ces changements abrupts passés (Alley et al, 2003) et donc pourraient sous-estimer également le risque de tels évènements pour le futur. Cependant, une telle généralisation reste simpliste et une évaluation est requise au cas par cas pour comprendre quels effets pourraient être mal reconstruits à partir des données paléoclimatiques et quels mécanismes pourraient être sous-estimés dans les modèles actuels. Ce sujet est important pour l'évaluation des risques pour le futur : le réchauffement rapide attendu au cours des prochains siècles pourrait atteindre l'ampleur du réchauffement de la dernière déglaciation, et pourrait se produire bien plus rapidement. A nouveau, l'apport d'eau de fonte des calottes pourrait devenir un facteur important qui influence la circulation océanique, comme pour le Younger Dryas et l'événement d'il y a 8,2 ka. Une fonte de la calotte du Groenland (qui représente 7 mètres de niveau global des océans) en 1 ka correspondrait à un apport d'eau douce de 0,1 Sv ; c'est une amplitude comparable aux flux d'eau douce associés aux évènements abrupts passés. La plupart des modèles de climat utilisés pour les scénarios d'évolution future n'incluent pas, jusqu'à présent, le ruissellement lié à la fonte des calottes. Des intercomparaisons, conduites en imposant les mêmes apports d'eau douce à différents modèles, ont révélé que malgré une réponse qualitativement similaire, le flux d'eau nécessaire pour entraîner une interruption de la circulation de l'Atlantique varie beaucoup selon les modèles ; les raisons pour cette sensibilité au modèle utilisé n'est pas totalement comprise (Rahmstorf et al, 2005 ; Stouffer et al, 2006). Dans l'état actuel des connaissances, il n'est pas possible d'éliminer la possibilité d'un changement climatique abrupt lié à des changements de la circulation océanique.

### 4.3 Les variations du niveau marin au cours du dernier cycle glaciaireinterglaciaire

## 4.3.1 Quelle est l'influence des changements passés du volume des glaces sur le niveau marin actuel ?

Les enregistrements de l'histoire du niveau des mers fournissent une base essentielle pour comprendre les variations naturelles auxquelles se superposent une augmentation récente liée à des processus actuels. Même s'il n'y avait aucun effet anthropique sur le système climatique, des changements mesurables et significatifs du « niveau marin relatif » (RSL pour Relative Sea Level) auraient lieu. Cette variabilité naturelle du niveau marin résulte principalement de la mémoire de notre planète par rapport à la dernière déglaciation. A travers un processus d'ajustement isostatique glaciaire (GIA pour Glacial Isostatic Ajustment), l'équilibre gravitationnel est rétabli après la déglaciation, pas uniquement par un rebond de la croûte terrestre mais également par une redistribution horizonale des masses d'eau dans les bassins océaniques, pour maintenir la surface de l'océan à un équipotentiel de gravité.

Les modèles du processus global de GIA ont permis d'isoler sa contribution à l'augmentation actuelle du niveau des mers, mesurée par télédétection via le satellite TOPEX/Poseidon. Cette contribution a été estimée à -0,28 mm/an pour le modèle ICE-4G de Peltier (1996) et -0,36 mm/an pour le modèle ICE-5G de Peltier (2004). Ces analyses (Peltier, 2001) impliquent que l'effet du changement climatique sur la remontée du niveau des mers est plus important que ne le montrent les mesures TOPEX/Poséidon sans correction (voir le Chapitre 5).

La même approche peut être utilisée pour quantifier l'effet des glaciations de la fin du Pleistocène sur la rotation de la Terre, et l'influence de la fonte des calottes du Groenland et de l'Antarctique sur le niveau des mers au cours du dernier siècle. Peltier (1998) a exploité ce type d'analyse pour estimer une contribution maximum de l'ordre de 0,5 mm/an de la perte de masse des calottes à l'augmentation du niveau des mers. Ceci montre qu'il est possible de boucler le bilan global de l'augmentation du niveau marin via la fonte des calottes et des glaciers (voir les Chapitres 4 et 5).

### 4.3.2 Quelle a été l'amplitude du changement de niveau marin à l'échelle glaciaireinterglaciaire ?

La modélisation des changements de niveau marin passés permet d'estimer de manière plus précise les estimations de l'augmentation eustatique (globale) du niveau marin au cours de la dernière transition depuis le LGM jusqu'à l'Holocène. La courbe complète de RSL issue de l'Ile des Barbades, dans la Mer des Caraïbes (Fairbanks, 1989; Peltier et Fairbancks, 2006) est particulièrement importante car on a montré que l'histoire du RSL locale est une bonne approximation de la courbe eustatique (globale) de niveau des mers (Peltier, 2002). L'accord du modèle ICE-5G (VM2) aux données de Fairbanks (Figure 8) permet d'estimer l'augmentation eustatique nette, en équivalent-glace, à 118,7 m, une valeur très proche de la valeur de 120 m obtenue classiquement à partir de l'information isotopique des sédiments marins (voir Shackleton, 2000 par exemple). Waelbroeck et al (2002) ont produit une reconstruction du niveau marin basée sur la combinaison des enregistrements de coraux et des isotopes de l'oxygène des carottes marines corrigées de l'impact des variations de température de l'océan profond, pour tout le dernier cycle glaciarie-interglaciaire. Cette reconstruction (Figure 8) montre une estimation du changement de niveau marin eustatique de l'ordre de 120 m. L'analyse de signaux isotopiques de la Mer Rouge par Siddal et al (2003) confirment également la validité de l'interprétation de la série des Barbades de Peltier et Fairbanks (2006).

La courbe de niveau des mers eustatique équivalent-glace de Lambeck et Chappell (2001) repose sur des données issues de différentes sources, incluant les séries de coraux des Barbades, des mesures de la Sunda Shelf en Indonésie (Hanebuth et al, 2000), et des observations du Bonaparte Gulf au nord de l'Australie (Yokohama et al, 2000). Cette reconstruction figure également sur la Figure 8. Elle suggère une histoire qui contredit les reconstructions issues de la série complète de la Barbade. Premièrement, le changement d'amplitude atteint 140 mètres dans cette reconstruction contre 120 m aux Barbades. Ensuite, les données des Barbades ne montrent pas le changement abrupt de niveau marin vers 19 ka présent dans les données de Yokohama et al (2000). La Figure 8 montre l'accord entre l'histoire du RSL à la Barbade simulée (en rouge) et la courbe eustatique en équivalent-glace globale (en violet).



Time (ka) Figure 8. (A) Histoire du niveau des mers eustatique équivalent-glace au cours du dernier cycle glaciaireinterglaciaire selon l'analyse de Waelbroeck et al (2002). Le trait noir représente la médiane de leur estimation

pour chaque période et la zone grisée l'estimation de l'incertitude. La courbe rouge est le calcul du modèle ICE-5G pour les Barbares où les observations elles-mêmes fournissent une excellente approximation de la courbe de niveau marin eustatique en équivalent-glace. (B) L'accord entre le calcul du modèle ICE-5G (VM2) (en rouge) et l'histoire du RSL enregistrée dans les coraux des îles des Barbades, dans la Mer des Caraïbes (Fairbanks, 1989 ; Peltier et Fairbanks, 2006) pour la période des derniers 32 ka. Le niveau des mers eustatique équivalentglace pour l'actuel est représenté en marches d'escalier violettes. Chaque estimation issue des coraux (bleu) est représentée avec une incertitude qui dépend de l'espèce utilisée. Les estimations associées à une incertitude réduite proviennent de l'espèce Acropora palmata, qui fournit les contraintes les plus précises sur le niveau relatif des mers, car cette espèce est trouvée à 5 mètres en-dessous de la surface des océans actuellement. Les estimations associées à des incertitudes plus larges sont de Montastrea annularis (profondeur de 20 mètres) ou d'autres espèces rencontrées dans des gammes de profondeur plus larges par rapport au niveau marin (barres d'erreur les plus grandes). Ces données supplémentaires permettent de donner une barre d'erreur inférieure à la diminution du niveau marin. Les données indiquées par les croix de couleur proviennent des reconstructions de Lambeck et Chappell (2001) pour les Barbares (cyan), Tahiti (gris), Huon (noir), Bonaparte Gulf (orange) et Sunda Shelf (violet).

#### Oue nous indique l'augmentation du niveau marin au cours de la Dernière 4.3.3 **Période Interglaciaire ?**

L'enregistrement du niveau marin eustatique peut être étendu jusqu'au LIG (Dernier Interglaciaire). Des mesures directes du niveau marin basées sur des dépôts sédimentaires côtiers et des séquences de coraux tropicaux (dans des zones tectoniquement stables) ont montré clairement que le niveau des mers eustatique était plus élevé qu'actuellement pendant cette période interglaciaire, atteignant 4 à 6 m de plus (voir par exemple Rostami et al, 2000 ; Muhs et al, 2002). L'enregistrement climatique du forage de NGRIP au Groenland couvre 123 ka sans perturbation d'écoulement, et de la glace plus ancienne pet être identifiée dans les forages de GRIP et GISP2 (mais dans une zone d'écoulement perturbé), montrant que la région sommitale est restée englacée au LIG (Raynaud et al, 1997; NGRIP, 2004). L'amplitude identique des variations isotopiques mesurées dans les carottes de Camp Century et Renland (Johnsen et al, 2001) suggèrent que les variations relatives d'altitude étaient limitées au LIG (NGRIP, 2004). L'interprétation des données du forage de Dye-3, au sud du Groenland, reste ambiguë. La présence de glace enrichie isotopiquement, potentiellement de la glace du LIG, a été interprétée comme témoignant d'une forte diminution de l'épaisseur de la calotte au LIG (NGRIP, 2004). D'autres interprétations suggèrent que le dôme sud de la calotte groenlandaise n'a pas survécu au LIG et que Dye-3 ne contient que la glace de la fin du LIG, quand la calotte a couvert à nouveau le sud du Groenland (Koerner et Fisher, 2002), ou qu'elle s'est écoulée depuis le centre du Groenland ou d'un dôme sud subsistant de manière isolée (Lhomme et al, 2005a). L'absence de glace précédant le LIG dans les plus grandes calottes à l'Est de l'Arctique canadien indique qu'elles ont fondu totalement au cours du LIG (Koerner, 1989).

La majeure partie de l'augmentation du niveau des mers au LIG devait provenir de la fonte des calottes polaires. Les modèles de calotte du Groenland, forcés par des scénarios de température au Groenland soit issus de données (Cuffey et Mashall, 2000 ; Tarasov et Peltier, 2003 ; Lhomme et al. 2005a) ou par les températures et l'accumulation simulée par un AOGCM (Otto-Bliesner et al, 2006a) produisent une calotte du Groenland minimum au LIG, avec des flancs abrupts sur le centre et le nord du Groenland (Figure 6). Une telle calotte, associée à la réduction des champs de glace de l'Arctique, ne peut contribuer que 2 à 4 m à l'augmentation du niveau des mers au cours du début du LIG, se produisant en plusieurs millénaires. La contribution du Groenland à cette augmentation du niveau marin était probablement liée à l'effet du forçage orbital sur le réchauffement estival de l'Arctique (voir la section 4.1). Le fait que le niveau marin était 4 à 6 m au-dessus de l'actuel implique une contribution de l'Antarctique (Scherer et al. 1998; Overpeck et al. 2006). Overpeck et al (2006) suggère que puisque le réchauffement circum-arctique du LIG était très similaire à celui qui est attendu dans le cadre d'un doublement futur du CO<sub>2</sub>, un retrait important de la calotte du Groenland résultera du changement climatique futur. Puisque l'intégralité de l'augmentation du niveau des mers ne peut pas être due à la fonte de la calotte groenlandaise, il est possible que des zones de la calotte de l'Antarctique de l'Ouest se réduisent dans cette situation future (voir aussi Scherer et al, 1998 ; Tarasov et Peltier, 2003 ; Domack et al, 2005 et Oppenheimer et Alley, 2005).

## 4.3.4 Quelle est la contribution lente de l'eau de fonte des calottes polaires à l'augmentation moyenne du niveau des mers ?

Les modèles de l'histoire post-glaciaire du RSL peuvent être combinés aux observations de l'Holocène pour estimer si une fraction significative de l'augmentation du niveau des mers de la fin du 20<sup>ème</sup> siècle (2 mm/an) peut s'expliquer par des effets à long terme de déglaciation des calottes polaires. A partir d'estimations dérivées d'observations géologiques du niveau des mers Holocène de 16 îles du Pacifique Equatorial (post –TAR), il semble que la contribution de cette source potentielle était nulle au cours des derniers 2 ka et au maximum dans une gamme de 0 à 0,2 mm/an (Peltier et al, 2002 ; Lambeck, 2002).

Une multitude d'archives climatiques fournissent des informations précises sur la structure spatiale et temporelle de l'évolution du climat au cours de la période interglaciaire actuelle, l'Holocène, une période d'environ 11,6 ka au cours de laquelle des modifications anthropiques ont affecté l'environnement, depuis l'échelle locale (par exemple, changement d'usage des sols) jusqu'à l'échelle globale (la composition atmosphérique). Les reconstructions bien datées des derniers 2 ka sont décrites à part, dans la section 6. Dans le contexte des forcages et des réactions du climat, l'Holocène est bien mieux connu en terme de couverture spatiale, de datation, de résolution temporelle, que les interglaciaires antérieurs. Il est bien établi que des changements significatifs des forçages climatiques au cours de l'Holocène ont entraîne des réactions climatiques significatives et complexes, faisant intervenir des modifications lentes et abruptes des températures, des précipitations, de la dynamique des moussons, et de ENSO (El Niño-Southern Oscillation). Pour certaines périodes, comme le moyen Holocène, il y a 6 ka, des efforts intensifs ont été fournis pour compiler les observations paléoclimatiques et comparer les modèles de climat. Une telle densité de données fournit en effet une base solide pour évaluer la capacité des modèles de climat à représenter correctement la réponse du système climatique au forçage orbital.

# 5.1 Forçages climatiques et réactions au cours de l'interglaciaire en cours

### 5.1.1 Quels ont été les principaux forçages climatiques pendant l'Holocène ?

Pendant la période interglaciaire actuelle, des changements de l'orbite terrestre ont modulé la distribution latitudinale et saisonnière de l'ensoleillement (Encadré 1). Des travaux en cours pour caractériser les changements des aérosols stratosphériques à partir de l'analyse de la composition chimique de la glace issue des deux pôles (Zielinski, 2000; Castellano et al, 2005) confirment que l'amplitude et la fréquence des éruptions volcaniques a varié de manière significative au cours de l'Holocène (voir 6.3). Les variations des isotopes cosmogéniques (le <sup>10</sup>Be des carottes de glace et le <sup>14</sup>C des cernes d'arbres) ont été utilisés pour reconstruire les variations d'activité solaire au cours de l'Holocène (voir par exemple Bond et al, 2001), malgré le fait que les relations quantifaire les effets solaires et non solaires sur ces proxies au cours de l'Holocène (Muscheler et al, 2006). Il restait, pendant la première moitié de l'interglaciaire actuel, des calottes de glace continentale en train d'achever leur déglaciation (Figure 8). L'effet de l'albédo de ces calottes a pu moduler localement la réponse du climat au forçage orbital (voir par exemple Davis et al, 2003).

L'évolution des gaz traces atmosphériques pendant l'Holocène est bien connue à partir des analyses des carottes de glace (Figure 4). Une première diminution du CO<sub>2</sub> atmosphérique (7 ppm entre 11 et 8 ka) a été suivie d'une augmentation de 20 ppm jusqu'au début de la période industrielle (Monnin et al, 2004). Les concentrations atmosphériques en CH<sub>4</sub> ont diminué pour passer de 730 ppb dans l'hémisphère nord il y a 10 ka à 580 ppb il y a 6 ka, et ont ensuite remonté progressivement jusqu'à 730 ppb dans les périodes pré-industrielles (Chappellaz et al, 1997 ; Flückiger et al, 2002). Le N<sub>2</sub>O atmosphérique a suivi globalement l'évolution du CO<sub>2</sub> et a montré une diminution de 10 ppb au début de l'Holocène puis une augmentation d'amplitude similaire entre 8 et 2 ka (Flückiger et al, 2002). Les forçages radiatifs associés aux variations des gaz à effet de serre au cours de l'Holocène sont de 0,4 W.m<sup>-2</sup> (CO<sub>2</sub>), 0,1 W.m<sup>-2</sup> (N<sub>2</sub>O et CH<sub>4</sub>) par rapport au forçage pré-industriel.

## 5.1.2 Pourquoi les concentrations en gaz à effet de serre ont-elles varié au cours de l'Holocène, avant la période industrielle ?

Des simulations récentes conduites à l'aide de modèles transitoires du climat et du cycle du carbone, qui incluent un modèle prédictif de la végétation globale, ont attribué la diminution du CO<sub>2</sub> au début de l'Holocène au retour des forêts dans les zones déglacées par le retrait de la calotte Laurentide, partiellement contre-balancées par la compensation des carbonates des sédiments océaniques (Joos et al, 2004). La compensation des carbonates pour l'augmentation du stockage continental de carbone pendant la transition glaciaireinterglaciaire et le début de l'Holocène, ainsi que la construction des récifs coralliens au cours de l'Holocène sont probablement à l'origine de l'augmentation suivante du  $CO_2$  (Broecker et Clark, 2003 ; Ridgwell et al, 2003 ; Joos et al, 2004). Aussi bien de nouvelles mesures des isotopes du carbone (Ever, 2004) que les résultats des modèles (Brovkin et al, 2002 ; Kaplan et a, 2002 ; Joos et al, 2004) suggèrent que le stock de carbone terrestre a été relativement stable au cours des 7 ka précédent l'industrialisation. Des changements du stockage de carbone dans les tourbières du nord ont pu contribuer partiellement à l'augmentation du CO<sub>2</sub> observée. De tels mécanismes naturels ne peuvent pas du tout expliquer l'augmentation bien plus brutale des gaz à effet de serre au cours de la période industrielle; en l'absence d'émissions anthropiques, le CO<sub>2</sub> atmosphérique serait resté bien en-delà de 290 ppm (Gerber et al. 2003).

Il a été suggéré, à partir de mesures de CO<sub>2</sub> sur la glace de Vostok (Petit et al, 1999), que le CO<sub>2</sub> atmosphérique aurait dû chuter de 20 ppm au cours des derniers 8 ka (en complète contradiction avec les 20 ppm d'augmentation observés) si l'agriculture préhistorique n'avait pas entraîné un rejet de carbone terrestre et de méthane au cours de l'Holocène (Ruddiman, 2003 ; Ruddiman et al, 2005). Cette hypothèse suggère même qu'une glaciation qui aurait dû avoir lieu à la fin de l'Holocène a été évitée grâce à ces émissions anthropiques préindustrielles. Cependant, cette hypothèse est en contradiction avec de nombreux faits, tels que l'absence d'analogie de la configuration orbitale au cours de l'Holocène et des trois interglaciaires précédents, la découverte récente de niveaux élevés en CO<sub>2</sub> au cours de l'ensemble du stade 11 (Siegenthaler et al, 2005a, Figure 3), un interglaciaire très long (~28 ka) (Section 4.1.5). Cette hypothèse requiert également une modification des rapports isotopiques du carbone (<sup>13</sup>C/<sup>12</sup>C) au cours de l'Holocène bien plus élevée que ne le montrent les mesures faites sur les carottes de glace (Eyer, 2004), ainsi qu'un volume d'émissions de carbone par l'usage des sols anthropique plus important que le changement de stockage de carbone entre la végétation naturelle et l'usage des sols actuels (Joos et al, 2004).

## 5.1.3 Certaines périodes de l'interglaciaire actuel ont-elles été plus chaudes que la fin du 20<sup>ème</sup> siècle ?

Les changements de température au cours de l'Holocène ont été estimés dans de nombreuses régions, souvent à l'aide d'archives climatiques ayant une résolution temporelle de l'ordre du siècle, et plus sensibles à certaines saisons (voir la section 1). Aux hautes latitudes de l'Atlantique Nord et de l'Arctique voisin, on observe des maxima des températures d'été au début de l'Holocène (10 à 8 ka), suggérant un effect direct du maximum d'ensoleillement d'été sur l'extension de glace de mer (Kim et al, 2004 ; Kaplan et Wolfe, 2006). Les reconstructions des moyennes latitudes nord montrent un refroidissement progressif des SST depuis une première partie chaude du début au milieu de l'Holocène, jusqu'à la période plus fraîche de la fin de l'Holocène (Johnsen et al 2001 ; Marchal et al 2002 ; Andersen et al, 2005 ; Kim et al 2004 ; Kaplan et Wolfe 2006), probablement en réaction aux tendances annuelles et estivales dues aux forçages orbitaux à ces latitudes (Renssen et al, 2005). Près des calottes résiduelles en Europe du Nord et en Amérique du Nord, le réchauffement maximum a pu être plus tardif, probablement suite aux interactions

entre l'altitude de la glace, son albédo, le transport de chaleur océanique et atmosphérique et le forcage orbital (Mac Donald et al, 2000 ; Davis et al, 2003 ; Kaufman et al, 2004). Au milieu de l'Holocène, les reconstructions globales issues des pollens (Prentice et Webb, 1998; Prentice et al, 2000) et de macro-restes (MacDonald et al, 2000) montrent une expansion des forêts tempérées vers le nord (Bigelow et al, 2003 ; Kaplan et al, 2003), ainsi qu'un recul marqué des glaciers (voir Encadré 3). Des conditions plus chaudes aux moyennes et hautes latitudes de l'hémisphère nord au début et au milieu de l'Holocène sont cohérentes avec les profils de température dans les trous de forages continentaux (Huang et al, 1997). D'autres périodes chaudes précoces ont été identifiées dans le Pacifique Ouest Equatorial (Stott et al, 2004), en Chine (He et al, 2004), Nouvelle Zélande (Williams et al, 2004), Afrique du Sud (Holmgren et al, 2003) et en Antarctique (Masson et al, 2000). Aux hautes latitudes australes, le réchauffement précoce ne peut pas s'expliquer par une réponse linéaire à l'ensoleillement d'été local (voir Encadré 1), ce qui suggère des réorganisations du transport de chaleur latitudinal. A l'inverse, les reconstructions de températures tropicales, uniquement disponibles dans les archives marines, montrent que la Méditerranée, l'Atlantique tropical, certaines zones de l'Océan Pacifique et de l'Océan Indien ont subi un réchauffement progressif au cours de l'Holocène (Kim et al, 2004 ; Rimbu et al, 2004 ; Stott et al, 2004), peut-être en réponse à l'augmentation de l'ensoleillement en moyenne annuelle dans les tropiques (Encadré 1, Figure 1).

Les enregistrements des zones extra-tropicales, à résolution temporelle de l'ordre du siècle, montrent effectivement des périodes de plusieurs siècles plus chaudes, parfois de plusieurs degrés, que les dernières décennies Ces périodes chaudes locales n'étaient très probablement pas globalement synchrones et se sont produites à des moments où certaines zones des océans tropicaux étaient plus fraîches qu'aujourd'hui (Figure 9) (Lorenz et al, 2006). Lorsqu'ils sont forcés par les paramètres orbitaux de 6 ka, les modèles couplés de climat actuels et les EMICs représentent bien les changements de température et de précipitations observés (Sections 5.1.4 et 5.1.5), alors que la température moyenne globale simulée reste quasiment inchangée (<0,4°C, Masson-Delmotte et al, 2005b), exactement comme il est attendu de la saisonnalité du forçage orbital (Encadré 1). A cause des réponses régionales différentes entre les tropiques et les hautes latitudes, ainsi qu'entre les différents hémisphères, les concepts couramment utilisés de « optimum thermique du Moyen Holocène», « altithermal », etc n'ont pas de vocation globale et devraient toujours être utilisées dans un contexte régional bien précis. La couverture spatiale, la résolution temporelle et la datation des enregistrements paléoclimatiques de l'Holocène ne permettent pas actuellement de déterminer s'il y a eu des périodes de plusieurs décennies de réchauffement comparable à celui de la seconde moitié du 20<sup>ème</sup> siècle.

## 5.1.4 Quels sont les liens entre le forçage orbital et l'intensification des moussons à l'Holocène moyen ?

Les niveaux lacustres et les changements de végétation reconstruits pour la période du début au moyen Holocène témoignent de fortes augmentations des précipitations en Afrique du Nord (Jolly et al, 1998). Simuler cette intensification est couramment utilisée comme banc d'essai des modèles de climat dans PMIP. Lorsqu'ils sont forcés par l'insolation de l'Holocène moyen résultant des changements d'orbite terrestre (voir encadré 1), mais avec la



Figure 9. Occurrence et intensité des changements maxima de température par rapport au niveau pré-industriel, en fonction de la latitude (axe vertical) et du temps (axe horizontal). Les réchauffements de l'ordre de 0,5 à 2°C apparaissent en orange (plus de 2°C en rouge) et les refroidissemeents (0,5 à 2°C) en bleu. Les références des données sont : Mer de Barents (Duplessy et al, 2001), Groenland (Johnsen et al, 2001) ; Europe (Davis et al, 2003) ; Amérique du Nord (MacDonald et al, 2000 ; Kaufman et al, 2004) ; Chine (He et al, 2004) ; les océans tropicaux (Rimbu et al, 2004 ; Stott et al, 2004 ; Lorentz et al, 2006) ; Atlantique Nord (Marchal et al, 2002 ; Kim et al, 2004), Tasmanie (Xia et al, 2001), Antarctique de l'Est (Masson et al, 2000), Afrique du Sud (Holmgren et al, 2003) et Nouvelle Zélande (Williams et al, 2004).

végétation et la température océanique actuelle, les modèles atmosphériques simulent un réchauffement estival dans l'hémisphère nord et une intensification modérée des moussons d'été mais sous-estiment l'augmentation et l'étendue du changement de précipitations sur le Sahara (Joussaume et al, 1999; Coe et Harrison, 2002; Braconnot et al, 2004). Les différences entre les simulations semblent liées aux caractéristiques des modèles atmosphériques ainsi qu'à la température moyenne dans les tropiques de la simulation de contrôle (Braconnot et al. 2002). Comme cela avait déjà été souligné dans le TAR, les rétroactions liées à la végétation et à l'albédo de surface jouent un rôle clé dans l'intensification de la mousson africaine (e.g. Claussen et Gayler, 1997; De Noblet-Ducoudré et al, 2000 ; Levis et al, 2004). De nouvelles simulations couplées océan-atmosphère montrent que la rétroaction océanique renforce le flux de mousson vers les continents ainsi que la durée de la saisons de mousson, à cause de changements persistents dans les structures dipolaires des SST en fin d'été et dans la profondeur de la couche de mélange (Braconnot et al, 2004 ; Zhao et al, 2005). Ensemble, les rétroactions liées à la végétation, aux caractéristiques des sols et à l'océan produisent des interactions non linéaires qui entraînent une simulation des précipitations en bon accord avec les données (Braconnot et al, 2000 ; Levis et al, 2004). Les simulations transitoires du climat de l'Holocène effectuées avec des EMICs ont en outre montré que les rétroactions liées aux surfaces continentales pouvaient jouer un rôle dans les fluctuations abruptes des moussons (voir Section 5.2). L'intensification des moussons du Nord de l'Australie, d'Inde et du Sud Ouest de l'Amérique est bien simulée par les modèles

de climat couplés océan-atmosphère, en réaction au forçage orbital, et grâce à des rétroactions amplificatrices de l'océan (Harrison et al, 2003 ; Liu et al, 2004 ; Zhao et al, 2005).

## 5.1.5 Quels sont les liens entre le forçage orbital et le climat du moyen Holocène aux moyennes et hautes latitudes ?

Les enregistrements continentaux du moyen Holocène montrent une expansion de la forêt au détriment de la toundra aux moyennes et hautes latitudes de l'hémisphère nord (MacDonald et al, 2000; Prentice et al, 2000). Depuis le TAR, les modèles couplés océanatmosphère, incluant les dernières simulations PMIP2, ont été utilisés pour étudier la réponse du système climatique au forçage orbital du moyen Holocène, il y a 6 ka (Section 6.1, Table 1). Les modèles couplés océan-atmosphère-végétation produisent bien le décalage vers le nord de la limite des forêts boréales, suite au réchauffement estival, et des forêts tempérées en Amérique du Nord, en réponse à un réchauffement d'hiver (Wohlfart et al, 2004). Aux hautes latitudes, les rétroactions de la végétation / de l'albédo de la neige et de l'océan renforcent le réchauffement au printemps et à l'automne, respectivement, et convertissent le forçage orbital saisonnier en un changement climatique annuel (Crucifix et al, 2002; Wohlfart et al, 2004). Les changements océaniques simulés pour cette période sont généralement faibles et difficile à quantifier à partir des observations, à cause des incertitudes sur la manière dont les indicateurs climatiques réagissent aux aspects saisonniers et à la stratification des eaux de surface (Waelbroeck et al, 2005). Les simulations conduites à l'aide de modèles d'atmosphère et de couche de mélange océanique montrent qu'une modification des SST du Pacifique tropical vers un état semblable à la situation La Niña peut expliquer les conditions sèches de l'Amérique du Nord à l'Holocène moyen (Shin et al, 2006). A partir des indicateurs de SST dans l'Atlantique Nord, il a été suggéré que les tendances entre le début et la fin de l'Holocène pouvaient être cohérentes avec un décalage entre un régime plus méridien sur l'Europe du Nord vers un état moyen semblable à la phase positive de la NAO (North Atlantic Oscillation) dans la première moitié de l'Holocène (Rimbu et al, 2004). Une intercomparaison conduite dans le cadre de PMIP2 a montré que 3 modèles parmi les 9 utilisés montrent effectivement un changement d'état moyen de la circulation atmosphérique entre la période pré-industrielle et le milieu de l'Holocène de type NAO+, sans montrer de changement de la variabilité NAO simulée (Gladstone et al, 2005).

## 5.1.6 Y a-t-il des modes de variabilité lents, identifiés au cours de l'Holocène, et qui pourraient être impliqués dans le réchauffement en cours ?

Un nombre croissant de reconstructions climatiques de l'Holocène ont une résolution suffisamment élevée pour décrire la variabilité climatique à des échelles de temps du siècle au millénaire, et pour identifier des modes de variabilité quasi-périodique, naturels, à ces échelles de temps (Haug et al, 2001 ; Gupta et al, 2003). Alors que les études antérieures suggéraient que la variabilité millénaire Holocène pouvait présenter des caractéristiques spectrales similaires à la variabilité glaciaire dans l'Atlantique Nord (Bond et al, 1997), cette hypothèse est fortement remise en cause (Risebrobakken et al, 2003, Schulz et al, 2004). Dans de nombreux enregistrements, il n'y a pas de signal cohérent centré sur certaines fréquences à l'échelle du siècle et du millénaire, mais des déplacements entre différentes bandes de fréquences (Moros et al, 2006). Le synchronisme entre la variabilité centenniale et millénaire observée entre les tropiques et l'Atlantique Nord (DeMenocal et al, 2000 ; Mayewski et al, 2004 ; Wang et al, 2005) n'est pas visible dans l'hémisphère sud (Homlgren et al, 2003 ; Masson et al, 2000), suggérant que la variabilité millénaire ne peut pas être à l'origine des tendances observées au 20<sup>ème</sup> siècle. A partir de la corrélation entre les changements des

isotopes cosmogéniques (<sup>10</sup>Be ou <sup>14</sup>C) – reliés au changements d'activité solaire – et certains enregistrements climatiques, certains auteurs suggèrent que l'activité solaire pourrait être le moteur de la variabilité séculaire à millénaire (Karlen et Kuylenstierna, 1996 ; Bond et al, 2001 ; Fleitmann et al, 2003 ; Wang et al, 2005). L'importance de modes de variabilité intrinsèques au système climatique (forcés ou non), par exemple en relation avec la circulation océanique profonde, a également été soulignée (Bianchi et McCave, 1999 ; Duplessy et al, 2001 ; Marchal et al, 2002 ; Oppo et al, 2003). Le manque de cohérence entre les différents jeux de données rend difficile, à partir de l'état actuel des connaissances, d'attribuer les variations climatiques millénaires de grande échelle à des facteurs externes (activité solaire, épisodes d'activité volcanique intense) ou à la variabilité interne du système climatique.

## 5.2 Changements climatiques abrupts au cours de la période interglaciaire actuelle

## 5.2.1 Que nous montrent les changements abrupts des circulations océanique et atmosphérique aux moyennes et hautes latitudes ?

Un refroidissement abrupt de 2°C à 6°C a été identifié comme l'un des traits marquants des carottes de glace du Groenland, il y 8,2 ka (Alley et al, 1997; Alley et Agustsdottir, 2005) et il est détecté dans les enregistrements continentaux à haute résolution en Europe et en Amérique du Nord (Klitgaard-Kristensen et al, 1998 ; von Grafenstein et al, 1998; Barber et al, 1999; Nesje et al, 2000; Rohling et Palike, 2005). La forte diminution des concentration en CH<sub>4</sub> dans l'atmosphère (plusieurs dizaines de ppb, Spahni et al, 2003) montre la signature spatiale de l'événement de 8,2 ka, associé à des changements de circulation atmosphérique de grande échelle, enregistrées depuis l'Arctique jusqu'aux tropiques où des épisodes de sécheresse sont détectés (Hughen et al. 1996; Stager et Mayewski, 1997; Haug et al, 2001; Fleitmann et al, 2003; Rohling et Palike, 2005). L'événement de 8,2 ka est compris comme le résultat d'une réorganisation rapide de la MOC de l'Atlantique Nord (Bianchi et McCave, 1999 ; Risebrobakken et al, 2003 ; McManus et al, 2005), cependant, sans que sa signature ne soit clairement identifiée dans les indicateurs de la formation des eaux profondes. De larges volumes d'eau douce ont été libérés dans l'Atlantique Nord et l'Arctique au début de l'Holocène, à cause de la disparition des calottes continentales résiduelles (Nesje et al, 2004). L'événement de 8,2 ka a probablement été causé par une vidange du lac pro-glaciaire Agassiz, qui a drainé  $10^{14}$  m<sup>3</sup> d'eau douce vers la Baie de Hudson, très brutalement (il est possible que le débit ait atteint 5 Sv sur 0,5 année, Clarke et al, 2004). Les modèles climatiques ont été utilisés pour tester cette hypothèse et étudier la vulnérabilité de la circulation océanique et atmosphérique à différents apports d'eau douce (voir Alley et Agustsdottir, 2005 pour une revue et la section 4.2.2). Des ensembles de simulations ont été conduits à l'aide d'EMICs (Renssen et al. 2002 ; Bauer et al. 2004) et de GCMs couplés océan-atmosphère (Alley et Agustsdottir, 2005 ; LeGrande et al, 2006) avec différentes conditions aux limites et différents forçages d'eau douce montrent que les modèles de climat sont capables de représenter les grands traits de l'événement de 8,2 ka (v compris les décalages de l'ITCZ).

La fin de la première partie de l'Holocène –entre 5 et 4 ka- a été ponctuée par des évènements abrupts à différentes latitudes, comme une augmentation brutale de la couverture de glace de mer dans l'hémisphère nord (Jennings et al, 2001), une chute de l'excès en deutérium au Groenland, montrant un changement du cycle hydrologique (Masson-Delmotte et al, 2005b), des épisodes froids en Europe (Seppa et Birks, 2001 ; Lauritzen, 2003) et une sécheresse de plusieurs siècles en Amérique du Nord (Marchant et Hooghiemstra, 2004). Les

processus à l'origine de ces changements abrupts ne sont pas compris en détail. Comme ces évènements spécifiques se sont produits à la fin de la période chaude pilotée par le forçage orbital (Encadré 1 et Section 5.1), ces observations suggèrent que, sous l'effet d'un forçage lent (ici, orbital), le système climatique peut changer de manière abrupte.

### 5.2.2 Quels sont les mécanismes des changements abrupts de moussons ?

Dans les tropiques, les indicateurs de précipitations et les modèles montrent que les moussons d'été en Afrique, en Inde et dans le Sud-Est asiatique ont été amplifiées entre le début et le milieu de l'Holocène, en réponse au forçage orbital, qui augmente les gradients de température entre continent et océan et entraîne un déplacement de l'ITCZ. Tous les enregistrements à haute résolution des précipitations montrent que les transitions locales entre les périodes humides du début de l'Holocène et les conditions actuelles, plus sèches, se sont produites en une ou plusieurs étapes (Guo et al, 2000 ; Fleitmann et al, 2003 ; Morrill et al, 2003 ; Wang et al, 2005). Au début de l'Holocène, des changements dramatiques de la ventilation de la Mer Méditerranée ont entraîné la formation de couches de sapropèles (Aritzegui et al, 2000), en réponse à une augmentation du débit du Nil et /ou des conditions plus humides sur le pourtours méditerranéen.

Des simulations transitoires de l'Holocène ont été réalisées à l'aide d'EMICs, forcées par les paramètres orbitaux (Encadré 1) mais démarrant en général après la disparition des calottes continentales. Ces simulations ont mis en évidence des mécanismes pouvant entraîner des instabilités, en réponse au forçage orbital, telles que des changements de l'intensité de la mousson africaine liés à des interactions non linéaires entre la végétation et la dynamique de la mousson (Claussen et al, 1999 ; Renssen et al, 2003).

## 5.2.3 Comment et pourquoi ENSO (El Niño-Southern Oscillation) a changé au cours de l'interglaciaire actuel ?

Les enregistrements paléoclimatiques de haute résolution obtenus à partir de différentes archives (coraux, restes archéologiques, sédiments lacustres et marins) montrent tous que la première moitié de l'Holocène était associée à une faible variabilité ENSO, et que la transition vers le régime actuel s'est produite au cours des derniers millénaires (Shulmeister et Lees, 1995 ; Gagan et al, 1998 ; Rodbell et al, 1999 ; Tudhope et al, 2001 ; Moy et al, 2002 ; McGregor et Gagan, 2004). La plupart des données sont discontinues, et donnent accès à des instantanés des conditions moyennes ou de la variabilité interannuelle et rendant difficile une caractérisation précise du moment et de la vitesse de la transition vers le fonctionnement actuel.

Un modèle simple couplé de l'Océan Pacifique et de l'atmosphère, forcé par les paramètres orbitaux, a montré que les changements saisonniers d'ensoleillement peuvent produire des modifications systématiques du fonctionnement d'ENSO (Clement et al, 1996, 2000 ; Cane et al, 2005). Ce modèle montre une augmentation progressive mais irrégulière de la fréquence des évènements et de leur amplitude au cours de l'Holocène, à cause du mécanisme de rétroaction de Bjerknes (1969) et du thermostat dynamique océanique (Clement et Cane, 1999 ; Clement et al, 2001 ; Cane, 2005). Des simulations à l'équilibre, conduites avec certains modèles de climat couplés, montrent également une intensification de ENSO entre le début de l'Holocène et l'actuel, mais avec des incohérences entre modèles concernant l'amplitude de ce changement. Les résultats des modèles ainsi que les synthèses de données suggèrent qu'avant le Moyen Holocène, le Pacifique tropical avait un état de base de type La Niña (Clement et al, 2000 ; Liu et al, 2000 ; Kitoh et Murakami, 2002 ; Otto-Bliesner et al, 2003 ; Liu et al, 2004). Dans les simulations paléoclimatiques conduites avec

des GCMs, les téléconnections les plus robustes associées à l'ENSO actuel montrent des signes d'affaiblissement sous l'effet du forçage orbital du Moyen Holocène (Otto-Bliesner et al, 1999 ; 2003).

### Encadré n°3 : Variabilité des glaciers au cours de l'Holocène

Le retrait quasi global des glaciers de montagne est l'une des caractéristiques les plus marquantes et les plus visibles du réchauffement des 20<sup>ème</sup> et 21<sup>ème</sup> siècles (Chapitre 4), et ce retrait actuel doit être mis en perspective par rapport aux variations antérieures. Les facteurs climatiques qui peuvent entraîner l'avance ou le retrait peuvent être très différents pour les glaciers de différentes zones climatiques (Chapitre 4). Cette distinction est essentielle pour bien comprendre les reconstructions des fluctuations passées des glaciers. Les enregistrements des fluctuations des glaciers au cours de l'Holocène fournissent un cadre auquel comparer le retrait global en cours. Cependant, dans la plupart des régions de montagne, les indicateurs des variations passées des glaciers sont des séries discontinues et à basse résolution (Figure 1 de l'Encadré), alors que les enregistrements continus fournissant l'information la plus cohérente pour l'ensemble de l'Holocène restent restreints à la Scandinavie (voir Nesje et al, 2005 ; Figure 3).

### Que révèlent les fluctuations des glaciers en terme de changement climatique pendant l'Holocène ?

La plupart des archives de l'hémisphère nord et des tropiques indiquent de petits glaciers ou des glaciers absents pendant la période de 11 à 5 ka, alors que pendant la seconde partie de l'Holocène, les glaciers se sont formés à nouveau et se sont étendus. Cette tendance est probablement liée aux changements d'ensoleillement liés à la configuration orbitale (voir Encadré 1). Les changements lents de l'ensoleillement ne peuvent cependant pas expliquer les réactions rapides régionales et variées des différents glaciers, et qui résultent d'interactions complexes entre la dynamique des glaciers et le climat (principalement les précipitations et la température). A ces échelles de temps, des processus tels que la NAO et ENSO ont pu influencer le bilan de masse des glaciers, expliquant certaines des incohérentes observées entre différentes régions. Ceci est particulièrement visible dans l'antiphase observée entre les glaciers des Alpes et de Scandinavie (Reichert et al, 2001; Six et al, 2001). La comparaison du recul actuel des glaciers avec les reconstructions de leurs variations au cours de l'Holocène montre qu'il n'y a eu aucune période passée caractérisée par un retrait homogène globalement des glaciers à des échelles de temps du siècle ou moins. Cependant, il faut noter qu'il y a de larges trous dans la couverture spatiale des retraits de glaciers dans la plupart des régions. Ce résultat confirme le résultat de simulations numériques, montrant que le retrait actuel des glaciers ne peut pas être expliqué par la variabilité de contrôle des modèles climatiques, et doit avoir une cause externe, avec le forçage anthropique comme cause la plus plausible (Reichert et al, 2002).



Encadré 3, Figure 1. Variations de certains glaciers des deux hémisphère, sur une échelle relative. Les différents enregistrements montrent que la structure des changements de glaciers est complexe au cours de l'Holocène et qu'ils doivent être interprétés à l'échelle régionale en termes de changements de précipitation et de température. Dans la plupart des cas, l'échelle du retrait glaciaire est mal connue et figure sur une échelle d'intensité relative. Les traits au-dessus de la ligne horizontale montrent les périodes où les glaciers sont moins étendus qu'à la fin du 20<sup>ème</sup> siècle, et les traits au-dessus de la ligne horizontale les périodes de crues glaciaires. Les datations radiocarbones sont calibrées et toutes les courbes sont montrées en années calendaires. Les références pour les différents glaciers sont : Franz Josef Land (Lubinski et al., 1999), Svalbard de Svendsen and Mangerud (1997) corrigé avec Humlum et al. (2005), Northern Scandinavia (Bakke et al., 2005a,b; Nesje et al., 2005), Southern Scandinavia (Dahl and Nesje, 1996; Matthews et al., 2000, 2005; Lie et al., 2004), Brooks Range (Ellis and Calkin, 1984), Canadian Cordillera (Luckman and Kearney, 1986; Osborn and Luckman, 1988; Koch et al., 2004; Menounos et al., 2004), Alps (Holzhauser et al., 2005; Jörin et al., 2006), Himalaya and Karakorum (Röthlisberger and Geyh, 1985; Bao et al., 2003), Mt. Kenya (Karlén et al., 1999), New Zealand (Gellatly et al., 1988).

### Question fréquemment posée (FAQ2) Le changement climatique actuel est-il inhabituel par rapport aux changements antérieurs dans l'histoire de la Terre ?

Le climat a changé à toutes les échelles de temps au cours de l'histoire de la Terre. Certains aspects du changement climatique actuel ne sont pas inhabituels, mais d'autres le sont. La concentration en  $CO_2$  dans l'atmosphère a atteint un niveau record par rapport à plus d'un demi million d'années, et a atteint ce niveau de manière exceptionnellement rapide. La température globale est actuellement plus chaude qu'elle ne l'a été au cours des derniers cinq siècles, et probablement depuis plus d'un millénaire. Si le réchauffement se poursuit, le changement climatique de ce siècle pourrait être extrêmement inhabituel à l'échelle géologique. Enfin, l'un des aspects inhabituels de ce changement climatique récent réside dans son origine : les changements climatiques passés résultaient de forçages naturels, alors que la majeure partie du réchauffement des derniers 50 ans est attribuable aux activités humaines.

Lors de la comparaison du changement climatique en cours aux changements passés, naturels, trois distinctions doivent être faites. D'abord, il faut préciser quelles variables sont comparées : s'agit-il de la concentration en gaz à effet de serre ou de la température (ou de tout autre paramètre climatique)? Ensuite, les changements locaux ne doivent pas être confondus avec les changements globaux. Les changements climatiques locaux sont souvent bien plus intenses que les changements globaux, car des facteurs locaux (changements de circulation océanique ou atmosphérique) peuvent modifier l'apport de chaleur ou d'humidité d'un endroit à l'autre et des rétroactions locales peuvent être à l'œuvre (par exemple, la rétroaction de la glace de mer). A l'inverse, de fortes modifications de la température moyenne globale ne peuvent résulter que de forçages globaux (comme des changements de la concentration en gaz à effet de serre ou l'activité solaire). Enfin, troisièmement, il est nécessaire de séparer les différentes échelles de temps. Les changements climatiques qui ont eu lieu à l'échelle de millions d'années peuvent être plus intenses et avoir des causes différentes (par exemple, la dérive des continents) que les changements climatiques à l'échelle du siècle.

La principale raison des interrogations au sujet du changement climatique actuel réside dans l'augmentation des concentrations en dioxyde de carbone (CO<sub>2</sub>) (et de celles d'autres gaz à effet de serre), qui sont exceptionnelles pour le Quaternaire (les derniers deux millions d'années). La concentration en CO<sub>2</sub> est à présent connue avec précision pour les derniers 650 000 ans à partir des carottes de glace de l'Antarctique. Pendant cette période, les concentrations en CO<sub>2</sub> ont varié entre un minimum de 180 ppm pendant les périodes glaciaires froides et un maximum d'environ 300 ppm pendant les interglaciaires chauds. Au cours du dernier siècle, il est totalement sorti de cette gamme naturelle de variations et son niveau est actuellement de 379 ppm (Chapitre 2). A titre de comparaison, l'augmentation de 80 ppm de la concentration en CO<sub>2</sub> à la fin des périodes glaciaires a pris généralement 5000 ans. Des niveaux plus élevés qu'aujourd'hui ont été atteints il y a des millions d'années (section 2).

La température est une variable plus difficile à estimer que le  $CO_2$  (un gaz à effet de serre bien mélangé globalement), car elle n'a pas les mêmes valeurs sur toute la planète, ce qui fait qu'un enregistrement (par exemple, dans une carotte de glace) n'a qu'une représentativité limitée. Les variations de température locale, même en quelques décennies, peuvent atteindre plusieurs degrés celsius, ce qui est bien plus considérable que les 0,7°C du réchauffement global des derniers 100 ans.

Les analyses des moyennes de grande échelle, hémisphériques ou globales, où une grande partie des variations régionales se compensent et la variabilité est donc plus faible, sont plus représentatives des changements globaux. La couverture des séries instrumentales remonte sur environ 150 ans. En remontant vers le passé, des compilations de séries paléoclimatiques issues de cernes d'arbres, de carottes de glace etc, permettent de remonter sur mille ans avec une couverture spatiale qui diminue à mesure du temps (Section 6). Alors que les différentes reconstructions montrent des différences systématiques et que des incertitudes majeures demeurent, toutes les reconstructions publiées à ce jour montrent que les températures étaient chaudes pendant la période médiévale, puis se sont rafraîchies rapidement au cours des 17<sup>ème</sup>, 18<sup>ème</sup> et 19<sup>ème</sup> siècles, et se sont ensuite rapidement réchauffées. Le niveau du réchauffement médiéval reste incertain, mais il a été atteint de nouveau au milieu du 20<sup>ème</sup> siècle, pour être ensuite dépassé. Ces conclusions sont également renforcées par la modélisation du climat. Pour les périodes précédent les derniers 2 000 ans, il n'y a pas eu de compilation systématique des variations de température permettant d'estimer les moyennes hémisphériques ; les données disponibles ne montrent pas de réchauffement global des températures au cours de l'Holocène (les derniers 11 600 ans, section 5). Un climat plus chaud, avec une forte diminution des zones englacées et un niveau des mers plus élevé a dominé voici 3 millions d'années. Ainsi, si le réchauffement récent semble inhabituel dans le contexte des derniers millénaires, il n'est pas sans précédent à des échelles de temps plus longues, pour lesquels des changements de l'activité tectonique ont joué un rôle important (ils peuvent faire varier lentement les concentrations naturelles en gaz à effet de serre).

Un autre aspect concerne le rythme du réchauffement. Y a-t-il eu des changements climatiques globaux plus rapides dans les reconstructions paléoclimatiques? Les changements de température les plus intenses du dernier million d'année sont les glaciations, au cours desquelles la température moyenne globale a varié de 4°C à 7°C entre les périodes glaciaires et les périodes chaudes interglaciaires (les changements ont pu être beaucoup plus marqués localement, par exemple à proximité des calottes de glace continentales). Cependant, les données montrent que le réchauffement global de la fin des périodes glaciaires était un processus graduel prenant environ 5000 ans (Section 3). Il est évident que le rythme actuel du réchauffement est bien plus rapide et très inhabituel dans le contexte des changements passés. Les évènements climatiques abrupts de la dernière glaciation (Section 3), dont on a beaucoup parlé, ne sont pas des contre-exemples, car ils ont probablement été causés par des réorganisations du transport de chaleur par l'océan, ce qui ne peut pas avoir d'effet majeur sur la température moyenne globale.

En remontant vers le passé, au-delà de la période couverte par les carottes de glace, la résolution temporelle des archives marines et terrestres ne permet pas de détecter des changements aussi rapides que le changement actuel. Ainsi, si de grands changements climatiques se sont produits par le passé, aucun élément ne suggère qu'ils aient pu se produire aussi vite que le réchauffement actuel. Si les projections d'un réchauffement global de 5°C au cours de ce siècle (le haut de la gamme d'incertitude) se réalisent, alors la Terre subira quasiment le même réchauffement que celui qui a marqué la fin de la dernière période glaciaire ; aucun changement climatique passé des derniers 50 millions d'années n'aura eu une telle vitesse de changement que ce changement global futur, potentiel.

### 6. Les derniers 2000 ans

### 6.1 Variabilité de la température de l'hémisphère nord

La Figure 10 montre les variations des températures de surface hémisphériques au cours des derniers 1,3 ka mis en évidence dans différentes reconstructions à partir de données instrumentales et paléoclimatiques. La Figure 10a montre deux compilations de données instrumentales représentant l'évolution de la température moyenne annuelle à la surface de l'hémisphère nord depuis 1850, d'abord à partir d'une série issue de mesures uniquement à la surface des continents, ensuite à partir d'une combinaison de mesures terrestres et marines (voir Chapitre 3). Les incertitudes associées à la série combinée sont également représentées (lissage sur 30 ans). Ces incertitudes proviennent principalement d'une couverture spatiale incomplète des mesures instrumentales au cours du temps (Jones et al, 1997), et, bien que ces incertitudes augmentent au 19<sup>ème</sup> siècle qu'au 20<sup>ème</sup> siècle, le réchauffement récent ressort clairement (surtout au cours des deux ou trois dernières décennies) dans le contexte des derniers 150 ans. L'enregistrement basé uniquement sur des données terrestres montre la même variabilité, même si la vitesse de réchauffement est plus large dans l'enregistrement combiné depuis environ 1980. Les enregistrements à partir de mesures terrestres peuvent être étendus au-delà du 19<sup>ème</sup> siècle, et sont montrés à partir de 1781. La partie la plus ancienne repose sur un réseau de mesures de stations beaucoup moins dense, avec seulement 23 stations Européennes, 1 station en Amérique du Nord au cours des deux premières décennies et la première station asiatique démarrant dans les années 1820. Quatre séries européennes (Centre de l'Angleterre. De Bilt, Berlin et Uppsala) fournissent une perspective temporelle plus large, bien qu'avec une couverture spatiale restreinte, pour le réchauffement récent, qui est plus fort au cours des derniers 20 à 30 ans que celui observé dans l'ensemble des continents de l'hémisphère nord.

Les données instrumentales de température qui sont disponibles avant 1850, quoique de plus en plus biaisées vers l'Europe pour les périodes les plus anciennes, montrent que le réchauffement observé après 1980 est sans précédent par rapport aux niveaux observés au cours des 280 années précédentes, même en prenant en compte la variance plus forte qui est associée à la moyenne d'aussi peu de données par rapport à la densité de mesures du 20<sup>ème</sup> siècle. L'analyse récente des enregistrements instrumentaux, historiques et paléoclimatiques a aussi montré, en Europe, le réchauffement exceptionnel du 20<sup>ème</sup> siècle et a révélé que l'été record de 2003 a été très probablement le plus chaud qu'aucun été des derniers 500 ans (Luterbarcher et al, 2004 ; Guiot et a, 2005 ; encadré 6).

S'il faut comprendre l'origine de ces variations récentes de température, et que les mécanismes et les causes peuvent être correctement quantifiés, des efforts sont nécessaires en parallèle afin de reconstruire l'histoire de la variabilité climatique de la longue période préinstrumentale, ainsi que les changements des différents facteurs qui peuvent influencer le climat (Bradley et al, 2003b ; Jones et Mann, 2004).

Le TAR a décrit les différentes tentatives faites pour utiliser des données paléoclimatiques pour reconstruire les changements de température de l'hémisphère nord au cours du dernier millénaire, mais s'est centré sur trois reconstructions de résolution annuelle (montrées dans la Figure 10). La première (Mann et al, 1999) représente des températures en moyenne annuelle et exploite une variété de types d'indicateurs différents, incluant des données issues de cernes d'arbres, de carottes de glace et de sources historiques ; cette reconstruction inclut également plusieurs séries instrumentales (température et précipitations) à partir du 18<sup>ème</sup> siècle. Pendant 900 ans, cette reconstruction montre des fluctuations à l'échelle de plusieurs décennies, atteignant jusqu'à 0,3°C d'amplitude, superposées à une tendance au décroissement de 0,15°C, puis un réchauffement abrupt (0,4°C) en bon accord avec les mesures instrumentales de la première moitié du 20<sup>ème</sup> siècle. Parmi les deux autres

reconstructions, l'une (Jones et al, 1998) reposait sur un petit nombre d'indicateurs, tandis que la seconde (Briffa et al, 2001) n'utilisait que des mesures de densité de cernes d'arbres couvrant une grande partie des zones extratropicales, mais ne remontant que jusqu'en l'année 1400 AD. Ces deux reconstructions reflètent davantage la saison chaude que les températures annuelles, et sont centrées sur les zones continentales extra-tropicales. Elles montrent une variabilité plus large à l'échelle centenniale avant le 20<sup>ème</sup> siècle, et suggère également des conditions légèrement plus froides au 17<sup>ème</sup> siècle que celles décrites dans la reconstruction de Mann et al (1998).

La « courbe en crosse de hockey » de Mann et al (1999) a été l'objet de plusieurs études critiques. Soon et Baliunas (2003) ont mis en cause la conclusion que le 20<sup>ème</sup> siècle avait été le plus chaud à l'échelle hémisphérique. Ils ont étudié différents enregistrements climatiques, observant la trace de périodes relativement plus chaudes (ou froides) ou successivement sèches (ou humides) pendant certains intervalles au sein de périodes pré-définies, considérées comme encadrement les « Période Chaude Médiévale » et « Petit Age de Glace ». Leur approche qualitative ne permet pas de synthétiser les informations disponibles pour des périodes précises, ce qui limite la valeur de cette synthèse pour comparer l'amplitude hémisphérique relative de ces différentes périodes à celle du 20<sup>ème</sup> siècle (Mann et Jones, 2003 ; Osborn et Briffa, 2006). L'encadré 4 fournit davantage d'éléments sur la « Période Médiévale Chaude ».

McIntyre et McKitrick (2003) ont fait état de leur impossibilité à reproduire les résultats de Mann et al (1998). Wahl et Ammann (2007) ont montré que cela était dû aux conséquences des différences dans la manière dont McIntyre et McKitrick (2003) ont mis en œuvre la méthode de Mann et al (1998) et que la reconstruction initiale pouvait être reproduite fidèlement en utilisant les mêmes données de départ. McIntyre et McKitrick (2005a, b) ont mis en avant d'autres détails de la méthode de Mann et al (1998), surtout concernant la vérification indépendante de la reconstruction par rapport aux mesures instrumentales de température du 19<sup>ème</sup> siècle ainsi que l'extraction des principaux modes de variabilité présents dans le réseau des chronologies de cernes d'arbres de l'Ouest de l'Amérique du Nord, en utilisant l'Analyse en Composante Principale. Ce dernier point pourrait avoir des bases théoriques, mais Wahl et Amman (2006) ont aussi montré qu'il n'a que très peu d'impact sur la reconstruction finale (~0,05°C ; pour des discussions plus précises de ces points, voir également Huybers, 2005 ; McIntyre et McKitrick, 2005c,d ; von Storch et Zorita, 2005).

Depuis le TAR, plusieurs nouvelles synthèses paléoclimatiques ont été publiées. A partir de données à résolution annuelle ou quasi-annuelle, ces reconstructions de la température moyenne de l'hémisphère nord couvrent les derniers 1 ou 2 ka (Esper et al, 2002 ; Crowley et al, 2003 ; Mann et Jones, 2003 ; Cook et al, 2004a ; Moberg et al, 2005 ; Rutherford et al, 2005 ; D'Arrigo et al, 2006). Ces résultats sont représentés à partir de l'an 700 AD sur la Figure 10b, avec les trois séries présentées dans le TAR. Comme les séries initiales du TAR, ces nouvelles reconstructions ne sont pas totalement indépendantes, dans la mesure où ils partagent certaines données sources (la plupart du temps des données issues de cernes d'arbres, surtout pour les premiers siècles), mais, en général, ils correspondent à une augmentation de la durée et de la couverture géographique par rapport aux données disponibles précédemment (Figures 10 et 11).



Figure 10. Reconstructions des variations de température de l'hémisphère nord au cours des derniers 1,3 ka. (a) Enregistrements instrumentaux des températures moyennes (identifiés dans la Table 1). (b) Reconstructions utilisant de multiples indicateurs climatiques, identifiés dans la Table 1, en incluant les trois séries (JBB 1998, MBH 1999 et BOS 2001) montrées dans le TAR, ainsi que l'enregistrement instrumental des températures HadCRUT2v (en noir). (c). Superposition des gammes d'incertitude multi-décennales publiées pour toutes les reconstructions de température identifiées dans la Table 1 (sauf pour RMO 2005 et PS 2004), avec les températures figurant dans la fourchette de  $\pm 1$  erreur type (SE pour standard error) d'une reconstruction ayant un score de 10%, et les températures figurant dans la fourchette de 5 à 95% ayant un score de 5% (le maximum de 100% est obtenu seulement pour les températures qui sont dans une fourchette de  $\pm 1$  SE pour toutes les 10 reconstructions). L'enregistrement instrumental de température HadCRUT2v est représenté en noir. Tous les enregistrements ont été lissés par un filtre Gaussien pour supprimer les fluctuations d'échelles de temps inférieures à 30 ans ; les valeurs lissées ont été obtenues aux deux extrémités de chaque série en complétant les séries par la moyenne de leurs valeurs adjacentes. Toutes les températures sont des anomalies (°C) par rapport à la moyenne de 1961 à 1990.

### Encadré n°4 : Températures hémisphériques pendant la « période chaude médiévale »

Dès le début du 20<sup>ème</sup> siècle, différents auteurs observaient déjà les indices des changements climatiques des derniers deux millénaires, en particulier pour l'Amérique du Nord, la Scandinavie et l'Europe de l'Est (Brooks, 1922). Pour l'Islande et le Groenland, Pettersson (1914) mentionne que de vastes zones de l'Islande étaient cultivées au 10<sup>ème</sup> siècle. Au même moment, les colons vikings ont colonisé des zones du Groenland, lorsque l'absence prolongée de glace de mer permettait de voyager à des latitudes bien plus nordiques que cela n'a été possible pendant le 14<sup>ème</sup> siècle, plus froid. Brooks (1922) décrit comment, après une légère amélioration aux 15<sup>ème</sup> et 16<sup>ème</sup> siècles, les conditions se sont fortement dégradées au 17<sup>ème</sup> siècle ; en Islande, la terre antérieurement cultivée fut recouverte de glace. Ainsi, au moins pour une certaine zone du nord de l'Atlantique Nord, a émergé précocement l'image de conditions généralement plus chaudes pendant les derniers siècles du premier millénaire, une image construite principalement par rapport à la preuve de conditions bien plus froides pendant les siècles suivants, surtout au 17<sup>ème</sup> siècle.

Lamb (1965) semble avoir été le premier à introduire le terme « Epoque Chaude Médiévale » ou « Petit Optimum » pour décrire, à partir de l'ensemble des multiples indices principalement obtenus en Europe de l'Ouest, une période de températures généralement plus chaudes à grande échelle, période qu'il a située entre les années 1000 et 1200 AD (Lamb, 1982). Il faut noter que Lamb a aussi considéré que les conditions les plus chaudes se sont produites à des moments différents dans différentes régions : entre 950 et 1200 à l'Ouest de la Russie et au Groenland, mais plus tard, entre 1150 et 1300 (malgré un réchauffement remarquable également à la fin des années 900) dans la majeure partie de l'Europe (Lamb, 1977).

La plupart des indices utilisés par Lamb provenaient de sources très diverses, comme des informations historiques, des indices de changements de l'extension des forêts et de la végétation, ou bien des archives de la production de céréales et de vin. Il a aussi tiré des interprétations d'analyses très préliminaires de certaines données de carottes de glace du Groenland et de séries de cernes d'arbres en Europe. La plupart de ces indices étaient difficiles à convertir en changements quantifiés de température. Beaucoup n'étaient pas précisément datés, et représentaient des systèmes physiques ou biologiques qui mettent en jeu des décalages complexes dans leur réaction aux perturbations, tels que les changements de couverture végétale ou des glaciers. Les analyses de Lamb ne permettaient pas de construire des calibrations statistiques de la plupart des indicateurs mis en œuvre. Il a conclu que les températures « Maximum Médiévales » étaient probablement 1 à 2°C au-dessus des niveaux du début du 20<sup>ème</sup> siècle dans plusieurs régions européens (Lamb, 1977; Bradley et al, 2003a).

Une étude suivante, reposant sur un examen d'éléments plus quantitatifs, et où la datation et la réponse spécifique aux variations de températures ont été contrôlés, a conclu qu'il n'était pas possible de dire autre chose que : « ... dans certaines régions du globe, pendant une partie de l'année, des conditions relativement chaudes ont pu prévaloir » (Hughes et Diaz, 1994).

Pendant les périodes médiévales, comme aujourd'hui, le climat n'a probablement pas change de la même manière ni avec la même amplitude partout (Encadré 4, Figure 1). A certains moments, certaines régions ont pu subir des conditions même plus chaudes que celles qui ont prévalu au cours du 20<sup>ème</sup> siècle (voir par exemple Bradley et al, 2003a). Cependant, les indications restreintes à une zone particulière, surtout lorsque leur datation est imprécise, a peu de pertinence pour savoir si le climat des périodes médiévales était globalement plus

chaud ou aussi chaud qu'actuellement. Les variations climatiques locales peuvent être dominés par la variabilité climatique interne, qui résulte souvent de la redistribution de chaleur par les processus climatiques régionaux. Seule des moyennes de très grande échelle peuvent refléter les forçages globaux au cours des derniers millénaires (Mann et Jones, 2003 ;



Encadré 4, Figure 1. La nature hérérogène du climat pendant la « Période Chaude Médiévale » est illustrée par la dispersion des valeurs des différents enregistrements utilisés pour reconstruire la température moyenne de l'hémisphère nord. Ces séries proviennent d'enregistrements spécifiques ou de moyennes sur des petites régions des indicateurs utilisés par Mann et Jones (2003), Esper et al (2002) et Luckman et Wilson (2005), mais sans utiliser les séries les plus courtes ou celles qui ne montrent pas de sensibilité à la température locale. Ces enregistrements n'ont pas été calibrés, mais chacun a été lissé avec un filtre de 20 ans et réduits pour avoir une moyenne nulle et un écart-type d'une unité pour la période 1001-1980.

Goosse et al, 2005a). Pour définir le réchauffement médiéval d'une manière qui est pertinente pour caractériser l'ampleur et les causes du réchauffement récent de grande échelle, des enregistrements climatiques continus et avec une bonne couverture spatiale doivent être intégrés de manière homogène et calibrés par rapport aux mesures des températures récentes, pour permettre une comparaison quantitative et qui a un sens par rapport au réchauffement du  $20^{\text{ème}}$  siècle (Figure 10).

Plusieurs études qui ont tenté de produire des reconstructions de très grande échelle spatiale sont parvenues à la même conclusion : le réchauffement médiéval était hétérogène en terme de datation et de signature régionale (Crowley et Lowery, 2000 ; Folland et al, 2001 ; Esper et al, 2002 ; Bradley et al, 2003a ; Jones et Mann, 2004 ; D'Arrigo et al, 2006).

L'incertitude associée aux estimations paléoclimatiques actuelles des températures de l'hémisphère nord reste significative, surtout pour la période précédent 1600, lorsque les données deviennent rares (Mann et al, 1999; Briffa et Osborn, 2002; Cook et al, 2004a). Cependant, la Figure 10 montre que la période la plus chaude avant le 20<sup>ème</sup> siècle s'est probablement produite entre 950 et 1100, mais que ces températures étaient probablement 0,1 à 0,2°C en dessous de la moyenne de 1961 à 1990 et significativement en-dessous du niveau atteint depuis 1980.

Pour réduire ces incertitudes, il est nécessaire de poursuivre des travaux pour mettre à jour les enregistrements disponibles, car beaucoup de ces séries ont été construites il y a 20 ans, et de produire de nouvelles reconstructions paléoclimatiques anciennes, avec une

meilleure couverture géographique. Nous sommes loin d'avoir suffisamment de données pour estimer de manière raisonnable le réchauffement médiéval global (Figure 11). Il y a peu d'enregistrements à haute résolution temporelle dans les océans, les tropiques ou l'hémisphère sud.

Les données actuellement disponibles montrent que les températures moyennes de l'hémisphère nord ont été effectivement élevées pendant le Moyen Age (950-1100), dans le contexte des derniers 2 ka, et même plus chaudes que les conditions froides moyennes du 17<sup>ème</sup> siècle, reflétées dans des indicateurs moins rares mais encore restreints (Osborn et Briffa, 2006). Cependant, ces indications ne permettent pas d'affirmer que le niveau du réchauffement moyen du 20<sup>ème</sup> siècle ou son extension géographique ont pu être atteints pendant quelque période du Moyen Age (Jones et al, 2001 ; Bradley et al, 2003a,b, ; Osborn et Briffa, 2006).

Series	Period	Description				Reference		
HadCRUT2v*	1896-2005	Land and marine temperatures for the NH			н	Jones and Moberg, 2003; errors from Jones et al., 1997		
CRUTEM2v <sup>a</sup>	1781-2004	Land-only temperatures for the NH				Jones and Moberg, 2003; extended using data from Jones et al., 2003		
4 European Stations	1721-2004	Average of central England, De Bit, Berlin and Uppsala				Jones et al., 2003		
Prozy-based recom	tructions of f	omperature						
	Reconstructed			Location Of Proxiet			owies:	
Series	Period	Season	Region	H	м	L	۰	Reference
JBB1998	1000-1991	Summer	Land, 2011-9011	-	4			Jones et al., 1999; calibrated by Jones et al., 2001
MBH1999	1000-1980	Annual	Land + marine, 0-90*N					Mann et al., 1999
BOS. 2001	1402-1960	Summer	Land, 20"N-90"N					Britta et al., 2001
ECS2002	831-1992	Annual	Land, 20%-90%	4	4			Esper et al., 2002; recalibrated by Cook et al., 2004a
82000	1-1993	Summer	Land, 20°N-90°N	4		•		Britta, 2000; calibrated by Britta et al., 2004
MJ2003	200-1980	Annual	Land + marine, 0-90"N		4			Mann and Jones, 2003
RMO2005	1400-1960	Annual	Land + marine, 0-90"N					Putherford et al., 2005
MSH.,2005	1-1979	Annual	Land + marine, 0-90"N					Moberg et al., 2005
DWJ2006	713-1995	Annual	Land, 20"N-90"N		4			D'Arrigo et al., 2006
HCA.2006	558-1960	Annual	Land, 20°N-90°N	4	4			Hegerl et al., 2006
P52004	1508-2008	Annual	Land, 0-90%	4	•			Pollack and Smerdon, 2004; reference level adjusted following Moberg et al., 2005
02005	1600-1990	Summer	Giobal land	4				Oerlemans, 2005

Table 6.1. Reconstructions de la température de l'hémisphère nord figurant sur la Figure 10.

Hadley Centra/Climatic Research Unit gridded surface temperature data set, version 2 variance adjusted. Climatic Research Unit gridded land surface air temperature, version 2 variance consciled. Location of proxies from H = high-latitude land, M = mid-latitude land, L = low-latitude land, O = oceans is indicated by 
i inone or very feel, 
i iterated coveragei

or I (moderate or good cove

Briffa (2000) a étendu les enregistrement de la variabilité interannuelle de la croissance de cernes d'arbres, en incorporant des archives de sites situés du nord de la Fennoscandie et de la Sibérie, et mis en œuvre une technique statistique pour construire ces chronologies de cernes d'arbres qui peut préserver la variabilité centenniale. Malgré leur biais vers la température d'été au nord de l'Eurasie, ces données ont ensuite été calibrées par rapport aux données de température moyenne des continents de l'hémisphère nord en utilisant une simple régression linéaire afin d'estimer les températures d'été au cours des derniers 2 ka (Briffa et al, 2004). Esper et al (2002) ont pris des données de cernes d'arbres de 14 sites en Eurasie et en Amérique du Nord et utilisé une variante de la même méthode statistique pour produire des chronologies de croissance de cernes dans lesquelles les variations climatiques de long terme sont mieux représentées qu'avec les méthodes de traitement des cernes d'arbres utilisées précédemment. Les séries obtenues ont été moyennées, lissées et calibrées de telle sorte que la variance multi-décennale soit en accord avec celle de la reconstruction de Mann et al (1998) pour la période 1900-1977. Cette méthode a produit une reconstruction avec des températures beaucoup plus froides du 12<sup>ème</sup> au 14<sup>ème</sup> siècle que dans tout autre reconstruction. L'amplitude relative de cette reconstruction diminue quelque peu lorsqu'elle est calibrée cette fois directement par rapport aux enregistrements instrumentaux lissés (Cook et al, 2004a) ou en utilisant des données de température à l'échelle annuelle (Briffa et Osborn, 2002), mais même dans ce cas, cette reconstruction se situe au point le plus froid de la gamme issue de toutes les reconstructions disponibles.

Mann et Jones (2003) ont sélectionné seulement 8 séries standardisées (testées pour leur sensibilité à la température) pour représenter les changements de température moyenne annuelle de l'hémisphère nord au cours des derniers 1,8 ka. Quatre de ces huit séries représentent la synthèse de plusieurs indices différents ou de plusieurs sites, et incluent certains enregistrements isotopiques de carottes de glace et des données historiques ainsi que des séries de cernes d'arbres. A moyenne pondérée de ces séries lissées à l'échelle décennale a été calibrée de telle sorte qu'elle ait la même moyenne et le même écart type que la moyenne décennale des températures marines et terrestres de l'hémisphère nord pendant la période 1856-1980. Moberg et al (2005) ont utilisé un mélange de cernes d'arbres et d'autres reconstructions paléoclimatiques pour caractériser les changements aux échelles de temps courtes et plus longues, respectivement, à la surface de l'hémisphère nord. Sept séries dendrochronologiques ont fourni l'information des échelles de temps inférieures à 80 ans, alors que 11 enregistrements de basse résolution, moins précisément datés (qui incluent des mesures de proportion de fonte dans la glace, de diatomées lacustres, de pollen, de composition chimique de coquilles et de foraminifères marins et un enregistrement de température dans un trou de forage dans la calotte du Groenland) ont été combinés et centrés pour avoir la moyenne et l'écart type des séries instrumentales entre 1856 et 1979. Cette reconstruction montre les températures les plus hautes de toutes les reconstructions pendant les 10<sup>ème</sup> et 11<sup>ème</sup> siècles, quoique en decà du niveau de réchauffement observé depuis 1980.

La plupart des séries paléoclimatiques à résolution annuelle utilisées dans les travaux de reconstruction cités ci-dessus ont été combinées pour produire une nouvelle reconstruction (seulement jusqu'à l'année 1400) utilisant une technique de reconstruction de champ climatique (Rutherford et al, 2005). Cette étude a également inclus une exploration méthodique de la sensibilité des résultats à une spécification précise du jeu de prédicteurs, ainsi que de la zone cible et de la fenêtre saisonnière. Elle a conclu que les reconstructions étaient raisonnablement robustes par rapport aux différents choix d'indicateurs et aux techniques de reconstruction statistique.

D'Arrigo et al (2006) ont utilisé uniquement des données de cernes d'arbre, mais en incluant de nouvelles séries qui n'avaient pas été utilisées dans les autres reconstructions, en particulier au nord de l'Amérique du Nord. Leur reconstruction, semblable à celle de Esper et al (2002), montre des changements de forte amplitude au cours du dernier 1 ka, avec des épisodes particulièrement froids au cours de la plupart des 9<sup>ème</sup>, 13<sup>ème</sup> et 14<sup>ème</sup> siècles, nettement en-dessous de la plupart des autres reconstructions. Hegerl et al (2006) a utilisé un mélange de 14 séries régionales, parmi lesquelles seulement 3 ne provenaient pas de données de cernes d'arbres (une série d'isotopes de l'oxygène de la glace du

- 63 -

Groenland et deux séries composites de Chine et d'Europe incluant un mélange de données instrumentales, historiques et d'autres sources). La plupart de ces séries sont les mêmes utilisées dans d'autres reconstructions. Cependant, elles ont été combinées et centrées en utilisant une régression (moindres carrés) qui vise à limiter la perte de variance dans les basses fréquences inhérente à d'autres types de régressions. La reconstruction produite se situe au milieu de la gamme définie par les autres reconstructions.

Plusieurs méthodes statistiques sont mises en œuvre pour convertir les différents jeux de données paléoclimatiques initiales en estimations de la température moyenne de l'hémisphère nord, montrées dans la Figure 10 (voir les discussions de Jones et Mann, 2004 ; Rutherford et al, 2005). Ces méthodes vont depuis la simple moyenne de données régionales et le calage de la série produite pour que sa moyenne et son écart type coïncident avec ceux des observations sur une certaines périodes de recoupement (Jones et al, 1998; Crowley et Lowery, 2000), jusqu'à des reconstructions complexes de champ climatique, où les modes de variabilité spatiale de grande échelle sont reliées aux structures de la variabilité des réseaux d'indicateurs paléoclimatiques à travers une fonction de transfert multivariée qui fournit des estimations des changements spatiotemporels des températures ; ceux-ci sont ensuite moyennés pour estimer les changements de température de grande échelle (Mann et al, 1998; Rutherford et al, 2003; 2005). D'autres reconstructions peuvent être considérées comme des mises en œuvre intermédiaires entre ces deux approches, dans la mesure où elles impliquent la régionalisation de beaucoup de données avant la mise en œuvre d'une fonction de transfert statistique, et ainsi utilisent moins de séries de départ, mais des séries potentiellement plus robustes (Briffa et al, 2001; Mann et Jones, 2003; D'Arrigo et al, 2006). Certaines de ces études estiment les températures tropicales, explicitement ou implicitement à partir de données de départ principalement extra-tropicales, et supposent une stabilité des téléconnections entre ces régions. Cette hypothèse a été mise en cause à partir d'observations et de simulations qui suggèrent que la variabilité tropicale et la variabilité extratropicale peuvent être découplées (Rind et al, 2005) et que les téléconnections extratropicales liées à ENSO peuvent varier au cours du temps (voir la section 5.6).

Oerlemans (2005) a construit une histoire des températures globales à partir d'enregistrements de la longueur de 169 glaciers. Il a utilisé une dynamique simplifiée des glaciers qui intègre le temps de réponse et la sensibilité climatique propre à chaque glacier. La reconstruction suggère un réchauffement global modéré à partir du milieu du 19<sup>ème</sup> siècle, avec un réchauffement atteignant 0,6°C au milieu du 20<sup>ème</sup> siècle. Après un refroidissement de 25 ans, les températures ont monté à nouveau après 1970, bien qu'une large variabilité régionale et à haute fréquence ne soit superposée à cette interprétation générale. Cependant, cette approche ne tient pas compte d'une sensibilité des glaciers qui change au cours du temps, ce qui pourrait être un facteur d'incertitude avant 1900. Ainsi, l'analyse des bilans de masse des glaciers, de leurs changements de volume et de longueur et des longues séries de température mesurées dans l'ouest des Alpes européennes (Vincent et al, 2005) a montré que l'avancée des glaciers a été contrôlée entre 1760 et 1830 par des précipitations 25% plus élevées que la moyenne du 20<sup>ème</sup> siècle, alors qu'il y avait peu de changement de température moyenne. Le recul des glaciers à partir de 1830 était lié à une diminution des précipitations d'hiver ; l'influence du réchauffement estival n'a commencée à être perceptible qu'au début du 20<sup>ème</sup> siècle. Au sud de la Norvège, les avancées des glaciers du début du 18<sup>ème</sup> siècle peuvent être reliées à une augmentation des précipitations plutôt qu'à des températures froides (Nesje et Dahl, 2003).

Les changements des indicateurs paléoclimatiques, qu'ils soient physiques (comme la composition isotopique de différents éléments dans la glace) ou biologiques (comme la

largeur des cernes d'arbres ou la composition chimique d'une bande de croissance dans le corail) ne réagissent pas précisément ou uniquement aux changements d'un seul paramètre climatique (comme la température moyenne annuelle ou le cumul de précipitations), ou bien à des changements de ce paramètre sur une seule « saison » (comme Juin à Août ou Janvier à Décembre). Pour cette raison, les indicateurs doivent être « calibrés » empiriquement, en comparant leur variabilité mesurée pendant une certaine durée avec les données instrumentales disponibles pour identifier les relations climatiques optimales et pour quantifier l'incertitude statistique associée avec l'ajustement des indicateurs pour estimer un paramètre climatique précis. Toutes les reconstructions incluent dont un certain compromis par rapport au choix spécifique de la « cible » ou de la variable associée. Les différences entre les reconstructions de température de la Figure 10b sont, dans une certaine mesure, liées à ceci, et au choix des différentes séries prédictives (ce qui inclus la manière dont celles-ci sont manipulées). L'utilisation de différentes techniques de calibration (ce qui inclut le choix de lisser les données avant de les calibrer, ainsi que les différentes périodes pour lesquelles ces calibrations sont faites) joue également sur la dispersion apparente entre les reconstructions. Ces aspects sont également discutés dans Harris et Chapman (2001), Beltrami (2002), Briffa et Osborn (2002), Esper et al (2002), Trenberth et Otto-Bliesner (2003), Zorita et al (2003), Jones et Mann (2004), Pollack et Smerdon (2004), Esper et al (2005) et Rutherford et al (2005).

L'incertitude considérable associée aux reconstructions individuelles (la gamme de deux écarts types est de l'ordre de  $\pm 0,5$ °C à l'échelle de plusieurs décennies) est montrée dans plusieurs publications, calculée à partir de l'analyse des résidus de régression (Mann et al, 1998 ; Briffa et al, 2001 ; Jones et al, 2001 ; Gerber et al, 2003 ; Mann et Jones, 2003 ; Rutherford et al, 2005 ; D'Arrigo et al, 2006). Celles-ci sont souvent estimées à partir de l'erreur apparente de la calibration des proxies. Aussi, elles risquent d'être des estimations minimum d'incertitudes, car elles ne prennent pas en compte les autres sources d'erreur qui n'apparaissent pas pendant la période de calibration, telles que la diminution de la robustesse statistique des séries paléoclimatiques pour les périodes anciennes (Briffa et Osborn, 1999 ; Esper et al, 2002 ; Bradley et al, 2003b ; Osborn et Briffa, 2006).

Toutes les reconstructions de température de grande échelle discutées dans cette section, à l'exception de l'interprétation des mesures des trous de forage et des glaciers, incluent parmi leurs prédicteurs des données de cernes d'arbres. Il est donc pertinent de mentionner certains problèmes liés à ces indicateurs. La construction des chronologies de largeur et de densité de cernes met en œuvre des traitements statistiques concus pour éliminer les tendances non climatiques qui pourraient masquer les informations climatiques. Dans certaines situations, ce processus pourrait restreindre la manière dont une chronologie représente les changements climatiques à long terme parmi la variabilité du climat sous-jacente, qui a un effet sur la croissance des arbres ; en fait, il fournit un filtrage à haute fréquence des climats passés. Cependant, ceci n'est en général pas le cas pour les chronologies utilisées pour les reconstructions illustrées sur la Figure 10. Quasiment toutes les chronologies utilisées ou les reconstructions du climat à partir de cernes d'arbres ont été produites en utilisant des méthodes qui préservent la variabilité à l'échelle de plusieurs décennies à un siècle. Comme pour tous les proxies biologiques, la calibration des séries dendrochronologiques à partir de régressions linéaires par rapport à des variables climatiques spécifiques représente une simplification d'une relation inévitablement plus complexe et pouvant varier au cours du temps entre le climat et la croissance des arbres. C'est une simplification justifiable, cependant, comme le montre la force de ces relations de calibration et leur vérification significative obtenue à partir de mesures instrumentales indépendantes. Il y a toujours la possibilité que des facteurs non

climatiques, comme les changements du CO<sub>2</sub> atmosphérique ou de chimie du sol puissent compromettre l'hypothèse de stationnarité implicite dans l'interprétation des reconstructions climatiques basées sur des régressions. Il n'y a pourtant pas d'élément qui démontre que ceci s'applique à aucune des reconstructions mentionnées ici. Un ensemble de séries de croissance de bois mesurées à haute altitude dans l'Ouest des USA a montré une croissance plus rapide au cours des derniers 100 ans, et qui a été reliée par LaMarche et al (1984) à l'effet de fertilisation du CO<sub>2</sub> atmosphérique, avaient été inclus parmi d'autres indicateurs dans la reconstruction de Mann et al (1998, 1999). Cependant, ces données avaient été corrigées spécifiquement pour corriger cet effet. Plusieurs analyses de chronologies d'épaisseur et de densité de cernes montrant une sensibilité très claire à la température ont révélé qu'elles ne capturaient pas la tendance générale au réchauffement présente dans les enregistrements instrumentaux au cours des dernières décennies, alors qu'elles reflétaient bien le réchauffement du début du 20<sup>ème</sup> siècle et qu'elles continuaient à préserver une bonne corrélation avec les températures observées pendant l'ensemble de la période instrumentale à l'échelle inter-annuelle (Briffa et al. 2004 ; D'Arrigo, 2006). Cette « divergence » semble restreinte à certaines régions du nord des hautes latitudes, mais n'y est pas systématique. Dans leurs reconstructions de grande échelle, reposant sur des mesures de densité de cernes, Briffa et al (2001) ont spécifiquement exclu les données post-1960 dans leur calibration par rapport aux enregistrements instrumentaux, afin d'éviter de biaiser les reconstructions antérieures (ces données ne figurent donc pas dans la Figure 10) en supposant implicitement que la « divergence » est seulement un phénomène récent, comme l'ont également suggéré Cook et al (2004a). D'autres, cependant, suggèrent une rupture dans la réponse linéaire attendue des arbres à un réchauffement persistent, suggérant qu'à partir d'un certain seuil le stress hydrique limite la poursuite de la croissance (D'Arrigo et al, 2004). Si cette hypothèse est vraie, alors cela limiterait la possibilité de reconstruire les périodes chaudes potentielles des périodes précédentes dans de tels sites. Actuellement, il n'y a pas de consensus sur ces problèmes (voir les références supplémentaires citées dans NRC, 2006), et la possibilité de les examiner plus précisément reste limitée par le manque de données dendrochronologiques récentes dans la plupart des sites où les séries dendrochronologiques discutées dans ce chapitre ont été obtenues.

La Figure 10b montre comment, lorsqu'elles sont regroupées, les reconstructions disponibles indiquent une variabilité généralement plus importante des tendances au cours des siècles pendant le dernier 1 ka que ce qui apparaissait dans le TAR. Il faut souligner que chacune des reconstructions incluses dans la Figure 10b est représentée avec sa calibration initiale, bien que certaines représentent des températures saisonnières et d'autres des températures moyennes annuelles. A part la courbe issue de mesures dans les trous de forage (Pollack et Smerdon, 2004), et l'interprétation des changements de longueur de glacier (Oerlemans, 2005), ils ont initialement été calibrés par rapport à différentes données instrumentales en utilisant toute une palettes de méthodes de calibration statistique. Pour toutes ces raisons, il est évident qu'il faut attendre une certaine dispersion de leur amplitude relative.

La Figure 10c est une représentation schématique de l'évolution de la température moyenne des derniers 1,3 ka la plus plausible, à partir de toutes les reconstructions de la Figure 10b et en prenant en compte leurs incertitudes. Les enveloppes de deux écarts types d'intervalles de confiance entourant chaque reconstruction ont été superposées (avec un accent mis sur la zone dans une limite d'un écart type) pour montrer où se situe la meilleure cohérence entre toutes les reconstructions. Le résultat montre une vue de conditions relativement fraîches aux 17<sup>ème</sup> et 19<sup>ème</sup> siècles, et de réchauffements aux 11<sup>ème</sup>, début du 15<sup>ème</sup> siècle, mais le réchauffement le plus fort prend place au 20<sup>ème</sup> siècle. A

partir de la largeur des intervalles de confiance entourant les reconstructions, presque toutes les reconstructions figurent dans l'incertitude indiquée précédemment dans le TAR. Les principales différences entre les différentes reconstructions paléoclimatiques sont liées à l'intensité des anomalies froides, surtout des  $12^{\text{ème}}$  au  $14^{\text{ème}}$ ,  $17^{\text{ème}}$  et  $19^{\text{ème}}$  siècles. Plusieurs reconstructions montrent un court maximum juste avant l'an 2000 AD mais seule l'une d'entre elles (Moberg et al, 2005) montre des conditions chaudes persistantes à l'échelle hémisphérique similaires au réchauffement observé entre 1940 et 1950 (pendant la période entre les années 990 et 1050, puis 1080 à 1120 AD). Cependant, la variabilité lente de cette reconstruction provient d'enregistrements paléoclimatiques à basse résolution qui ne peuvent pas être rigoureusement calibrées par rapport aux données instrumentales des températures récentes (Mann et al, 2005b). Aucune des reconstructions de la Figure 10 ne montre de périodes précédant le  $20^{\text{ème}}$  siècle où les températures atteignent le niveau des données instrumentales de température pour les deux dernières décennies du  $20^{\text{ème}}$  siècle.

Il faut souligner que dans l'ensemble de l'hémisphère nord, il y a peu d'enregistrements paléoclimatiques longs et bien datés, surtout pour la période précédent le 17<sup>ème</sup> siècle (Figure 11). Celles qui sont disponibles sont concentrées sur les continents, dans les zones extratropicales, et réagissent davantage aux conditions d'été qu'à celles d'hiver (ou moyennes annuelles). Les changements de saisonnalité limitent probablement les conclusions qui peuvent être tirées en ce qui concerne les températures moyennes annuelles déduites d'indicateurs sensibles aux étés (Jones et al, 2003). Il y a peu d'indicateurs fortement sensibles à la température dans les tropiques. Les données d'isotopes stables issus des carottes de glace de haute altitude fournissent de longues séries et ont été interprétés en terme de variabilité des températures passées (Thompson, 2000), mais des calibrations récentes et des études de modélisation en Amérique du Sud et dans le sud du Tibet (Hoffmann et al. 2003 ; Vuillet et Werner, 2005 ; Vuillet et al. 2005) montrent une sensibilité dominante aux changements de précipitations, au moins aux échelles saisonnières à interannuelles, dans ces régions. Au cours des dernières décennies, on a observé une fonte très rapide et apparemment sans précédent des calottes de glace tropicales (Thompson et al, 2000; 2001; Encadré 3), probablement liée au réchauffement renforcé aux hautes altitudes (Gaffen et al, 2000 ; voir le Chapitre 4). Les isotopes de O des coraux et les rapports Sr/Ca reflètent les SST, bien que le premier indicateur soit aussi influencé par les changements de salinité associés à la variabilité des précipitations 2004). Malheureusement, les enregistrements de tels indicateurs sont (Lough. systématiquement brefs, de l'ordre de quelques siècles au mieux, et sont associés à des incertitudes de datation de 1 à 2%. Quasiment tous les enregistrements coralliens disponibles dans la région indo-pacifique tropicale indiquent un réchauffement inhabituel au 20<sup>ème</sup> siècle (Cole, 2003), et, dans l'Océan Indien tropical, beaucoup d'enregistrements isotopiques montrent une tendance au réchauffement (Charles et al, 1997; Kuhnert et al, 1999 ; Cole et al, 2000). Dans la plupart des séries de coraux de plusieurs siècles, la fin du 20<sup>ème</sup> siècle est la période la plus chaude des derniers 100 à 300 ans.

En utilisant des réseaux de pseudo-proxies extraits de simulations climatiques globales du dernier millénaire, conduites avec des GCMs, von Storch et al (2004) ont suggéré que les reconstructions de température pourraient ne pas représenter l'intégralité de la variance à long terme. Ceci pourrait représenter un biais, car il sort des erreurs aléatoires inclues dans les gammes d'incertitude publiées. Actuellement, le degré de ce type de biais reste incertain pour des reconstructions spécifiques (car il dépend du choix du modèle de régression statistique et de la simulation du modèle de climat utilisés pour construire les pseudo-proxies). Il est très improbable qu'un tel biais puisse représenter le double du signal, comme l'avaient suggéré von Storch et al (2004) pour la reconstruction de Mann et

al (1998) (Buger et Cubash, 2005 ; Wahl et al, 2006). Cependant, ce biais va dépendre de la mesure dans laquelle les climats passés sortent de la gamme de températures de la période de calibration (Mann et al, 2005b ; Osborn et Briffa, 2006) et du poids de la varibilité aux courtes et longues échelles de temps (Osborn et Briffa, 2004). Dans tous les cas, ce biais entraînerait une atténuation des anomalies les plus larges par rapport à la moyenne de la période de calibration, si bien que les températures des périodes froides pourraient avoir été plus froides que ne le montrent certaines reconstructions, alors que les températures des périodes similaires (comme la période entre les années 950 et 1150 AD, Figure 10) seraient peu affectées. Comme seule une reconstruction (Moberg et al, 2005) montre une période précoce qui est significativement plus chaude que la moyenne de la période de calibration, la possibilité d'un biais n'a pas de conséquence sur la conclusion générale concernant le niveau relatif du réchauffement du 20<sup>ème</sup> siècle par rapport à ces données.

Les reconstructions multi-indicateurs montrent donc un réchauffement du 20<sup>ème</sup> siècle qui sort plus nettement de la gamme des variations de température au cours des 400 années précédentes que ne le montrait le TAR. A partir des indications des premières reconstructions et des quatre nouvelles reconstructions couvrant plus de 1 ka, il est probable que le 20<sup>ème</sup> siècle a été le plus chaud des derniers 1,3 ka. En tenant compte des mesures instrumentales récentes et des enregistrements paléoclimatiques plus anciens, il est très probable que les températures moyennes de l'hémisphère nord ont été plus élevées au cours de la seconde moitié du 20<sup>ème</sup> siècle que pendant tout autre intervalle de 50 ans des derniers 500 ans. Le fait que l'incertitude associée aux reconstructions est plus forte pour les années individuelles rend difficile d'estimer si le niveau de températures extrême observé au cours de la période instrumentale récente, comme en 1998 et en 2005, est significatif ou exceptionnel dans le contexte du dernier millénaire.

### 6.1.2 Que nous montre l'histoire des températures déduite des mesures de subsurface?

L'histoire des températures de surface du sol (GST, pour Ground Surface Temperature) hémisphérique ou globale a été reconstruite à partir de mesures de températures de subsurface dans des trous de forage continentaux, par plusieurs groupes de recherche en géothermie (Huang et al, 2000; Harris et Chapman, 2001; Beltrami, 2002; Beltrami et Bourlon, 2004; Pollack et Smerdon, 2004); voir Pollack et Huang (2000) pour une présentation générale de cette méthodologie. Ces reconstructions de trous de forages ont été dérivées de bases de données disponibles de températures de trous de forages et de reconstructions climatiques (Huang et Pollack, 1998) qui en 2004 incluaient 695 sites dans l'hémisphère nord et 166 dans l'hémisphère sud (Figure 11). Comme la Terre solide agit comme un filtre basse-bas sur la propagation vers le bas des signaux de température, les reconstructions des trous de forages n'ont pas une résolution annuelle ; par conséquent, elles reflètent en général uniquement les changements à l'échelle de la décennie ou du siècle. Ces reconstructions géothermales fournissent des estimations indépendantes de l'histoire des températures de surface auxquelles comparer les reconstructions multi-indicateurs. La Figure 10b montre une reconstruction de la GST de l'hémisphère nord (Pollack et Smerdon, 2004). Cette reconstruction, très proche de celle présentée par Huang et al (2000), montre un réchauffement moyen de la température du sol de l'ordre de 1,0°C au cours des cinq derniers siècles. Les incertitudes de ces reconstructions (deux écarts types, non montrées sur la Figure 10b) sont de 0,20°C en 1500, 0,10°C en 1800 et 0,04°C en 1900. Ce sont des erreurs associées à différentes échelles de pondération spatiale et la suppression du bruit propre à chaque site suite à cette agrégation (Pollack et Smerdon, 2004). La reconstruction ressemble aux reconstructions

multi-indicateurs montrant les 16<sup>ème</sup> et 17<sup>ème</sup> siècles les plus froids, mais se situe au milieu de la gamme des reconstructions multi-indices aux 19<sup>ème</sup> et 20<sup>ème</sup> siècles. Mann et al (2003 ; voir la correction de Rutherford et Mann, 2004) a publié une analyse géospatiale des résultats de Huang et al (2000) suggérant un réchauffement global moindre, une conclusion qui a été contestée par Pollack et Smerdon (2004) et Beltrami et Bourlon (2004). Les reconstructions géothermales fondées sur les bases de données disponibles entraînent des estimations quelque peu biaisées de la tendance du 20<sup>ème</sup> siècle, à cause de la représentation relativement faible de données de trous de forages au nord de 60°N. Près de la moitié des sites de forages, au moment des mesures, n'avaient pas encore subi le réchauffement significatif des deux dernières décennies du 20<sup>ème</sup> siècle (Taylor et al, 2006 ; Majorowicz et al, 2004).

L'hypothèse que la reconstruction de l'histoire de la GST est une bonne estimation de l'histoire des températures de l'air en surface (SAT) a également été étudiée à travers des mesures et par la modélisation. Les observations de SAT et GST montrent des différentes aux échelles journalières et saisonnières et montrent que le couplage de la SAT et de la GST est complexe à l'échelle d'une seule année (Sokratov et Barry, 2002 ; Stieglitz et al, 2003 ; Bartlett et al, 2004 ; Smerdon et al, 2006). La moyenne annuelle de la GST est différente de celle de la SAT dans les régions affectées par une couverture de neige et/ou du gel et du dégel saisonnier (Gosnold et al, 1997 ; Smerdon et al, 2004 ; Taylor et al, 2006) ainsi que dans certaines régions où ces effets ne sont pas présents (Smerdon et al, 2006). Les observations de changements de températures de sol ne sont pas disponibles sur des durées suffisantes pour établir si ces différences de movennes annuelles sont constantes à de longues échelles de temps. Le couplage à long terme entre la SAT et la GST a été étudié à travers la simulation des températures de l'air et du sol dans des modèles de climat couplés tri-dimensionnels. En utilisant une simulation de 50 ans conduite avec le GISS Model E, Mann et Schmidt (2003) ont suggéré que les reconstructions de GST pourraient être biaisées par des effets saisonniers et la variabilité de la couverture de neige, une interprétation qui a été contestée par Champan et al (2004). Des simulations de mille ans conduites par Gonzales-Rouco et al (2003, 2006) avec le modèle ECHO-G suggèrent que les effets saisonniers du couplage n'ont que peu d'importance pour les longues échelles de temps. Ces simulations indiquent que la température du sol profond est un bon indicateur de la SAT annuelle sur les continents et qu'un réseau spatial de trous de forages permet effectivement de reconstruire la moyenne de SAT dans l'hémisphère nord. Aucun de ces modèles de climat n'incluent cependant les changements de la couverture végétale.



Figure 11. Localisation des indicateurs paléoclimatiques remontant aux années 1000, 1500 et 1750 AD (données instrumentales : thermomètres rouges ; cernes d'arbres : triangles bruns ; trous de forage : cercles noirs ; carottes de glace / trou de forage : étoiles bleues ; autres indicateurs y compris les séries à basse résolution : carrés violets) qui ont été utilisés pour reconstruire les températures des hémisphères nord et sud dans les études montrées dans la Figure 10 (voir la Table 1, en excluant 02005) ou utilisées pour montrer les températures régionales de l'hémisphère sud (Figure 12).

### 6.2 Variabilité de la température de l'hémisphère sud

Il y a nettement moins d'enregistrements climatiques bien datés pour l'hémisphère sud que pour l'hémisphère nord (Figure 11), et par conséquent, moins d'éléments pour quantifier comment les températures de surface ont varié à grande échelle au cours des derniers millénaires. Mann et Jones (2003) ont utilisé seulement trois séries pour estimer le changement de température moyenne dans l'hémisphère sud au cours des derniers 1,5 ka. Une moyenne pondérée des séries individuelles, standardisées, a été calibrée pour correspondre (à l'échelle décennale) à la moyenne et à l'écart type des températures moyennes marines et continentales sur la période 1856 à 1980. Les estimations à partir des indicateurs paléoclimatiques, jusqu'à la fin des reconstructions, en 1980, ne captent pas la totalité du réchauffement observé par l'enregistrement instrumental des températures. Certaines périodes passées, entre 700 et 1000 A.D., ont été reconstruites comme plus chaudes que le niveau estimé au 20<sup>ème</sup> siècle, et ont pu avoir été aussi chaudes que les valeurs mesurées au cours des derniers 20 ans. La rareté des données paléoclimatiques dans l'hémisphère sud montrent aussi que les incertitudes associées aux estimations hémisphériques sont bien plus grandes que dans l'hémisphère nord, et qu'il est plus précis actuellement de considérer ces reconstructions comme des indicateurs de changements de température à l'échelle régionale (Figure 12).

A partir d'une reconstruction dendrochronologique, les oscillations à long terme des températures de la saison chaude de Tasmanie (Cook et al, 2000) montrent que les derniers 30 ans ont été la période de plusieurs décennies la plus chaude du dernier millénaire, mais de peu. Les conditions étaient généralement chaudes pendant une longue période entre 1300 et 1500 (Figure 12). Une autre reconstruction dendrochronologique de températures d'été australes est disponible à partir de données de South Island, Nouvelle Zélande. Cet enregistrement, le plus long produit à ce jour pour cette région, couvre 1,1 ka (Cook et al, 2002). Des perturbations sur le site où les arbres ont été échantillonnés restreignent la calibration de cet enregistrement aux 70 ans précédent 1950 ; tant les cernes d'arbres que les données instrumentales montrent que le  $20^{\text{éme}}$  siècle n'était pas anormalement chaud, par rapport à plusieurs périodes chaudes du dernier 1 ka (autour du milieu du  $12^{\text{ème}}$ , du début du  $13^{\text{ème}}$  siècles et vers 1500).

Les reconstructions de température issues des cernes d'arbres dans la région des Andes du Sud de l'Amérique du Sud (37°S à 55°S) indiquent que les températures moyennes ont été anormalement élevées au 20<sup>ème</sup> siècle, dans le contexte des quatre derniers siècles. Les températures moyennes annuelles ont été respectivement 0,53°C et 0,86°C au-dessus de la moyenne de 1640 à 1899, dans le nord et le sud de la Patagonie (Figure 12). Dans la Patagonie du Nord, les températures les plus élevées se sont produites dans les années 1940. Dans la Patagonie du Sud, l'année 1998 a été la plus chaude des derniers quatre siècles. Le rythme d'augmentation de température entre 1850 et 1920 a été le plus élevé au cours des derniers 360 ans (Villalba et al, 2003).

La Figure 12 montre également les changements de GST au cours des derniers 500 ans, fournis par une combinaison régionale d'inversions de températures de trous de forages (Figure 11) d'Afrique du Sud (92 séries) et d'Australie (57 séries) décrites dans Huang et al (2000). Les enregistrements instrumentaux de ces régions montrent des conditions plus chaudes postérieures au moment où les mesures ont été effectuées dans les trous de forage ; ainsi, le réchauffement le plus récent n'a pas été enregistré dans ces mesures de trous de forages. Une analyse plus détaillée des reconstructions géothermales australiennes (Pollack et al, 2006) montre que le réchauffement en Australie au cours des derniers cinq siècles était seulement la moitié du réchauffement une bonne correspondance avec les reconstructions dendrochronologiques pour la Tasmanie et la Nouvelle Zélande (Cook et al, 2002; 2002a).

Des éléments contradictoires ont été déduits de l'analyse de la composition isotopique des carottes de glace et de l'inversion du profil de température dans le trou de forage de Law Dome, en Antarctique (Dahl-Jensen et al, 1999 ; Goosse et al, 2004 ; Jones et Mann, 2004). L'analyse du trou de forage indique des épisodes plus froids vers 1250 et 1850, suivis par un réchauffement progressif de 0,7°C jusqu'à aujourd'hui. Les mesures isotopiques montrent un 20<sup>ème</sup> siècle relativement froid et des conditions plus chaudes entre les années 1000 et 1750.

Ensemble, le peu de reconstructions de température pour l'hémisphère sud avant la période des mesures instrumentales montre qu'un réchauffement inhabituel se produit dans certaines régions. Davantage de données sont cependant nécessaires pour vérifier cette tendance apparente au réchauffement.



Figure 12. Reconstructions de température pour certaines régions de l'hémisphère sud : deux séries de température annuelle à partir de données de cernes d'arbres d'Amérique du Sud (Villalba et al, 2003) ; une estimation de température annuelle à partir de l'inversion de trous de forages pour l'Afrique du Sud et l'Australie (Huang et al, 2000) ; des séries de température d'été à partir de données dendrochronologiques en Tasmanie et en Nouvelle Zélande (Cook et al, 2000 ; 2002a). Les courbes noires montrent les températures instrumentales estivales ou annuelles pour chaque région. Toutes les données de cernes d'arbres et instrumentales ont été lissées avec un filtre de 25 ans et représentent des écarts (°C) par rapport à la moyenne entre 1961 et 1990 (indiquée par les lignes horizontales).

### 6.3 Comparaison des simulations millénaires aux paléodonnées

Une gamme de modèles de climat de plus en plus complexes a été utilisée pour simuler les températures de l'hémisphère nord au cours des derniers 500 à 1000 ans, en réponse aux forçages naturels et anthropiques (Figure 13). Ces modèles comprennent des modèles de bilan d'énergie (Crowley et al, 2003 ; Gerber et al, 2003), des modèles de complexité intermédiaire à deux ou trois dimensions (Bertrand et al, 2003); Bauer et al, 2003), et trois modèles couplés complets AOGCMs (Ammann et al, 2003 ; Von Storch et al, 2004 ; Tett et al, 2007).

La comparaison et l'évaluation des sorties des simulations paléoclimatiques est compliquée à cause de l'utilisation de différentes histoires de forçages, et par la manière dont les données paléoclimatiques témoignant de ces forçages ont été transférées géographiquement et saisonnièrement en termes de forçages radiatifs dans les modèles. Certains facteurs, comme les variations orbitales de la Terre par rapport au Soleil, peuvent être calculés précisément (voir par exemple Berger, 1977; Bradley et al, 2003b) et directement implémentés comme des changements de la distribution latitudinale et saisonnière du rayonnement solaire incident au sommet de l'atmosphère. Au cours des derniers 2 ka, quoique ce forçage ait été incorporé dans la plupart des simulations, son impact climatique reste négligeable par rapport aux autres forçages (Bertrand et al, 2002b).

Au cours des derniers millénaires, l'analyse des bulles d'air des carottes de glace à forte accumulation permet de connaître les variations décennales des gaz à effet de serre (Figure 4). D'autres facteurs, comme les changements d'usage des sols (Ramankutty et Foley, 1999) et la concentration et la distribution des aérosols troposphériques et de l'ozone sont mal connus (Mickley et al, 2001). Cependant, à cause de leur amplitude, les incertitudes sur l'histoire de l'activité solaire et des effets volcaniques ont plus d'importance pendant la période pré-industrielle.

#### 6.3.1 *Forçage solaire*

Les mesures directes de l'activité solaire par satellite ont démarré voici moins de 30 ans, et seulement de très faibles variations ont été mesurées au cours de cette période (0,1% entre le maximum et le minimum des derniers cycles de tâches solaires, ce qui correspond à 0,2 W.m<sup>-2</sup> de changement de forçage radiatif ; Fröhlich et Lean (2004), voir le Chapitre 2, Section 2.7). Les variations antérieures d'activité solaire utilisées dans la plupart des simulations climatiques ont été estimées en supposant une corrélation directe avec les relevés du nombre de tâches solaires et la production des isotopes cosmogéniques mesurés dans les carottes de glace (<sup>10</sup>Be) et les cernes d'arbres (<sup>14</sup>C) (Lean et al, 1995 ; Crowley, 2000).

Il y a une cohérence d'ensemble entre l'évolution des différents indicateurs de l'activité solaire, comme les isotopes cosmogéniques, les tâches solaires ou les observations aurorales, et les enregistrements de résolution annuelle montrant clairement le cycle solaire de 11 ans, bien connu (Muscheler et al, 2006). Par exemple, les mesures paléoclimatiques de <sup>10</sup>Be et de <sup>14</sup>C étaient plus élevées pendant les périodes de faible nombre ou d'absence de tâches solaires. Pendant ces périodes, leur production était élevée parce que le bouclier fourni par le champ magnétique ouvert du Soleil protégeant l'atmosphère terrestre du rayonnement cosmique était faible (Beer et al, 1998). Cependant, les relations entre les enregistrements isotopiques, témoignant du champ magnétique ouvert du Soleil, le nombre de tâches solaires et le champ magnétique fermé du Soleil ou l'export d'énergie ne sont pas totalement comprises (Wang et Sheeley, 2003).

Les variations d'énergie solaire ont été estimées dans beaucoup de simulations climatiques à partir d'une calibration linéaire des enregistrements d'isotopes cosmogéniques (Bard et al, 2000). Certaines études récentes utilisent des modèles physiques pour estimer l'activité solaire à partir du taux de production d'isotopes cosmogéniques, en prenant en
compte les non linéarités entre la production isotopique et le flux magnétique ouvert du Soleil, ainsi que les variations du champ géomagnétique (Solanki et al, 2004 ; Muscheler et al, 2005). Suivant cette approche, Solanski et al (2004) ont suggéré que le niveau actuel d'activité solaire était sans précédent par rapport aux derniers 8 ka. Ceci a été mis en cause par une analyse plus récente qui identifie, au cours du dernier millénaire, trois périodes (autour des années 1785, 1600 et 1140 AD) où l'activité solaire était aussi élevée ou plus élevée que pendant la période satellitale (Muscheler et al, 2006).

L'amplitude des variations lentes de l'irradiance solaire reste incertaine. Une nouvelle évaluation des données stellaires (Hall et Lockwood, 2004) n'a pas pu confirmer ou réfuter l'analyse de Baliunas et Jastrow (1990), qui avait montré des changements significatifs d'irradiance solaire sur le long terme et aussi mis en cause certaines des reconstructions antérieures (voir le Chapitre 2, Section 2.7). Plusieurs nouvelles études (Lean et al, 2002; Foster, 2004; Foukal et al, 2004; Wang et al, 2005) suggèrent que les changements lents d'irradiance étaient bien moindres que dans les reconstructions antérieures (Hoyt et Schatte, 1993 ; Lean et al, 1995 ; Lockwood et Samper, 1999 ; Bard et al, 2000 ; Fligge et Solanki, 2000 : Lean, 2000) qui ont été utilisées dans plusieurs simulations climatiques du TAR et beaucoup des simulations montrées dans la Figure 13d.

Pour les reconstructions antérieures, le « Minimum de Maunder » d'irradiance totale, au 17<sup>ème</sup> siècle, était de 0,15 à 0,65% (changement d'irradiance de 2,0 à 8,7 W.m<sup>-2</sup>; forçage radiatif de 0,36 à 1,55 W.m<sup>-2</sup>) en-dessous de la moyenne actuelle (Figure 13b). La plupart des études récentes (à l'exception de Solanki et Krivova, 2003) estiment une réduction limitée à seulement 0.1% (changement d'irradiance de l'ordre de -1  $W.m^{-2}$ : forcage radiatif de -0.2 W.m<sup>-2</sup>; voir le Chapitre 2, section 2.7). Suivant des résultats, l'ampleur du forçage radiatif utilisé dans le Chapitre 9 pour le Minimum de Maunder est relativement faible (-0,2 W.m<sup>-2</sup> par rapport à l'actuel).

Table	62	Simulations	climation	es figurant	sur la Fiour	e 13
1 auto	0.2.	Simulations	cimanqu	cs inguiant	, sui la i igui	C 15.

Series	Model*	Model type	Forcings <sup>b</sup>	Reference	
G/SZ2003	ECHO-G	GCM	SV -G +	González-Rouco et al., 2003	
OR82006	ECHO-G/MAGICC	GCM adj, using EBM <sup>4</sup>	5V -0 -A -Z	Osborn et al., 2006	
TBC. 2006	HadCM3	0CM	SVDG -ALZ	Tett et al., 2007	
AJS.2006	NCAR CSM	GCM.	5V-G-A-Z	Mann et al., 2005b	
BLC 2002	MoBIDIC	EMIC	SV-G-AL-	Bertrand et al., 2002b	
CBK. 2003	-	EBM	SV -G -A	Crowley et al., 2003	
GRT.2005	ECBIR-CLIO	EMIC	SV-G-A	Goosse et al., 2005b	
GUB. 2003	Bern CC	EDM	SV-G-A-Z	Gerber et al., 2003	
8.00-14C	Climber2	EMIC (solar from **C)	5V C - L -	Bauer et al., 2003	
8.03-10Be	Climber2	EMIC (polar from *99e)	SV C - L -	Bauer et al., 2003	
082.2008	ECHO-G	GCM	5V -G	González-Rouco et al., 2006	
SMC2006	ECHAM4/OPVC3	GCM	SV-G-A-Z	Stendel et al., 2006	

Note: \* Model: ECHO-G = ECHAM4 atmospheric GCMHOPE-G ocean GCM, MAGECC = Model for the Assessment of Greenhouse-gas Induced Climate Change, Hadcoll = Model & Climate Change, Hadcoll = Hadey Centre Coupled Model 3: NCAR GSM = National Center for Atmospheric Research Climate System Model, MoBERC = Models Bidmensionnel du Climat , ECBIR-CUO = ECBIR-Coupled Large-scale Ice Ocean, Bern CC = Bern Carbon Cycle-Climate Model, CLIMBERC = Climate Biosphere Model 2; ECHAM4-CPYC3 = ECHAM4 atmospheric GCMOcean Integronal GCM 3.
\* Forcings: 5 = solar, V = volcanic, O = orbital, G = well-mixed greenhouse gases, C = CO<sub>2</sub> but not other greenhouse gases, A = tropospheric sulptate aerosol, L = land

use change, Z-tropospharic and/or stratospharic cases changes and/or halocarbone \* EEM = Energy Balance Model.



Figure 13. Forçages radiatifs et températures simulées au cours des derniers 1,1 ka. Forçage radiatif moyen global (W.m<sup>-2</sup>) utilisé pour conduire les simulations des modèles climatiques causé par (a) l'activité volcanique, (b) les variations d'activité solaire, et (c) tous les autres forçages (qui varient selon les modèles, mais prennent toujours en compte les gaz à effet de serre, et, à part ceux qui sont en pointillé après 1900, les aérosols de sulfate troposphériques). (d) Température moyenne de l'hémisphère nord (°C) simulée en réponse aux différents forçages représentés sur les graphiques (a) à (c), comparée aux superpositions des reconstructions de température de l'hémisphère nord (montrées par un dégradé de gris, modifié à partir de la Figure 10c pour prendre en compte la période de référence qui est ici entre 1500 et 1899). Toues les forçages et les températures sont exprimées comme des anomalies par rapport à leur moyenne entre 1500 et 1899 et ensuite lissées avec un filtre gaussien pour supprimer les fluctuations se produisant à des échelles de temps inférieures à 30 ans ; les valeurs lissées sont obtenues aux extrémités de chaque série en complétant les enregistrements par la moyenne des valeurs adjacentes. Les séries individuelles sont identifiées sur la Table 2.

#### 6.3.2 Forçage volcanique

Il y a également des incertitudes sur les estimations du forçage volcanique au cours des derniers millénaires, à cause de la nécessité d'estimer les changements d'épaisseur optique atmosphérique (en incluant des précisions géographiques et une précision temporelle incluant leur persistence), alors que les indications indirectes proviennent de niveaux d'acidité et de sulfates mesurés dans les carottes de glace (Figures 14 et 15). Toutes les histoires volcaniques utilisées dans les simulations paléoclimatiques conduites à l'aide des modèles actuels reposent sur l'analyse des carottes de glace polaires, qui incluent des petites incertitudes de datation et un biais géographique certain.

Les difficultés considérables pour calculer les changements de forçage volcanique hémisphériques et régionaux (Robock et Free, 1995 ; Robertson et al, 2001 ; Crowley et al, 2003) proviennent de la sensibilité au choix des carottes de glace prises en compte, des hypothèses sur la pénétration des produits d'éruption vers la stratosphère, et des propriétés radiatives des différents aérosols volcaniques et de leur temps de résidence dans la stratosphère. Même après la reconstruction de l'activité volcanique, il reste des différences majeures dans la manière dont les modèles la représentent. Certains d'entre eux utilisent une diminution directe du forçage radiatif global, sans disparités spatiales (von Storch et al, 2004) alors que d'autres modèles prescrivent des changements géographiques du forçage radiatif (Crowley et al, 2003 ; Goosse et al, 2005a ; Stendel et a, 2006). Les modèles disposant des codes radiatifs les plus sophistiqués peuvent inclure des changements d'épaisseur optique des aérosols et calculent de manière interactive la perturbation des bilans radiatifs (ondes courtes et ondes longues) (Tett et al, 2007). Le niveau réel du forçage volcanique (prescrit ou calculé) varie donc considérablement selon les simulations (Figure 13a).

#### 6.3.3 Aérosols de sulfate de la période industrielle

Au cours de la période industrielle, les données des carottes de glace du Groenland et des moyennes latitudes de l'hémisphère nord (Schwikowski et al, 1999; Bigler et al, 2002) témoignent d'une augmentation rapide des émissions de dioxyde de soufre (Stern, 2005) et de la charge en aérosols de sulfate troposphériques, au-dessus du bruit de fond pré-industriel, mais montrent également une diminution très récente de ces émissions (Figure 15). Les données des carottes de glace montrent que le dépôt d'aérosols de sulfates n'a pas changé en Antarctique, loin des sources anthropogéniques de dioxyde de soufre. Les mesures dans la glace indiquent une charge de l'atmosphère en aérosols de sulfate qui varie de l'échelle régionale à hémisphérique, car les aérosols ont une durée de vie de l'ordre de quelques semaines seulement dans la troposphère. Au cours des dernières années, les émissions de dioxyde de soufre ont diminué globalement et dans de nombreuses régions de l'hémisphère nord (Stern, 2005; voir le Chapitre 2). En général, les aérosols de sulfate troposphériques exercent un forçage négatif sur les températures, forçage qui diminuerait si les émissions de dioxyde de soufre et la charge de sulfates dans l'atmosphère continuent à décroître.

# 6.3.4 *Comparaison des simulations de la température moyenne de l'hémisphère nord aux observations paléoclimatiques*

La Figure 13 montre les différentes simulations des températures de surface de l'hémisphère nord (en moyenne sur les continents et les océans) issues d'une gamme de modèles de climat, ainsi que les forçages utilisés pour conduire ces simulations. Malgré des différences dans le détail et la mise en œuvre des différentes histoires de ces forçages, il y a un bonne cohérence qualitative entre les simulations pour certaines caractéristiques : un

réchauffement pendant la majeure partie de la période du 12<sup>ème</sup> au 14<sup>ème</sup> siècles, avec des températures froides prolongées pendant le 17<sup>ème</sup>, le milieu du 15<sup>ème</sup> et le début du 19<sup>ème</sup> siècle, puis une augmentation nette pour atteindre les niveaux de réchauffement exceptionnels de la fin du 20<sup>ème</sup> siècle. La dispersion de cet ensemble de plusieurs modèles apparaît relativement faible pendant la période de référence, entre 1500 et 1899 (choisie selon Osborn et al, 2006) mais la dispersion entre modèles reste également modérée jusqu'en 1000, à l'exception de la simulation ECHO-G (Von Storch et al, 2004). Les implications d'une augmentation de la dispersion entre modèles après 1840 n'apparaîtront clairement qu'après avoir déterminé la part de ce signal qui peut être attribuée à des différences de forçages ou de sensibilité propres à chaque modèle (Goosse et al, 2005b). La simulation ECHO-G (ligne pointillée de la Figure 13d) est atypique par rapport à l'ensemble de toutes les simulations, en particulier parce qu'elle est particulièrement chaude pendant les périodes avant 1300 et depuis 1900. Osborn et al (2006) ont montré que ces anomalies résultent probablement d'un déséquilibre initial très marqué, et de l'absence d'aérosols troposphériques anthropogéniques dans cette simulation (Figure 13c). Une autre simulation (Gonzalez-Rouco et al, 2006) montre également un réchauffement du début du 20<sup>ème</sup> siècle plus fort que dans les autres simulations, mais, de la même manière, ne prend pas en compte le forçage du aux aérosols troposphériques. Toutes ces simulations semblent cohérentes avec les reconstructions des températures passés de l'hémisphère nord, figurant en grisé à côté des simulations dans la Figure 13d.

Il faut souligner qu'une large partie des variations pré-industrielles de température simulées figurant dans la Figure 13 ont été conduites par un forçage solaire dont l'amplitude est actuellement mise en cause. C'est pourquoi la cohérence apparente entre les simulations et les reconstructions à l'échelle hémisphérique ne fournit pas un test puissant des modèles, dans la mesure où il y a des incertitudes très grandes à la fois pour les reconstructions de température de l'hémisphère nord et pour le forcage radiatif total. L'influence de la variabilité de l'irradiance solaire et des forcages anthropogéniques sont encore plus nets sur la Figure 14. Plusieurs EMICs (Petoukhov et al, 2000 ; Plattner et al, 2001 ; Montoya et al, 2005) ont été forcés par deux reconstructions différentes de l'irradiance solaire (Bard et al, 2000 ; Wang et al, 2005) afin de comparer l'effet de faibles ou de forts changements d'irradiance solaire au cours du dernier 1 ka (Figure 14b). Le forçage radiatif lié au volcanisme explosif (Crowley, 2000), le CO<sub>2</sub> atmosphérique et aux autres effets anthropogéniques (Joos et al. 2001) ont été prescrits de la même manière dans chaque simulation. D'autres simulations, pour lesquelles les forçages anthropogéniques n'ont pas été inclus, permettent de comparer l'effet des forcages « naturels » et « totaux » (c'est à dire naturels et anthropogéniques) sur l'évolution des températures hémisphériques précédent et pendant le 20<sup>ème</sup> siècle.

Les histoires alternatives d'irradiance solaire utilisées dans ces simulations ont des variations à basse fréquence dont l'amplitude varie d'un facteur un à trois. La situation de « forte amplitude » (forçage d'irradiance solaire fort) correspond grossièrement au niveau d'irradiance pris en compte dans beaucoup de simulations de la Figure 13b, alors que la situation de « faible amplitude » (forçage d'irradiance solaire plus faible) représente les reconstructions les plus récentes des changements d'irradiance solaire (voir la discussion de la Section 6.3) L'histoire des forçages de forte amplitude (« Bard25 », Table 3) repose sur des mesures de 10Be dans une carotte de glace, calibrées pour donner une diminution moyenne d'irradiance solaire de 0,25% pendant le Minimum de Maunder par rapport à la période actuelle (Bard et al, 2000). L'histoire de faible amplitude (« Bard08-WLS ») a été estimée en utilisant les données des tâches solaires et un modèle du flux magnétique fermé du Soleil pour la période de 1610 à l'actuel (Wang et al, 2005), puis une extension antérieure à partir des données de Bard et al (2000) calées pour donner une diminution au Minimum de Maunder de 0,08%. L'évolution basse fréquence est la même pour ces deux reconstructions (Figure 14),

malgré le fait qu'elles soient construites à partir de sources totalement indépendantes (tâches solaires contre isotopes cosmogéniques) et produites de manière différente (calibration linéaire simple contre modèle du flux magnétique solaire) à partir de 1610.

Les simulations des EMICs (Figure 14), comme celles de la Figure 13d, se situent dans la gamme des reconstructions des températures de l'hémisphère nord (Figure 10c) et sont compatibles avec le réchauffement observé et reconstruit du 20<sup>ème</sup> siècle uniquement lorsque les forçages anthropogéniques sont pris en compte. L'écart type de la variabilité de plusieurs décennies augmente de 0,04°C à 0,07°C lorsque le forçage solaire fort (Bard 25, Table 3) remplace le forçage solaire faible (Bard08-WLS). Les incertitudes associées aux reconstructions de température et à la sensibilité des modèles sont trop larges pour permettre, à partir de ces simulations, de déterminer laquelle de ces deux histoires de l'irradiance solaire est la plus probable. Cependant, dans les simulations qui n'intègrent pas les forçages anthropogéniques, les températures de l'hémisphère nord atteignent un maximum au milieu du 20<sup>ème</sup> siècle puis diminuent, que ce soit avec une faible ou une forte irradiance solaire. Ceci suggère que les forcages naturels solaire et volcanique n'apportent qu'une faible contribution au réchauffement du 20<sup>ème</sup> siècle, et qu'ils ne sont pas en cause dans le niveau de réchauffement atteint dans la seconde partie du 20<sup>ème</sup> siècle, ce qui est cohérent avec des travaux antérieurs utilisant des modèles plus simples ou plus complexes (Crowley et Lowery, 2000 ; Bertrand et al, 2002b ; Gerber et al, 2003 ; Hegerl et al, 2006 ; Tett et al, 2007 ; voir aussi le Chapitre 9).

Il est possible de tirer une conclusion générale à partir des données instrumentales et paléoclimatiques disponibles et couvrant la période des derniers 500 ans et des derniers 2000 ans, ainsi que des études de modélisation explorant les rôles potentiels des différents facteurs : les gaz à effet de serre doivent être inclus parmi les forçages pour simuler des températures moyennes hémisphériques compatibles avec le réchauffement inhabituel observé au cours de la seconde moitié du  $20^{eme}$  siècle. Il est très improbable que ce réchauffement soit uniquement lié à la fin d'une période froide précédent le  $20^{eme}$  siècle.



Figure 14. Températures simulées au cours du dernier 1 ka avec et sans forçage anthropogénique, et également avec des variations fortes ou faibles de l'irradiance solaire. Forçage radiatif moyen global (W.m<sup>-2</sup>) utilisé pour conduite les simulations des modèles de climat causé par (a) l'activité volcanique, (b) des variations fortes (bleu) et faibles (brun) de l'irradiance solaire, et (c) tous les autres forçages, en incluant les gaz à effet de serre et les aérosols de sulfates troposphériques (la mince ligne horizontale après 1765 indique le forçage anthropogénique constant utilisé dans les simulations « Nat »). (d) Température moyenne annuelle de l'hémisphère nord (°C) simulée par trois modèles de climat en réponse aux forçages montrés en (a) à (c), comparée aux reconstructions (figurant en grisés, modifiés à partir de la Figure 10c pour prendre en compte la période de référence de 1500 à 1899 utilisée ici). « All » (lignes épaisses) en utilisant à la fois les forçages naturels et anthropogéniques ; « Nat » (traits fins) utilisant seulement les forçages naturels. Tous les forçages et les températures figurent en tant qu'anomalies par rapport à leurs moyennes entre 1500 et 1899 ; les températures ont été ensuite lissées par un filtre Gaussien pour supprimer les fluctuations se produisant à des échelles de temps inférieures à 30 ans. Notez la différence d'échelle verticale utilisée pour le forçage volcanique par rapport aux autres forçages. Les séries individuelles sont décrites dans la Figure 3.

Modeler:	
Bern2.500	Plattner et al., 2001
Climbor2	Petoskhov et al., 2000
Climber3a	Montoya et al., 2006
Forcings:	
Volcanic	Forcing from Crowley (2000) used in all runs
Solar Anthropogenic	"Bard25" runs used strong solar impliance changes, based on "Be record scaled to give a Maunder Minimum impliance 0.25% lower than today, from Bard et al. (2000) "Bard08-WLS" runs used week solar impliance changes, using sumpor records and a model of the Bart's magnetic flax for the period since 1610, from YM. Wang et al. (2005), and extended before this by the MBe record scaled to give a Maunder Minimum impliance 0.09% lower than today VM runs included anthropogenic forcings after 1765, from Joos et al. (2001) "Nat" runs did not include any anthropogenic forcings.

Table 6.3. Simulations conduites à l'aide de modèles de complexité intermédiaire figurant sur la Figure 14.

Models: Bern2.5CC = Bern 2.5D Carbon Cacle-Climate Model, CLIMBER = Climate Biosphere M



Figure 15. Concentrations en sulfate (SO4<sup>-2</sup>) dans les carottes de glace du Groenland (Bigler et al, 2002, en rouge ; Mieding, 2005, en bleu) et de l'Antarctique (Traufetter et al, 2004, pointillés violets) au cours du dernier millénaire. Les estimations des rejets anthropogéniques de soufre (S) pour l'hémisphère nord figurent en pointillés noirs (Stern, 2005). Les données des carottes de glace ont été lissées avec un filtre médian glissant sur 10 ans, supprimant donc les pics des éruptions volcaniques majeures. L'encadré illustre l'influence des émissions volcaniques au cours du dernier millénaire et montre les données mensuelles de sulfates en ppm telles qu'elles sont mesurées (en vert) avec les pics volcaniques identifiés supprimés (en noir ; les évènements volcaniques les plus récents n'ont pas été identifiés ni enlevés), et lissées avec un filtre à 10 ans (en rouge) (Bigler et al, 2002). Ces enregistrements sont montrés à titres d'exemples caractéristiques et peuvent être influencés par des épisodes de dépôts locaux.

# 6.4 Cohérence entre les températures, les enregistrements de gaz à effet de serre et les forçages ; et compatibilité des modèles couplés climatcarbone avec les enregistrements paléoclimatiques

Il est difficile de déterminer la sensibilité climatique à partir des reconstructions paléoclimatiques du dernier millénaire (voir Chapitre 9). Comme décrit ci-dessus, aussi bien l'ampleur des changements hémisphériques de température déduits des différents indicateurs paléoclimatiques que les forçages liés aux gaz à effet de serre, et les estimations des forçages solaire et volcanique sont entachées d'incertitudes, de niveaux variables. Les reconstructions

de température disponibles suggèrent que la moyenne décennale des températures de l'hémisphère nord a varié dans une gamme de moins de 1°C au cours des deux millénaires précédent le 20<sup>ème</sup> siècle (Figure 10), mais l'ampleur des variations de basse fréquence peut varier du simple au double selon les reconstructions. Les estimations des forçages naturels (solaire et volcanique) sont également incertaines pour cette période. Si ces forçages naturels ont généré des bilans d'énergie suffisamment négatifs (moins d'ensoleillement, augmentation de l'activité volcanique), alors une estimation basse à moyenne de la sensibilité climatique est compatible avec les reconstructions des variations de température (Figure 10) ; à l'inverse, si les forçages solaire et volcanique n'ont varié que faiblement, alors une sensibilité moyenne à haute serait cohérente avec les reconstructions de température, et particulièrement avec les reconstructions montrant des refroidissements plus intenses (voir aussi le Chapitre 9), en supposant que la sensibilité du système climatique aux changements d'irradiance solaire et au volcanisme explosif n'est pas différente de la sensibilité aux changements de gaz à effet de serre ou à d'autres agents de forçages.

L'enregistrement des gaz à effet de serre fournit une indication indirecte témoignant que les variations climatiques de basse fréquence sont restées modestes au cours des deux millénaires précédent la période industrielle (entre 1 et 1750 AD). L'histoire des gaz à effet de serre que sont le  $CO_2$ , le  $CH_4$  et le  $N_2O$  montrent seulement de faibles variations pendant cette période (Mac Farling Meure et al, 2006 ; Figure 4), bien que les enregistrements des carottes de glace (Figures 3 et 7) et les modèles montrent que les concentrations des gaz à effet de serre réagissent nettement aux variations climatiques.

La sensibilité du CO<sub>2</sub> atmosphérique aux changements climatiques, telle qu'elle est simulée par les modèles couplés du climat et du cycle du carbone, est globalement cohérente avec les enregistrements de CO<sub>2</sub> des carottes de glace et avec l'amplitude des variations de température pré-industrielle, décennales, de l'hémisphère nord obtenue dans les reconstructions paléoclimatiques (Joos et Prentice, 2004). La sensibilité du CO<sub>2</sub> au climat peut être définie formellement comme le changement de CO<sub>2</sub> atmosphérique pour un changement de température de l'hémisphère nord, et s'exprime en unités de ppm par °C. Cette sensibilité dépend de plusieurs facteurs, comme le changement de solubilité du CO<sub>2</sub> dans l'eau de mer, et la réaction de la productivité et de la respiration hétérotrophe sur les continents lorsque la température et les précipitations sont modifiées (voir le Chapitre 7, Section 7.3). Pour des variations modérées de température (changement dans l'hémisphère nord inférieur à environ 1°C), cette sensibilité a été estimée à l'aide du modèle de Climat et de Cycle du Carbone de Berne, forcé par les forçages solaire et volcanique du dernier millénaire (Gerber et al, 2003), et à partir de simulations de l'ensemble des modèles participants au Projet C4MIP (Coupled Carbon Cycle - Climate Model Intercomparison Project) pour la période industrielle (Friedlingstein et al, 2006). La gamme de la sensibilité du CO<sub>2</sub> au climat est de 4 à 16 ppm par °C pour les 10 modèles participant à l'intercomparaison C4MIP (elle est évaluée comme la différence des concentrations en CO<sub>2</sub> pour la décennie de 1990 entre les simulations incluant et n'incluant pas le changement climatique, divisée par l'augmentation des températures entre la décennie de 1860 et la décennie de 1990).Cette sensibilité est comparable à une gamme de 10 à 17 ppm par °C obtenue pour des variations de CO<sub>2</sub> de 6 à 10 ppm (Etheridge et al, 1996; Siegenthaler et al, 2005b) et l'hypothèse d'un changement des températures moyennes de l'hémisphère nord de 0,6°C à l'échelle décennale.

# 6.5 Variabilité régionale d'autres paramètres que la température

# 6.5.1 Changements du système ENSO

L'intérêt considérable porté au système ENSO a motivé plusieurs tentatives de reconstruire ses variations paléoclimatiques. Celles-ci incluent une reconstruction de l'Indice d'Oscillation Australe (SOI pour Southern Oscillation Index) de l'hiver boréal (Décembre-Février) à partir d'indicateurs dendrochronologiques sensibles à ENSO (Stahle et al, 1998); deux reconstructions de l'indice Niño 3 (anomalies de SST moyennes dans la zone de 5°N à 5°S et 150°W à 90°W), annuel et d'Octobre à Mars à partir de plusieurs indicateurs paléoclimatiques (Mann et al, 2005a, b) et d'une reconstruction de l'indice de SST Niño 3.4 à partir de coraux tropicaux (Evans et al, 2002). Les enregistrements des coraux fossiles de l'Ile de Palmyra du Pacifique Tropical fournissent également des segments de variabilité ENSO pendant des intervalles de 30 à 150 ans, au cours des derniers 1,1 ka (Cobb et al, 2003). Enfin, une nouvelle reconstruction des SST de Niño 3 de Décembre à Février vient d'être produite pour les derniers 600 ans (D'Arrigo et al, 2005) ce qui est beaucoup plus long que les reconstructions précédentes. Bien que ces reconstructions ne soient pas totalement indépendantes (elles partagent un certain nombre de prédicteurs), ces enregistrements paléoclimatiques ont une variance commune (typiquement plus de 30% pendant leurs périodes de recoupement), ce qui suggère une histoire relativement cohérente d'El Niño au cours des derniers siècles (Jones et Mann, 2004). La plupart des séries coralliennes du Pacifique Ouest et de l'Océan Indien montrent que le réchauffement de la fin du 20<sup>ème</sup> siècle est exceptionnel par rapport aux derniers 100 à 300 ans (Bradley et al, 2003b). Cependant, une interprétation fiable et cohérente des enregistrements géochimiques des coraux reste difficile (Lough, 2004). Les reconstructions des températures extra-tropicales et des caractéristiques de la circulation atmosphérique (par exemple, l'Indice Nord Pacifique) montrent une forte corrélation avec les reconstructions tropicales, ce qui suggère la persistance de liens entre le Pacifique tropical et extra-tropical au cours des derniers 300 à 400 ans (Evans et al, 2002; Linsley et al, 2004; D'Arrigo et al, 2006).

L'Oscillation Australe / El Niño a pu être affectée par les forçages radiatifs induits par les variations solaire et volcanique au cours du dernier millénaire (Adams et al, 2003 ; Mann e tal, 2005a). Les simulations climatiques montrent une réaction statistiquement significative d'ENSO aux perturbations radiatives associées à une augmentation du forçage radiatif, des conditions de type La Niña étant entraînées par une augmentation du gradient zonal de SST qui intensifie les alizés, et vice-versa (Mann et al, 2005a). La comparaison des observations et des simulations du dernier millénaire suggère qu'un état de base plus chaud est associé à une variabilité accrue (Cane, 2005). Des expériences numériques suggèrent que la dynamique d'ENSO a pu jouer un rôle important dans la réaction du climat à des changements passés du forçage radiatif (Mann et al, 2005b). En effet, les changements à basse fréquence de l'amplitude de la variabilité et de l'état moyen identifiés dans les reconstructions d'ENSO des coraux de Palmyre (Cobb et al, 2003) correspondent bien avec la réaction du modèle en réponse aux variations du volcanisme tropical au cours du dernier 1 ka, avec un forçage solaire jouant un rôle secondaire.

Les enregistrements paléoclimatiques suggèrent que l'empreinte climatique globale d'ENSO varie au cours du temps, ce qui en rend plus difficile les prévisions. Les comparaisons d'ENSO et des indices de sécheresse montrent clairement des changements de relation entre ENSO et le bilan hydrique des USA au cours des derniers 150 ans. Des corrélations significatives entre ENSO et sécheresse sont observées systématiquement au sud-ouest des USA, mais l'intensité de la pénétration de l'humidité vers l'intérieur du continent varie de manière importante selon les périodes (Cole et Cook, 1998 ; Cook et al, 2000). La comparaison des SST Niño 3 aux structures des températures globales suggère que certaines caractéristiques sont très stables au cours du temps. C'est aussi le cas du réchauffement du Pacific Est Tropical et des côtes ouest de l'Amérique du Nord et du Sud, tandis que les téléconnections avec l'Amérique du Nord, l'Atlantique et l'Eurasie sont variables (Mann et al,

2000). La structure spatiale des corrélations de la période 1801 à 1850 montre de manière flagrante la non stationnarité des téléconnections ENSO, en révélant l'absence notoire du réchauffement typique du Pacifique tropical (Mann et al, 2000).

#### 6.5.2 Les archives de la variabilité de l'Atlantique

Les variations climatiques de l'Atlantique Nord sont liées aux changements de la NAO (North Atlantic Oscillation, Hurrell, 1995) et de l'Oscillation Multi-Décennale Atlantique (Delworth et Mann, 2000; Sutton et Hodson, 2005). De 1980 à 1995, la NAO a eu tendance à rester dans l'une de ses phases extrêmes et a été à l'origine d'une partie substantielle du réchauffement hivernal en Europe et au nord de l'Eurasie. La région de l'Atlantique Nord dispose d'une combinaison unique d'observations instrumentales anciennes, de sources historiques variées et d'une palette d'indicateurs paléoclimatiques. Cependant, il reste difficile de caractériser les variations passées des modes dominants de la variabilité climatique dans cette région (y compris la NAO) à cause de la difficulté de construire des indicateurs des changements de pression atmosphérique, ainsi que du manque de stationnarité dans la fréquence de la NAO et des passages dépressionnaires. Plusieurs estimations des variations passées de la NAO ont été construites (Cook et al, 2002b ; Cullen et al, 2002 ; Luterbacher et al, 2002). Malgré de nombreuses différences, ces reconstructions montrent une tendance générale commune avec des indices NAO plus négatifs au cours des 17<sup>ème</sup> et 18<sup>ème</sup> siècles qu'au 20<sup>ème</sup> siècle, indiquant ainsi que le refroidissement climatique moyen était caractérisé par une structure atmosphérique davantage zonale que le 20<sup>ème</sup> siècle. L'hiver européen le plus froid des reconstructions était en 1708-1709, et le réchauffement considérable entre 1684 et 1738 (+0,32°C par décennie); ces évènements ont été reliés respectivement à un indice NAO négatif et à la réponse de la NAO à l'augmentation du forçage radiatif (Luterbacher et al, 2004). Certaines simulations conduites à l'aide de GCMs suggèrent que les forcages solaire et volcanique induisent un réchauffement continental associé à un décalage de l'indice NAO vers des valeurs élevées (Shindell et al, 2001, 2003, 2004; Stendel et al, 2006). L'augmentation de l'irradiance solaire à la fin du 17<sup>éme</sup> siècle et au cours de la première moitié du 18<sup>ème</sup> siècle a pu induire un tel décalage vers un indice NAO élevé (Shindell et al, 2001 ; Luterbacher et al, 2004 ; Xoplanki et al, 2005).

Il est bien connu que la NAO exerce une influence prépondérante sur les températures et précipitations hivernales en Europe ; mais l'intensité de cette relation peu changer selon les époques et les régions (Jones et al, 2003). L'augmentation de l'indice NAO vers des valeurs positives observée dans la reconstruction de Luterbacher et al (2002) semble liée à des augmentations des précipitations hivernales au nord ouest de l'Europe et une expansion nette des glaciers maritimes, de la manière similaire à l'effet de l'augmentation des précipitations hivernales au cours des dernières décennies pour les mêmes glaciers (Nesje et Dahl, 2003 ; Pauling et al, 2006).

#### 6.5.3 La variabilité de la mousson asiatique

Quinze sécheresses graves (d'une durée minimale de trois années) se sont produites au cours du dernier millénaire dans la région de la Chine sous l'influence de la mousson estasiatique (Zhang, 2005). Ces paléosécheresses ont généralement été plus intenses que les sécheresses que cette même région a subies au cours des derniers 50 ans. A l'inverse, la mousson sud-asiatique (indienne) a récemment renversé sa tendance lente, orbitale, vers une diminution des précipitations dans les zones les plus sèches où elle est perceptible. Ce basculement des pluies de mousson semble coïncider avec une augmentation simultanée des vents de mousson sur l'ouest de la Mer d'Arabie (Anderson et al, 2002), une modification qui pourrait être liée au réchauffement d'été se produisant sur et autour du Plateau Tibétain (Braüning et Mantwill, 2004 ; Morrill et al, 2006).

#### 6.5.4 La variabilité hydrologique en Afrique du Nord et de l'Est

Les sédiments lacustres et les archives historiques montrent que l'Afrique du Nord et la région sahélienne ont subi depuis longtemps des sécheresses intenses, durant pendant des décennies ou des siècles (Kadomura, 1992 ; Verschuren, 2001 ; Russell et al, 2003 ; Stager et al, 2003 ; Nguetsop et al, 2004 ; Brooks et al, 2005 ; Stager et al, 2005). Les tentatives déployées pour relier ces périodes sèches aux variations solaires ne sont pas concluantes (Stager et al, 2005), en particulier parce que la relation entre les indicateurs d'activité solaire et les variations d'irradiance totale restent incertaines (voir la Section 6.3). L'enregistrement paléoclimatique montre que les sécheresses persistantes sont une caractéristique du climat en Afrique du Nord et de l'Est. Cependant, les modèles de climat couplés océan-atmosphère n'ont pas fait la preuve qu'ils sont capables de simuler de telles sécheresses.

#### 6.5.5 Les enregistrements de la variabilité hydrologique dans les Amériques

De nombreux indicateurs paléoclimatiques, tels que les cernes d'arbres, les sédiments lacustres et les archives historiques montrent clairement que les deux derniers millénaires ont inclus des périodes où les sécheresses ont été plus fréquentes, plus longues ou ont atteint des régions plus vastes qu'au cours du 20<sup>ème</sup> siècle, en Amérique du Nord (Stahle et Cleaveland, 1992 ; Stahle et al, 1998 ; Woodhouse et Overpeck, 1998 ; Forman et al, 2001 ; Cook et al, 2004b ; Hodell et al, 2005 ; MacDonald et Case, 2005). Les sécheresses passées et spécifiquement les « méga-sécheresses » (Woodhouse et Overpeck, 1998) sont probablement dues à des anomalies prolongées des températures de surface des océans (Hoerling et Kumar, 2003 ; MacDonald et Case, 2005 ; Seager et al, 2005) mais restent difficile à simuler dans les modèles couplés océans-atmosphère. Les données paléoclimatiques suggèrent donc que des périodes sèches de plusieurs années, de la décennie au siècle, devraient rester une caractéristique du climat de l'Amérique du Nord, en particulier à l'ouest du Fleuve Mississipi.

Certains éléments montrent que la sécheresse nord-américaine a été plus étendue, plus intense et plus fréquence pendant les périodes passées où la température d'été de l'hémisphère nord était plus chaude (par exemple, pendant l'époque médiévale ou au Moyen-Holocène ; Forman et al, 2001 ; Cook et al, 2004b). Ces reconstructions montrent que les changements du régime hydrologique de l'Amérique du Nord peuvent se produire brutalement, par rapport au rythme de changement des forçages climatiques et la durée de ces régimes hydrologiques. Des changements abrupts de la fréquence des sécheresses et dans leur durée ont été identifiés dans les enregistrements paléohydrologiques de l'ouest de l'Amérique du Nord (Cumming et al, 2002 ; Laird et al, 2003 ; Cook et al, 2004b). De même, le bassin supérieur du Fleuve Mississipi et d'autres régions ont subi des changements abrupts dans la fréquence et l'extension des épisodes de très fortes crues (Knox, 2000). Des études récentes portant sur l'activité des ouragans de forte intensité suggèrent que la fréquence régionale des ouragans de forte intensité peut changer de manière brutale dans le sud-est des USA, en réaction à un forçage plus progressif (Liu, 2004). Malgré ces indications paléohydrologiques, qui suggèrent que les sécheresses, les crues et les ouragans ont subi des changements abrupts (en quelques années), ce type de changements abrupts passés n'est pas simulé par les modèles couplés atmosphère-océan. La variabilité décennale des précipitations du centre du Chili a été plus forte avant le 20<sup>ème</sup> siècle, avec des données paléoclimatiques montrant des épisodes secs plus intenses et prolongés. Les reconstructions dendrochronologiques des précipitations portant sur les derniers huit siècles ont révélé des épisodes de sécheresse pluri-annuelle aux 14<sup>ème</sup>, et du  $16^{em}$  au  $18^{em}$  siècles, plus intenses que les estimations des sécheresses décennales du  $20^{em}$  siècle (LeQuesne et al, 2006).

# 7. Remarques finales et incertitudes majeures

Chaque échelle de temps paléoclimatique incluse dans ce chapitre participe à la compréhension de la variabilité naturelle du système climatique, et de sa réaction à différents forçages climatiques. Le niveau actuel des connaissances est suffisant pour permettre d'établir les points forts de ce chapitre. En même temps, il reste des incertitudes majeures, et une meilleure compréhension pourrait être obtenue si ces incertitudes étaient réduites.

Malgré les informations multiples disponibles sur les variations du climat et des gaz à effet de serre à l'échelle glaciaire-interglaciaire, il reste à construire une explication mécanistique de ces variations. De même, les mécanismes des changements climatiques abrupts (par exemple pour la circulation océanique et pour les fréquences des sécheresses) ne sont pas encore suffisamment bien compris ; c'est également le cas pour les seuils critiques qui, lorsqu'ils sont franchis, peuvent provoquer une accélération de l'augmentation du niveau des mers ou du changement climatique régional. De plus, la capacité des modèles de climat à simuler de manière réaliste les changements abrupts de la circulation océanique, la fréquence des sécheresses et des crues, le comportement d'ENSO et l'intensité des moussons demeure incertaine. Ni la vitesse ni les processus ayant entraîné la croissance et la désintégration des calottes de glace ne sont suffisamment bien connus.

La variabilité climatique des derniers 1 à 2 ka reste mal connue dans l'hémisphère sud et les tropiques, faute de données paléoclimatiques en nombre suffisant. Dans l'hémisphère nord, la situation semble meilleure mais il reste des faiblesses majeures à cause de l'absence d'enregistrements paléoclimatiques dans les tropiques et dans les océans. Les différences d'amplitude et de variabilité entre les différentes reconstructions de température dans l'hémisphère nord doivent être comprises, ce qui nécessite de comprendre dans quelle mesure ces différences sont liées au choix des indicateurs paléoclimatiques, et aux méthodes statistiques de calibrations. De même, notre connaissance de la manière dont les extrêmes climatiques (par exemple en terme de température et de variables hydro-climatiques) ont varié dans le passé reste incomplète. Enfin, l'état des connaissances serait amélioré par l'utilisation de réseaux extensifs d'enregistrements paléoclimatiques qui s'étendraient jusqu'à la période actuelle. Ceci permettrait de mesurer comment les indicateurs paléoclimatiques ont réagi au réchauffement global rapide observé au cours des derniers 20 ans, et pourrait également permettre d'étudier comment d'autres changements environnementaux que les températures ont pu biaiser la réaction des indicateurs paléoclimatiques au changement climatique des dernières décennies.

# Références

- Adams, J.B., M.E. Mann, and C.M. Ammann, 2003: Proxy evidence for an El Niño-like response to volcanic forcing. Nature, 426(6964), 274–278.
- Adkins, J.F., K. McIntyre, and D.P. Schrag, 2002: The salinity, temperature, and δ18O of the glacial deep ocean. Science, 298, 1769–1773.
- Alley, R.B., and P.U. Clark, 1999: The deglaciation of the northern hemisphere: A global perspective. Annu. Rev. Earth Planet. Sci., 27, 149–182.
- Alley, R.B., and A.M. Agustsdottir, 2005: The 8k event: cause and consequences of a major Holocene abrupt climate change. Quat. Sci. Rev., 24, 1123–1149.

- Alley, R.B., S. Anandakrishnan, and P. Jung, 2001: Stochastic resonance in the North Atlantic. Paleoceanography, 16, 190–198.
- Alley, R.B., et al., 1997: Holocene climatic instability: A large, widespread event 8200 years ago. Geology, 25, 483–486.
- Alley, R.B., et al., 2003: Abrupt climate change. Science, 299(5615), 2005-2010.
- Alverson, K.D., R.S. Bradley, and T.F. Pedersen (eds.), 2003: Paleoclimate, Global Change and the Future. International Geosphere Biosphere Programme Book Series, Springer-Verlag, Berlin, 221 pp.
- Ammann, C.M., G.A. Meehl, W.M. Washington, and C.S. Zender, 2003: A monthly and latitudinally varying volcanic forcing dataset in simulations of 20th century climate. Geophys. Res. Lett., 30(12), 1657, doi:10.1029/2003GL016875.
- Andersen, C., N. Koç, A. Jennings, and J.T. Andrews, 2004: Non uniform response of the major surface currents in the Nordic Seas to insolation forcing: implications for the Holocene climate variability. Paleoceanography, 19, 1–16.
- Anderson, D.M., J.T. Overpeck, and A.K. Gupta, 2002: Increase in the Asian southwest monsoon during the past four centuries. Science, 297(5581), 596–599.
- Archer, D., and A. Ganopolski, 2005: A movable trigger: Fossil fuel CO<sub>2</sub> and the onset of the next glaciation. Geochem. Geophys. Geosystems, 6, Q05003.
- Archer, D.A., A. Winguth, D. Lea, and N. Mahowald, 2000: What caused the glacial/interglacial atmospheric pCO<sub>2</sub> cycles? Rev. Geophys., 12, 159–189.
- Ariztegui, D., et al., 2000: Paleoclimate and the formation of sapropel S1: inferences from Late Quaternary lacustrine and marine sequences in the central Mediterranean region. Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol., 158, 215–240.
- Bakke, J., S.O. Dahl, and A. Nesje, 2005a: Late glacial and early Holocene palaeoclimatic reconstruction based on glacier fluctuations and equilibrium-line altitudes at northern Folgefonna, Hardanger, western Norway. J. Quat. Sci., 20(2), 179–198.
- Bakke, J., et al., 2005b: Glacier fluctuations, equilibrium-line altitudes and palaeoclimate in Lyngen, northern Norway, during the Late glacial and Holocene. The Holocene, 15(4), 518–540.
- Baliunas, S., and R. Jastrow, 1990: Evidence for long-term brightness changes of solar-type stars. Nature, 348, 520–522.
- Ballantyne, A.P., et al., 2005: Meta-analysis of tropical surface temperatures during the Last Glacial Maximum. Geophys. Res. Lett., 32, L05712, doi:10.1029/2004GL021217.
- Bao, Y., A. Brauning, and S. Yafeng, 2003: Late Holocene temperature fluctuations on the Tibetan Plateau. Quat. Sci. Rev., 22(21), 2335–2344.
- Barber, D.C., et al., 1999: Forcing of the cold event of 8,200 years ago by catastrophic drainage of Laurentide lakes. Nature, 400, 344–347.
- Bard, E., G. Raisbeck, F. Yiou, and J. Jouzel, 2000: Solar irradiance during the last millennium based on cosmogenic nucleides. Tellus, 52B, 985–992.
- Barrows, T.T., and S. Juggins, 2005: Sea-surface temperatures around the Australian margin and Indian Ocean during the Last Glacial Maximum. Quat. Sci. Rev., 24, 1017–1047.
- Bartlett, M.G., D.S. Chapman, and R.N. Harris, 2004: Snow and the ground temperature record of climate change. J. Geophys Res., 109, F04008, doi:10.1029/2004JF000224.
- Battle, M., et al., 1996: Atmospheric gas concentrations over the past century measured in air from firn at the South Pole. Nature, 383(6597), 231–235.
- Bauer, E., A. Ganopolski, and M. Montoya, 2004: Simulation of the cold climate event 8200 years ago by meltwater outburst from Lake Agassiz. Paleoceanography, 19, PA3014, doi:10.1029/2004PA001030.

- Bauer, E., M. Claussen, V. Brovkin, and A. Huenerbein, 2003: Assessing climate forcings of the Earth system for the past millennium. Geophys.Res. Lett., 30(6), 1276, doi:10.1029/2002GL016639.
- Beer, J., S. Tobias, and N. Weiss, 1998: An active sun throughout the Maunder Minimum. Sol. Phys., 181(1), 237–249.
- Beerling, D.J., 1999: New estimates of carbon transfer to terrestrial ecosystems between the last glacial maximum and the Holocene. Terra Nova, 11(4), 162–167.
- Beltrami, H., 2002: Paleoclimate: Earth's long-term memory. Science, 297(5579), 206-207.
- Beltrami, H., and E. Bourlon, 2004: Ground warming patterns in the Northern Hemisphere during the last five centuries. Earth Planet. Sci. Lett., 227(3–4), 169–177.
- Berger, A., 1977: Long-term variations of earth's orbital elements. Celestial Mechanics, 15(1), 53–74.
- Berger, A., 1978: Long-term variation of caloric solar radiation resulting from the earth's orbital elements. Quat. Res., 9, 139–167.
- Berger, A.L., and M.F. Loutre, 1991: Insolation values for the climate of the last 10 million years. Quat. Sci. Rev., 10, 297–317.
- Berger, A.L., and M.F. Loutre, 2002: An exceptionally long interglacial ahead? Science, 297, 1287–1288.
- Berger, A.L., and M.F. Loutre, 2003: Climate 400,000 years ago, a key to the future? In: Earth's Climate and Orbital Eccentricity [Droxler, A.W., R.Z. Poore, and L.H. Burckle (eds.)]. American Geophysical Union, Washington, DC, pp. 17–26.
- Berggren, W.A., D.V. Kent, C.C.I. Swisher, and M.P. Aubry, 1995: Geochronology, Time Scales and Global Stratigraphic Correlation [W.A. Berggren (ed)]. Special Publication No. 54, Society for Sedimentary Geology, Tulsa, OK, 386 pp.
- Berner, R.A., and Z. Kothavala, 2001: GEOCARB III: A revised model of atmospheric CO<sub>2</sub> over phanerozoic time. Am. J. Sci., 301(2), 182–204.
- Bertrand, C., M.F. Loutre, and A. Berger, 2002a: High frequency variations of the Earth's orbital parameters and climate change. Geophys. Res. Lett., 29, doi:10.1029/2002GL015622.
- Bertrand, C., M.F. Loutre, M. Crucifix, and A. Berger, 2002b: Climate of the last millennium: a sensitivity study. Tellus, 54A(3), 221–244.
- Bianchi, G., and I.N. McCave, 1999: Holocene periodicity in north Atlantic climate and deep ocean flow south of Iceland. Nature, 397, 515–518.
- Bigelow, N., et al., 2003: Climate change and Arctic ecosystems: 1. Vegetation changes north of 55 degrees N between the last glacial maximum, mid-Holocene, and present. J. Geophys. Res., 108, doi:10.1029/2002JD002558.
- Bigler, M., et al., 2002: Sulphate record from a northeast Greenland ice core over the last 1200 years based on continuous flow analysis. Ann. Glaciol., 35, 250–256.
- Billups, K., J.E.T. Channell, and J. Zachos, 2002: Late Oligocene to early Miocene geochronology and paleoceanography from the subantarctic South Atlantic. Paleoceanography, 17(1), 1004, doi:10.1029/2000PA000568.
- Bird, M.I., J. Lloyd, and G.D. Farquhar, 1994: Terrestrial carbon storage at the LGM. Nature, 371(6498), 566–566.
- Birks, H.H., and B. Ammann, 2000: Two terrestrial records of rapid climatic change during the glacial-Holocene transition (14,000-9,000 calendar years B.P.) from Europe. Proc. Natl. Acad. Sci. U.S.A., 97, 1390–1394.
- Bjerknes, J., 1969: Atmospheric teleconnections from equatorial pacific. Mon. Weather Rev., 97(3), 163–172.
- Blunier, T., and E.J. Brook, 2001: Timing of millennial-scale climate change in Antarctica and Greenland during the last glacial period. Science, 291, 109–112.

- Blunier, T., et al., 1993: Atmospheric methane record from a Greenland ice core over the last 1000 years. Geophys. Res. Lett., 20(20), 2219–2222.
- Blunier, T., et al., 1995: Variations in atmospheric methane concentration during the Holocene epoch. Nature, 374(6517), 46–49.
- Blunier, T., et al., 1998: Asynchrony of Antarctic and Greenland climate change during the last glacial period. Nature, 394, 739–743.
- Bohaty, S.M., and J.C. Zachos, 2003: Significant Southern Ocean warming event in the late middle Eocene. Geology, 31(11), 1017–1020.
- Bond, G., et al., 1993: Correlations between climate records from North Atlantic sediments and Greenland ice. Nature, 365, 143–147.
- Bond, G., et al., 1997: A pervasive millennial-scale cycle in the North Atlantic Holocene and glacial climates. Science, 278, 1257–1266.
- Bond, G., et al., 2001: Persistent solar influence on North Atlantic climate during the Holocene. Science, 294, 2130–2136.
- Bond, W.J., G.F. Midgley, and F.I. Woodward, 2003: The importance of low atmospheric CO<sub>2</sub> and fire in promoting the spread of grasslands and savannas. Global Change Biol., 9(7), 973–982.
- Booth, R.K., et al., 2005: A severe centennial-scale drought in midcontinental North America 4200 years ago and apparent global linkages. The Holocene, 15, 321–328.
- Bopp, L., K.E. Kohlfeld, C. Le Quéré, and O.O. Aumont, 2002: Dust impact on marine biota and atmospheric CO<sub>2</sub> in glacial periods. Geochim. Cosmochim. Acta, 66(15A), A91, Suppl. 1, Aug. 2002.
- Bowen, G.J., et al., 2002: Mammalian dispersal at the Paleocene/Eocene boundary. Science, 295(5562), 2062–2065.
- Bowen, G.J., et al., 2004: A humid climate state during the Palaeocene/ Eocene thermal maximum. Nature, 432(7016), 495–499.
- Braconnot, P., O. Marti, S. Joussaume, and Y. Leclaninche, 2000: Ocean feedbacks in response to 6 kyr insolation. J. Clim., 13, 1537–1553.
- Braconnot, P., et al., 2002: How the simulated change in monsoon at 6 ka BP is related to the simulation of the modern climate: results from the Paleoclimate Modeling Intercomparison Project. Clim. Dyn., 19(2), 107–121.
- Braconnot, P., et al., 2004: Evaluation of PMIP coupled ocean-atmosphere simulations of the Mid-Holocene. In: Past Climate Variability through Europe and Africa, Vol. 6 [Battarbee, R.W., F. Gasse, and C.E. Stickley (eds)], Springer, Dordrecht, The Netherlands, 515–534.
- Bradley, R.S., 1999: Climatic variability in sixteenth-century Europe and its social dimension - Preface. Clim. Change, 43(1), 1–2.
- Bradley, R.S., M.K. Hughes, and H.F. Diaz, 2003a: Climate in Medieval time. Science, 302(5644), 404–405.
- Bradley, R.S., K.R. Briffa, J. Cole, and T.J. Osborn, 2003b: The climate of the last millennium. In: Paleoclimate, Global Change and the Future [Alverson, K.D., R.S. Bradley, and T.F. Pedersen (eds.)]. Springer, Berlin, pp. 105–141.
- Bralower, T.J., 2002: Evidence of surface water oligotrophy during the Paleocene-Eocene thermal maximum: Nannofossil assemblage data from Ocean Drilling Program Site 690, Maud Rise, Weddell Sea. Paleoceanography, 17(2), 1023, doi:10.1029/2001PA000662.
- Bräuning, A., and B. Mantwill, 2004: Summer temperature and summer monsoon history on the Tibetan plateau during the last 400 years recorded by tree rings. Geophys. Res. Lett., 31(24), L24205, doi:10.1029/2004GL020793.
- Briffa, K.R., 2000: Annual climate variability in the Holocene: interpreting the message of ancient trees. Quat. Sci. Rev., 19(1–5), 87–105.

- Briffa, K.R., and T.J. Osborn, 1999: Perspectives: Climate warming Seeing the wood from the trees. Science, 284(5416), 926–927.
- Briffa, K.R., and T.J. Osborn, 2002: Paleoclimate Blowing hot and cold. Science, 295(5563), 2227-2228.
- Briffa, K.R., T.J. Osborn, and F.H. Schweingruber, 2004: Large-scale temperature inferences from tree rings: a review. Global Planet. Change, 40(1–2), 11–26.
- Briffa, K.R., et al., 2001: Low-frequency temperature variations from a northern tree ring density network. J. Geophys. Res., 106(D3), 2929–2941.
- Brigham-Grette, J., and D.M. Hopkins, 1995: Emergent marine record and paleoclimate of the last interglaciation along the northwest Alaskan coast. Quat. Res., 43, 159–173.
- Broecker, W.S., and G.M. Henderson, 1998: The sequence of events surrounding Termination II and their implications for the cause of glacial-interglacial CO<sub>2</sub> changes. Paleoceanography, 13, 352–364.
- Broecker, W.S., and E. Clark, 2003: Holocene atmospheric CO<sub>2</sub> increase as viewed from the seafloor. Global Biogeochem. Cycles, 17(2), doi:10.1029/2002GB001985.
- Brook, E.J., et al., 2000: On the origin and timing of rapid changes in atmospheric methane during the last glacial period. Global Biogeochem. Cycles, 14(2), 559–572.
- Brooks, C.E.P., 1922: The Evolution of Climate. [Preface by Simpson, G.C.] Benn Brothers, London, 173 pp.
- Brooks, K., et al., 2005: Late-Quaternary lowstands of Lake Bosumtwi, Ghana: evidence from high-resolution seismic-reflection and sedimentcore data. Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol., 216(3–4), 235–249.
- Brovkin, V., et al., 2002: Carbon cycle, vegetation and climatic dynamics in the Holocene: Experiments with the CLIMBER-2 model. Global Biogeochem. Cycles, 16, 1139, doi:10.1029/2001GB001662.
- Burger, G., and U. Cubasch, 2005: Are multiproxy climate reconstructions robust? Geophys. Res. Lett., 32(23), doi:10.1029/2005GL024155.
- Caillon, N., et al., 2003: Timing of atmospheric CO<sub>2</sub> and Antarctic temperature changes across Termination III. Science, 299, 1728–1731.
- Calov, R., A. Ganopolski, V. Petoukhov, and M. Claussen, 2002: Largescale instabilities of the Laurentide ice sheet simulated in a fully coupled climate-system model. Geophys. Res. Lett., 29, 2216, doi:10.1029/2002GL016078.
- Calov, R., et al., 2005: Transient simulation of the last glacial inception. Part II: Sensitivity and feedback analysis. Clim. Dyn., 24, 563–576.
- Cane, M.A., 2005: The evolution of El Niño, past and future. Earth Planet. Sci. Lett., 230(3–4), 227–240.
- CAPE Last Interglacial Project Members, 2006: Last Interglacial Arctic warmth confirms polar amplification of climate change. Quat. Sci. Rev., 25(13–14), 1383–1400.
- Castellano, E., et al., 2005: Holocene volcanic history as recorded in the sulfate stratigraphy of the European Project for Ice Coring in Antarctica Dome C (EDC96) ice core. J. Geophys. Res., 110, D06114, doi:10.1029/2004JD005259.
- Cerling, T.E., 1991: Carbon dioxide in the atmosphere: Evidence from Cenozoic and Mesozoic paleosols. Am. J. Sci., 291, 377–400.
- Chandler, M.A., D. Rind, and R.S. Thompson, 1994: Joint investigations of the middle Pliocene climate II: GISS GCM Northern Hemisphere results. Global Planet. Change, 9, 197–219.
- Chapman, D.S., M.G. Bartlett, and R.N. Harris, 2004: Comment on "Ground vs. surface air temperature trends: Implications for borehole surface temperature reconstructions" by M. E. Mann and G. Schmidt. Geophys. Res. Lett., 31(7), L07205, doi:10.1029/2003GL019054.

- Chappellaz, J.A., I.Y. Fung, and A.M. Thompson, 1993: The atmospheric CH<sub>4</sub> increase since the last glacial maximum. Tellus, B45(3), 228–241.
- Chappellaz, J., et al., 1997: Changes in the atmospheric CH<sub>4</sub> gradient between Greenland and Antarctica during the Holocene. J. Geophys. Res., 102(D13), 15987–15997.
- Charles, C.D., D.E. Hunter, and R.G. Fairbanks, 1997: Interaction between the ENSO and the Asian monsoon in a coral record of tropical climate. Science, 277(5328), 925–928.
- Church, J.A., et al., 2001: Changes in sea level. In: Climate Change 2001: The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Houghton, J.T. et al. (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, pp. 639–693.
- Claquin, T., et al., 2003: Radiative forcing of climate by ice-age atmospheric dust. Clim. Dyn., 20, 193–202.
- Clark, P.U., N.G. Pisias, T.F. Stocker, and A.J. Weaver, 2002: The role of the thermohaline circulation in abrupt climate change. Nature, 415, 863–869.
- Clarke, G.K.C., D.W. Leverington, J.T. Teller, and A.S. Dyke, 2004: Paleohydraulics of the last outburst flood from glacial Lake Agassiz and the 8200 BP cold event. Quat. Sci. Rev., 23, 389–407.
- Claussen, M., and Gayler, V., 1997: The greening of Sahara during the mid-Holocene: results of an interactive atmosphere-biome model. Global Ecol. Biogeogr. Lett., 6, 369–377.
- Claussen, M., et al., 1999: Simulation of an abrupt change in Saharan vegetation in the mid-Holocene. Geophys. Res. Lett., 26(14), 2037–2040.
- Claussen, M., et al., 2002: Earth system models of intermediate complexity: closing the gap in the spectrum of climate system models. Clim. Dyn., 18(7), 579–586.
- Clement, A.C., and M.A. Cane, 1999: A role for the tropical Pacific coupled oceanatmosphere system on Milankovitch and millennial timescales. Part I: A modeling study of tropical Pacific variability. In: Mechanisms of Global Climate Change at Millennial Time Scales [Clark, P.U., R.S. Webb, and L.D. Keigwin (eds.)]. American Geophysical Union, Washington, DC, pp. 363–371.
- Clement, A.C., R. Seager, and M.A. Cane, 2000: Suppression of El Niño during the mid-Holocene by changes in the earth's orbit. Paleoceanography, 15(6), 731–737.
- Clement, A.C., M.A. Cane, and R. Seager, 2001: An orbitally driven tropical source for abrupt climate change. J. Clim., 14(11), 2369–2375.
- Clement, A.C., R. Seager, M.A. Cane, and S.E. Zebiak, 1996: An ocean dynamical thermostat. J. Clim., 9(9), 2190–2196.
- Cobb, K.M., C.D. Charles, H. Cheng, and R.L. Edwards, 2003: El Niño/Southern Oscillation and tropical Pacific climate during the last millennium. Nature, 424(6946), 271–276.
- Coe, M.T., and S.P. Harrison 2002: The water balance of northern Africa during the mid-Holocene: an evaluation of the 6 ka BPPMIP simulations. Clim. Dyn., 19(2), 155–166.
- Cole, J., 2003: Global change Dishing the dirt on coral reefs. Nature, 421(6924), 705-706.
- Cole, J.E., and E.R. Cook, 1998: The changing relationship between ENSO variability and moisture balance in the continental United States. Geophys. Res. Lett., 25(24), 4529–4532.
- Cole, J.E., R.B. Dunbar, T.R. McClanahan, and N.A. Muthiga, 2000: Tropical Pacific forcing of decadal SST variability in the western Indian Ocean over the past two centuries. Science, 287(5453), 617–619.
- Cook, E.R., J.G. Palmer, and R.D. D'Arrigo, 2002a: Evidence for a 'Medieval Warm Period' in a 1,100 year tree-ring reconstruction of past austral summer temperatures in New Zealand. Geophys. Res. Lett., 29(14), 1667, doi:10.1029/2001GL014580.

- Cook, E.R., R.D. D'Arrigo, and M.E. Mann, 2002b: A well-verified, multiproxy reconstruction of the winter North Atlantic Oscillation index since AD 1400. J. Clim., 15(13), 1754–1764.
- Cook, E.R., J. Esper, and R.D. D'Arrigo, 2004a: Extra-tropical Northern Hemisphere land temperature variability over the past 1000 years. Quat. Sci. Rev., 23(20–22), 2063–2074.
- Cook, E.R., B.M. Buckley, R.D. D'Arrigo, and M.J. Peterson, 2000: Warmseason temperatures since 1600 BC reconstructed from Tasmanian tree rings and their relationship to large-scale sea surface temperature anomalies. Clim. Dyn., 16(2–3), 79–91.
- Cook, E.R., et al., 2004b: Long-term aridity changes in the western United States. Science, 306(5698), 1015–1018.
- Cortijo, E., et al., 1997: Changes in the sea surface hydrology associated with Heinrich event 4 in the North Atlantic Ocean (40-60°N). Earth Planet. Sci. Lett., 146, 29–45.
- Cortijo, E., et al., 1999: Changes in meridional temperature and salinity gradients in the North Atlantic Ocean (30°-72°N) during the last interglacial period. Paleoceanography, 14(1), 23–33.
- Cronin, T.M., 1999: Principles of Paleoclimatology. Perspectives in Paleobiology and Earth History. Columbia University Press, New York, NY, 560 pp.
- Cronin, T.M., et al., 2005: Mid-Pliocene deep-sea bottom-water temperatures based on ostracode Mg/Ca ratios. Mar. Micropaleontol., 54(3–4), 249–261.
- Crouch, E.M., et al., 2003: The Apectodinium acme and terrestrial discharge during the Paleocene-Eocene thermal maximum: new palynological, geochemical and calcareous nannoplankton observations at Tawanui, New Zealand. Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol., 194(4), 387–403.
- Crowley, T.J., 1992: North Atlantic deep water cools the Southern Hemisphere. Paleoceanography, 7, 489–497.
- Crowley, T.J., 1995: Ice-age terrestrial carbon changes revisited. Global Biogeochem. Cycles, 9(3), 377–389.
- Crowley, T.J., 1998: Significance of tectonic boundary conditions for paleoclimate simulations. In: Tectonic Boundary Conditions for Climate Reconstructions [Crowley, T.J., and K.C. Burke (eds.)]. Oxford University Press, New York, pp. 3–17.
- Crowley, T.J., 2000: Causes of climate change over the past 1000 years. Science, 289(5477), 270–277.
- Crowley, T.J., and T.S. Lowery, 2000: How warm was the medieval warm period? Ambio, 29(1), 51–54.
- Crowley, T.J., et al., 2003: Modeling ocean heat content changes during the last millennium. Geophys. Res. Lett., 30(18), 1932, doi:10.1029/2003GL017801.
- Crucifix, M., and M.F. Loutre, 2002: Transient simulations over the last interglacial period (126-115 kyr BP). Clim. Dyn., 19, 417–433.
- Crucifix, M., and C.D. Hewitt, 2005: Impact of vegetation changes on the dynamics of the atmosphere at the Last Glacial Maximum. Clim. Dyn., 25(5), 447–459.
- Crucifix, M., et al., 2002: Climate evolution during the Holocene, a study with an Earth System model of intermediate complexity. Clim. Dyn., 19, 43–60.
- Cuffey, K.M., and S.J. Marshall, 2000: Substantial contribution to sea-level rise during the last interglacial from the Greenland ice sheet. Nature, 404, 591–594.
- Cullen, H.M., A. Kaplan, P.A. Arkin, and P.B. Demenocal, 2002: Impact of the North Atlantic Oscillation on Middle Eastern climate and streamflow. Clim. Change, 55(3), 315–338.
- Cumming, B.F., et al., 2002: Persistent millennial-scale shifts in moisture regimes in western Canada during the past six millennia. Proc. Natl. Acad. Sci. U.S.A., 99(25), 16117–16121.

- Cutler, K.B., et al., 2003: Rapid sea-level fall and deep-ocean temperature change since the last interglacial period, Earth Planet. Sci. Lett., 206, 253–271.
- Dahl, K., A. Broccoli, and R. Stouffer, 2005: Assessing the role of North Atlantic freshwater forcing in millennial scale climate variability: a tropical Atlantic perspective. Clim. Dyn., 24(4), 325–346.
- Dahl, S.O., and A. Nesje, 1996: A new approach to calculating Holocene winter precipitation by combining glacier equilibrium-line altitudes and pine-tree limits: A case study from Hardangerjøkulen, central southern Norway. The Holocene, 6(4), 381–398.
- Dahl-Jensen, D., V.I. Morgan, and A. Elcheikh, 1999: Monte Carlo inverse modelling of the Law Dome (Antarctica) temperature profile. Ann. Glaciol., 29, 145–150.
- Dahl-Jensen, D., et al., 1998: Past temperature directly from the Greenland Ice Sheet. Science, 282, 268–271.
- D'Arrigo, R., R. Wilson, and G. Jacoby, 2006: On the long-term context for late twentieth century warming. J. Geophys. Res., 111(D3), doi:10.1029/2005JD006352.
- D'Arrigo, R.D., et al., 2004: Thresholds for warming-induced growth decline at elevational tree line in the Yukon Territory, Canada. Global Biogeochem. Cycles, 18(3), GB3021, doi:10.1029/2004GB002249.
- D'Arrigo, R., et al., 2005: On the variability of ENSO over the past six centuries. Geophys. Res. Lett., 32(3), L03711, doi:10.1029/2004GL022055.
- Davis, B.A.S., et al., 2003: The temperature of Europe during the Holocene reconstructed from pollen data. Quat. Sci. Rev., 22, 1701–1716.
- de Menocal, P., J. Ortiz, T. Guilderson, and M. Sarnthein, 2000: Coherent high- and lowlatitude climate variability during the Holocene warm period. Science, 288(5474), 2198– 2202.
- de Noblet-Ducoudre, N., R. Claussen, and C. Prentice, 2000: Mid-Holocene greening of the Sahara: first results of the GAIM 6000 year BP experiment with two asynchronously coupled atmosphere/biome models. Clim. Dyn., 16(9), 643–659.
- de Vernal, A., et al., 2006: Comparing proxies for the reconstruction of LGM sea-surface conditions in the northern North Atlantic. Quat. Sci. Rev., 25(21–22), 2820–2834.
- DeConto, R.M., and D. Pollard, 2003: Rapid Cenozoic glaciation of Antarctica induced by declining atmospheric CO<sub>2</sub>. Nature, 421(6920), 245–249.
- Delworth, T.L., and M.E. Mann, 2000: Observed and simulated multidecadal variability in the Northern Hemisphere. Clim. Dyn., 16(9), 661–676.
- Dickens, G.R., and R.M. Owen, 1996: Sediment geochemical evidence for an early-middle Gilbert (early Pliocene) productivity peak in the North Pacific Red Clay Province. Mar. Micropaleontol., 27(1–4), 107–120.
- Dickens, G.R., M.M. Castillo, and J.C.G. Walker, 1997: A blast of gas in the latest Paleocene: Simulating first-order effects of massive dissociation of oceanic methane hydrate. Geology, 25(3), 259–262.
- Ding, Z.L., et al., 2002: Stacked 2.6-Ma grain size record from the Chinese loess based on five sections and correlation with the deep-sea  $\delta$ 18O record. Paleoceanography, 17(3), 1033, doi:10.1029/2001PA000725.
- Dlugokencky, E.J., L.P. Steele, P.M. Lang, and K.A. Masarie, 1994: The growth rate and distribution of atmospheric methane. J. Geophys. Res., 99, 17021–17043.
- Dokken, T.M., and E. Jansen, 1999: Rapid changes in the mechanism of ocean convection during the last glacial period. Nature, 401, 458–461.
- Domack, E., et al., 2005: Stability of the Larsen B ice shelf on the Antarctic Peninsula during the Holocene epoch. Nature, 436, 681–685.
- Dowsett, H.J., and T.M. Cronin, 1990: High eustatic sea level during the middle Pliocene: evidence from southeastern U.S. Atlantic coastal plain. Geology, 18, 435–438.

- Dowsett, H., J. Barron, and R. Poore, 1996: Middle Pliocene sea surface temperatures: A global reconstruction. Mar. Micropaleontol., 27(1–4), 13–25.
- Dowsett, H.J., M.A. Chandler, T.M. Cronin, and G.S. Dwyer, 2005: Middle Pliocene sea surface temperature variability. Paleoceanography, 20(2), doi:10.1029/2005PA001133.
- Duplessy, J.C., L. Labeyrie, and C. Waelbroeck, 2002: Constraints on the ocean oxygen isotopic enrichment between the Last Glacial Maximum and the Holocene: Paleoceanographic implications. Quat. Sci. Rev., 21, 315–330.
- Duplessy, J.C., et al., 2001: Holocene paleoceanography of the northern Barents Sea and variations of the northward heat transport by the Atlantic Ocean. Boreas, 30, 2–16.
- Ehrmann, W.U., and A. Mackensen, 1992: Sedimentological evidence for the formation of an East Antarctic ice-sheet in Eocene Oligocene time. Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol., 93(1–2), 85–112.
- Elliot, M., et al., 1998: Millennial scale iceberg discharges in the Irminger Basin during the last glacial period: relationship with the Heinrich events and environmental settings. Paleoceanography, 13, 433–446.
- Ellis, J.M., and Calkin, P.E., 1984: Chronology of Holocene glaciation, central Brooks Range, Alaska. Geol. Soc. Am. Bull., 95, 897–912.
- Enting, I.G., 1987: On the use of smoothing splines to filter CO<sub>2</sub> data. J. Geophys. Res., 92, 10977–10984.
- EPICA community members, 2004: Eight glacial cycles from an Antarctic ice core. Nature, 429(6992), 623–628.
- Esper, J., E.R. Cook, and F.H. Schweingruber, 2002: Low-frequency signals in long tree-ring chronologies for reconstructing past temperature variability. Science, 295(5563), 2250–2253.
- Esper, J., D.C. Frank, R.J.S. Wilson, and K.R. Briffa, 2005: Effect of scaling and regression on reconstructed temperature amplitude for the past millennium. Geophys. Res. Lett., 32(7), doi:10.1029/2004GL021236.
- Etheridge, D.M., et al., 1996: Natural and anthropogenic changes in atmospheric CO<sub>2</sub> over the last 1000 years from air in Antarctic ice and firn. J. Geophys. Res., 101(D2), 4115–4128.
- Evans, M.N., A. Kaplan, and M.A. Cane, 2002: Pacific sea surface temperature field reconstruction from coral  $\delta$ 18O data using reduced space objective analysis. Paleoceanography, 17(1), 1007, doi:10.1029/2000PA000590.
- Eyer, M., 2004: Highly Resolved  $\delta$ 13C Measurements on CO<sub>2</sub> in Air from Antarctic Ice Cores. PhD Thesis, University of Bern, 113 pp.
- Fairbanks, R.G., 1989: A 17,000 year glacio-eustatic sea level record: Influence of glacial melting rates on the Younger Dryas event and deepocean circulation. Paleoceanography, 342, 637–642.
- Farrera, I., et al., 1999: Tropical climates at the Last Glacial Maximum: a new synthesis of terrestrial palaeoclimate data. I. Vegetation, lake-levels and geochemistry. Clim. Dyn., 15, 823–856.
- Ferretti, D.F., et al., 2005: Unexpected changes to the global methane budget over the past 2000 years. Science, 309, 1714–1717.
- Fischer, G., and G. Wefer (eds.), 1999: Use of Proxies in Paleoceanography: Examples from the South Atlantic. Springer, Berlin, 735 pp.
- Fleitmann, D., et al., 2003: Holocene forcing of the Indian monsoon recorded in a stalagmite from southern Oman. Science, 300, 1737–1740.
- Fligge, M., and S.K. Solanki, 2000: The solar spectral irradiance since 1700. Geophys. Res. Lett., 27, 2157–2160.
- Flückiger, J., et al., 1999: Variations in atmospheric N<sub>2</sub>O concentration during abrupt climatic changes. Science, 285(5425), 227–230.

- Flückiger, J., et al., 2002: High resolution Holocene N<sub>2</sub>O ice core record and its relationship with CH<sub>4</sub> and CO<sub>2</sub>. Global Biogeochem. Cycles, 16, doi:10.1029/2001GB001417.
- Flückiger, J., et al., 2004: N<sub>2</sub>O and CH<sub>4</sub> variations during the last glacial epoch: Insight into global processes. Global Biogeochem. Cycles, 18, doi:10.1029/2003GB002122.
- Folland, C.K., et al., 2001: Observed climate variability and change. In: Climate Change 2001: The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Houghton, J.T. et al. (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, pp. 99–181.
- Forman, S.L., R. Oglesby, and R.S. Webb, 2001: Temporal and spatial patterns of Holocene dune activity on the Great Plains of North America: megadroughts and climate links. Global Planet. Change, 29(1–2), 1–29.
- Foster, S., 2004: Reconstruction of Solar Irradiance Variations for Use in Studies of Global Climate Change: Application of Recent SOHO Observations with Historic Data from the Greenwich Observatory. Ph.D. Thesis, University of Southampton, Southampton, UK.
- Foukal, P., G. North, and T. Wigley, 2004: A stellar view on solar variations and climate. Science, 306(5693), 68–69.
- Francois, L.M., C. Delire, P. Warnant, and G. Munhoven, 1998: Modelling the glacialinterglacial changes in the continental biosphere. Global Planet. Change, 17, 37–52.
- Francois, L.M., et al., 1999: Carbon stocks and isotopic budgets of the terrestrial biosphere at mid-Holocene and last glacial maximum times. Chem. Geol., 159, 163–189.
- Freeman, K.H., and J.M. Hayes, 1992: Fractionation of carbon isotopes by phytoplankton and estimates of ancient CO<sub>2</sub> levels. Global Biogeochem. Cycles, 6, 185–198.
- Friedlingstein, P., et al., 2006: Climate-carbon cycle feedback analysis, results from the C4MIP model intercomparison. J. Clim., 19 (14), 3337–3353.
- Fröhlich, C., and J. Lean, 2004: Solar radiative output and its variability: evidence and mechanisms. Astron. Astrophys. Rev., 12, 273–320.
- Gaffen, D.J., et al., 2000: Multidecadal changes in the vertical temperature structure of the tropical troposphere. Science, 287(5456), 1242–1245.
- Gagan, M.K., et al., 1998: Temperature and surface-ocean water balance of the mid-Holocene tropical western Pacific. Science, 279, 1014–1018.
- Ganopolski, A., and S. Rahmstorf, 2001: Rapid changes of glacial climate simulated in a coupled climate model. Nature, 409, 153–158.
- Gellatly, A.F., T.J. Chinn, and F. Röthlisberger, 1988: Holocene glacier variations in New Zealand: a review. Quat. Sci. Rev., 7, 227–242.
- Gerber, S., et al., 2003: Constraining temperature variations over the last millennium by comparing simulated and observed atmospheric CO<sub>2</sub>. Clim. Dyn., 20(2–3), 281–299.
- Gersonde, R., X. Crosta, A. Abelmann, and L. Armand, 2005: Sea-surface temperature and sea ice distribution of the Southern Ocean at the EPILOG Last Glacial Maximum a circum-Antarctic view based on siliceous microfossil records. Quat. Sci. Rev., 24 (7–9), 869–896
- Gherardi, J.M., et al., 2005: Evidence from the North Eastern Atlantic Basin for variability of the Meridional Overturning Circulation through the last deglaciation. Earth Planet. Sci. Lett., 240, 710–723.
- Gladstone, R.M., et al., 2005: Mid-Holocene NAO: a PMIP2 model intercomparison. Geophys. Res. Lett., 32, L16707, doi:10.1029/2005GL023596.
- Goldstein, B., F. Joos, and T.F. Stocker, 2003: A modeling study of oceanic nitrous oxide during the Younger Dryas cold period. Geophys. Res. Lett., 30, doi:10.1029/2002GL016418.

- Goni, M.F.S., F. Eynaud, J.L. Turon, and N.J. Shackleton, 1999: High resolution palynological record off the Iberian margin: direct land-sea correlation for the Last Interglacial complex. Earth Planet. Sci. Lett., 171(1), 123–137.
- González-Rouco, F., H. von Storch, and E. Zorita, 2003: Deep soil temperature as proxy for surface air-temperature in a coupled model simulation of the last thousand years. Geophys. Res. Lett., 30(21), 2116, doi:10.1029/2003GL018264.
- González-Rouco, J.F., H. Beltrami, E. Zorita, and H. von Storch, 2006: Simulation and inversion of borehole temperature profiles in surrogate climates: Spatial distribution and surface coupling. Geophys. Res. Lett., 33(1), L01703, doi:10.1029/2005GL024693.
- Goosse, H., H. Renssen, A. Timmermann, and R.S. Bradley, 2005a: Internal and forced climate variability during the last millennium: a model-data comparison using ensemble simulations. Quat. Sci. Rev., 24, 1345–1360.
- Goosse, H., et al., 2004: A late medieval warm period in the Southern Ocean as a delayed response to external forcing? Geophys. Res. Lett., 31, L06203, doi:10.1029/2003GL019140.
- Goosse, H., et al., 2005b: Modelling the climate of the last millennium: what causes the differences between simulations? Geophys. Res. Lett., 32, L06710, doi:10.1029/2005GL022368.
- Gosnold, W.D., P.E. Todhunter, and W. Schmidt, 1997: The borehole temperature record of climate warming in the mid- continent of North America. Global Planet. Change, 15(1–2), 33–45.
- Gradstein, F.M., J.G. Ogg, and A.G. Smith (eds.), 2004: A Geologic Time Scale. Cambridge University Press, Cambridge, 589 pp.
- Greenblatt, J.B., and J.L. Sarmiento, 2004: Variability and climate feedback mechanisms in ocean uptake of CO<sub>2</sub>. In: The Global Carbon Cycle [Field, C.B., and M.R. Raupach (eds)]. Island Press, Washington, DC, pp. 257–275.
- Guilderson, T.P., R.G. Fairbanks, and J.L. Rubenstone, 1994: Tropical temperature variations since 20,000 years ago: modulating interhemispheric climate change. Science, 263, 663–665.
- Guiot, J., et al., 2005: Last-millennium summer-temperature variations in Western Europe based on proxy data. The Holocene, 15(4), 489–500.
- Guo, Z.T., N. Petit-Maire, and S. Kropelin, 2000: Holocene non-orbital climatic events in present-day arid areas of Northern Africa and China. Global Planet. Change, 26(1–3), 97–103.
- Guo, Z.T., et al., 2004: Late Miocene-Pliocene development of Asian aridification as recorded in the Red-Earth formation in northern China. Global Planet. Change, 41(3–4), 135–145.
- Gupta, A.K., D.M. Anderson, and J.T. Overpeck, 2003: Abrupt changes in the Asian southwest monsoon during the Holocene and their links to the North Atlantic Ocean. Nature, 421, 354–357.
- Hall, J.C., and G.M. Lockwood, 2004: The chromospheric activity and variability of cycling and flat activity solar-analog stars. Astrophys. J., 614, 942–946.
- Hambrey, M.J., W.U. Ehrmann, and B. Larsen, 1991: Cenozoic glacial record of the Prydz Bay continental shelf, East Antarctica. In: Proceedings of the Ocean Drilling Program: Scientific Results, Vol. 119. Ocean Drilling Program, College Station, TX, pp. 77–131.
- Hanebuth, T., K. Stattegger, and P.M. Grootes, 2000: Rapid flooding of the Sunda Shelf: A late-glacial sea-level record. Science, 288(5468), 1033–1035.
- Harrington, G.J., S.J. Kemp, and P.L. Koch, 2004: Palaeocene-Eocene paratropical floral change in North America: responses to climate change and plant immigration. J. Geol. Soc. London, 161, 173–184.

- Harris, R.N., and D.S. Chapman, 2001: Mid-latitude (30°-60° N) climatic warming inferred by combining borehole temperatures with surface air temperatures. Geophys. Res. Lett., 28(5), 747–750.
- Harrison, S.P., 2005: Snowlines at the last glacial maximum and tropical cooling. Quat. Int., 138, 5–7.
- Harrison, S.P., and I.C. Prentice, 2003: Climate and CO<sub>2</sub> controls on global vegetation distribution at the last glacial maximum: analysis based on palaeovegetation data, biome modelling and paleoclimate simulations. Global Change Biol., 9, 983–1004.
- Harrison, S.P., et al., 2003: Mid-Holocene climates of the Americas: adynamical response to changed seasonality. Clim. Dyn., 20(7–8), 663–688.
- Haug, G.H., et al., 2001: Southward migration of the Intertropical Convergence Zone through the Holocene. Science, 17(293), 1304–1308.
- Hays, J.D., J. Imbrie, and N.J. Shackleton, 1976: Variations in the earth's orbit: pacemaker of the ice ages. Science, 194, 1121–1132.
- Haywood, A.M., P.J. Valdes, and B.W. Sellwood, 2000: Global scale paleoclimate reconstruction of the middle Pliocene climate using the UKMO GCM: initial results. Global Planet. Change, 25, 239–256.
- Haywood, A.M., P. Dekens, A.C. Ravelo, and M. Williams, 2005: Warmer tropics during the mid-Pliocene? Evidence from alkenone paleothermometry and a fully coupled oceanatmosphere GCM. Geochem. Geophys. Geosystems, 6, Q03010, doi:10.1029/ 2004GC000799.
- He, Y., et al., 2004: Asynchronous Holocene climatic change across China. Quat. Res., 61, 52–63.
- Hegerl, G.C., T.J. Crowley, W.T. Hyde, and D.J. Frame, 2006: Climate sensitivity constrained by temperature reconstructions over the past seven centuries. Nature, 440, 1029–1032.
- Hemming, S.R., 2004: Heinrich events: Massive late Pleistocene detritus layers of the North Atlantic and their global climate imprint. Rev. Geophys., 42(1), RG1005, doi:10.1029/2003RG000128.
- Higgins, P.A.T., 2004: Biogeochemical and biophysical responses of the land surface to a sustained thermohaline circulation weakening. J. Clim., 17, 4135–4142.
- Hodell, D.A., M. Brenner, and J.H. Curtis, 2005: Terminal classic drought in the northern Maya lowlands inferred from multiple sediment cores in Lake Chichancanab (Mexico). Quat. Sci. Rev., 24(12–13), 1413–1427.
- Hoerling, M., and A. Kumar, 2003: The perfect ocean for drought. Science, 299(5607), 691-694.
- Hoffmann, G., et al., 2003: Coherent isotope history of Andean ice cores over the last century. Geophys. Res. Lett., 30(4), doi:10.1029/2002GL014870.
- Holmgren, K., et al., 2003: Persistent millennial-scale climate variability over the past 25,000 years in Southern Africa. Quat. Sci. Rev., 22, 2311–2326.
- Holzhauser, H., M.J. Magny, and H.J. Zumbuhl, 2005: Glacier and lake level variations in west-central Europe over the last 3500 years. The Holocene, 15(6), 789–801.
- Hoyt, D.V., and K.H. Schatten, 1993: A discussion of plausible solar irradiance variations. J. Geophys. Res., 98, 18895–18906.
- Huang, S.P., and H.N. Pollack, 1998: Global Borehole Temperature Database for Climate Reconstruction. IGBP PAGES/World Data Center-A for Paleoclimatology Data Contribution Series #1998-044, NOAA/NGDC Paleoclimatology Program, Boulder, CO.
- Huang, S.P., H.N. Pollack, and P.Y. Shen, 1997: Late Quaternary temperature changes seen in the world-wide continental heat flow measurements. Geophys. Res. Lett., 24, 1947–1950.
- Huang, S.P., H.N. Pollack, and P.Y. Shen, 2000: Temperature trends over the past five centuries reconstructed from borehole temperatures. Nature, 403(6771), 756–758.

- Huber, C., et al., 2006: Isotope calibrated Greenland temperature record over Marine Isotope Stage 3 and its relation to CH<sub>4</sub>. Earth Planet. Sci. Lett., 243(3–4), 504–519.
- Hughen, K.A., J.T. Overpeck, L.C. Peterson, and S. Trumbore, 1996: Rapid climate changes in the tropical Atlantic region during the last deglaciation. Nature, 380(6569), 51–54.
- Hughen, K.A., T.I. Eglinton, L. Xu, and M. Makou, 2004: Abrupt tropical vegetation response to rapid climate changes. Science, 304(5679), 1955–1959.
- Hughes, M.K., and H.F. Diaz, 1994: Was there a Medieval Warm Period, and if so, where and when? Clim. Change, 26(2–3), 109–142.
- Humlum, O., et al., 2005: Late-Holocene glacier growth in Svalbard, documented by subglacial relict vegetation and living soil microbes. The Holocene, 15(3), 396–407.
- Hurrell, J.W., 1995: Decadal trends in the North-Atlantic Oscillation regional temperatures and precipitation. Science, 269(5224), 676–679.
- Huybers, P., 2005: Comment on "Hockey sticks, principal components, and spurious significance" by S. McIntyre and R. McKitrick. Geophys. Res. Lett., 32(20), doi:10.1029/2005GL023395.
- Indermühle, A., et al., 2000: Atmospheric CO<sub>2</sub> concentration from 60 to 20 kyr BP from the Taylor Dome ice core, Antarctica. Geophys. Res. Lett., 27(5), 735–738.
- IPCC, 1990: Climate Change: The IPCC Scientific Assessment [Houghton, J.T., G.J. Jenkins, and J.J. Ephraums (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 362 pp.
- IPCC, 2001: Climate Change 2001: The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Houghton, J.T., et al. (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 881 pp.
- Jackson, S.C., and A.J. Broccoli, 2003: Orbital forcing of Arctic climate: mechanisms of climate response and implications for continental glaciation. Clim. Dyn., 21, 539–557.
- Jansen, E., T. Fronval, F. Rack, and J.E.T. Channell, 2000: Pliocene- Pleistocene ice rafting history and cyclicity in the Nordic Seas during the last 3.5 Myr. Paleoceanography, 15(6), 709–721.
- Jasper, J.P., and J.M. Hayes, 1990: A carbon isotope record of CO<sub>2</sub> levels during the late Quaternary. Nature, 347, 462–464.
- Jennings, A.E., et al., 2001: A mid-Holocene shift in Arctic sea-ice variability on the East Greenland Shelf. The Holocene, 12, 49–58.
- Jiang, D., et al., 2005: Modeling the middle Pliocene climate with a global atmospheric general circulation model. J. Geophys. Res., 110, D14107, doi:10.1029/2004JD005639.
- Jörin, U.E., T.F. Stocker, and C. Schlüchter, 2006: Multi-century glacier fluctuations in the Swiss Alps during the Holocene. The Holocene, 16(5), 697–704.
- Johnsen, S.J., et al., 2001: Oxygen isotope and palaeotemperature records from six Greenland ice-core stations: Camp Century, Dye-3, GRIP, GISP2, Renland and NorthGRIP. J. Quat. Sci., 16, 299–307.
- Jolly, D., S.P. Harrison, B. Damnati, and R. Bonnefille, 1998: Simulated climate and biomes of Africa during the Late Quaternary: comparison with pollen and lake status data. Quat. Sci. Rev., 17, 629–657.
- Jones, P.D., and A. Moberg, 2003: Hemispheric and large-scale surface air temperature variations: An extensive revision and an update to 2001. J. Clim., 16(2), 206–223.
- Jones, P.D., and M.E. Mann, 2004: Climate over past millennia. Rev. Geophys., 42(2), RG2002, doi:10.1029/2003RG000143.
- Jones, P.D., T.J. Osborn, and K.R. Briffa, 1997: Estimating sampling errors in large-scale temperature averages. J. Clim., 10(10), 2548–2568.

- Jones, P.D., T.J. Osborn, and K.R. Briffa, 2001: The evolution of climate over the last millennium. Science, 292(5517), 662–667.
- Jones, P.D., K.R. Briffa, and T.J. Osborn, 2003: Changes in the Northern Hemisphere annual cycle: Implications for paleoclimatology? J. Geophys. Res., 108(D18), 4588, doi:10.1029/2003JD003695.
- Jones, P.D., K.R. Briffa, T.P. Barnett, and S.F.B. Tett, 1998: High resolution palaeoclimatic records for the last millennium: interpretation, integration and comparison with General Circulation Model control-run temperatures. The Holocene, 8(4), 455–471.
- Joos, F., and I.C. Prentice, 2004: A paleo-perspective on changes in atmospheric CO<sub>2</sub> and climate. In: The Global Carbon Cycle: Integrating Humans, Climate and the Natural World [Field, C.B., and M.R. Raupach (eds.)]. Island Press, Washington DC, pp. 165–186.
- Joos, F., et al., 1999: Global warming and marine carbon cycle feedbacks on future atmospheric CO<sub>2</sub>. Science, 284, 464–467.
- Joos, F., et al., 2001: Global warming feedbacks on terrestrial carbon uptake under the Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC) emission scenarios. Global Biogeochem. Cycles, 15(4), 891–907.
- Joos, F., et al., 2004: Transient simulations of Holocene atmospheric carbon dioxide and terrestrial carbon since the Last Glacial Maximum. Global Biogeochem. Cycles, 18, doi:10.1029/2003GB002156.
- 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), 859–862.
- Kadomura, H., 1992: Climate change in the West African Sahel-Sudan zone since the Little Ice Age. In: Symposium on the Little Ice Age [Mikami, T. (ed.)]. Tokyo Metropolitan University, Tokyo, pp. 40–45.
- Kageyama, M., et al., 2004: Quantifying ice-sheet feedbacks during the last glacial inception. Geophys. Res. Lett., 31, doi:10.1029/2004GL021339.
- Kageyama, M., et al., 2006: Last Glacial Maximum temperatures over the North Atlantic, Europe, and western Siberia: a comparison between PMIP models, MARGO sea-surface temperatures and pollen-base reconstructions. Quat. Sci. Rev., 25, 2082–2102.
- Kaplan, J.O., I.C. Prentice, W. Knorr, and P.J. Valdes, 2002: Modeling the dynamics of terrestrial carbon storage since the Last Glacial Maximum. Geophys. Res. Lett., 29, doi:10.1029/2002GL015230.
- Kaplan, J.O, et al., 2003: Climate change and Arctic ecosystems: 2. Modeling, paleodatamodel comparisons, and future projections. J. Geophys. Res., 108, doi:10.1029/2002JD002559.
- Kaplan, M.R., and A.P. Wolfe, 2006: Spatial and temporal variability of Holocene temperature in the North Atlantic region. Quat. Res., 65, 223–231.
- Karlén, W. and J. Kuylenstierna, 1996: On solar forcing of Holocene climate: evidence from Scandinavia. The Holocene, 6, 359–365.
- Karlén, W., et al., 1999: Glacier fluctuations on Mount Kenya since ca 6000 cal. years BP: implications for Holocene climatic change in Africa. Ambio, 28(5), 409–418.
- Kaspar, F., and U. Cubasch, 2006: Simulations of the Eemian interglacial and the subsequent glacial inception with a coupled ocean-atmosphere general circulation model. In: The Climate of Past Interglacials [Sirocko, F., M. Claussen, M.F. Sánchez-Goñi and T. Litt (eds.)], Elsevier Science, Amsterdam, pp. 499-516.
- Kaspar, F., N. Kuhl, U. Cubasch, and T. Litt, 2005: A model-data comparison of European temperatures in the Eemian interglacial. Geophys. Res. Lett., 32, L11703, doi:10.1029/2005GL022456.

- Kaufman, D.S., et al., 2004: Holocene thermal maximum in the western Arctic (0-180°W). Quat. Sci. Rev., 23, 529–560.
- Keeling, C.D., and T.P. Whorf, 2005: Atmospheric CO<sub>2</sub> records from sites in the SiO air sampling network. In: Trends: A Compendium of Data on Global Change. Carbon Dioxide Information Analysis Center, Oak Ridge National Laboratory, U.S. Department of Energy, Oak Ridge, TN.
- Kennett, J.P., and L.D. Stott, 1991: Abrupt deep-sea warming, palaeoceanographic changes and benthic extinctions at the end of the Palaeocene. Nature, 353, 225–229.
- Khodri, M., G. Ramstein, N. De Noblet, and M. Kageyama, 2003: Sensitivity of the northern extratropics hydrological cycle to the changing insolation forcing at 126 and 115 ky BP. Clim. Dyn., 21, 273–287.
- Khodri, M., et al., 2005: The impact of precession changes on the Arctic climate during the last interglacial glacial transition. Earth Planet. Sci. Lett., 236, 285–304.
- Kim, J.H., et al., 2004: North Pacific and North Atlantic sea-surface temperature variability during the Holocene. Quat. Sci. Rev., 23, 2141–2154.
- Kitoh, A., and S. Murakami, 2002: Tropical Pacific climate at the mid-Holocene and the Last Glacial Maximum simulated by a coupled oceanatmosphere general circulation model. Paleoceanography, 17, 1047, doi:10.1029/2001PA000724.
- Klitgaard-Kristensen, D., et al., 1998: The short cold period 8,200 years ago documented in oxygen isotope records of precipitation in Europe and Greenland. J. Quat. Sci., 13(2), 165–169.
- Knies, J., J. Matthiessen, C. Vogt, and R. Stein, 2002: Evidence of 'Mid- Pliocene (similar to 3 Ma) global warmth' in the eastern Arctic Ocean and implications for the Svalbard/Barents Sea ice sheet during the late Pliocene and early Pleistocene (similar to 3-1.7 Ma). Boreas, 31(1), 82–93.
- Knox, J.C., 2000: Sensitivity of modern and Holocene floods to climate change. Quat. Sci. Rev., 19(1–5), 439–457.
- Knutti, R., J. Flückiger, T.F. Stocker, and A. Timmermann, 2004: Strong hemispheric coupling of glacial climate through freshwater discharge and ocean circulation. Nature, 430(7002), 851–856.
- Koch, J., B. Menounos, J. Clague, and G.D. Osborn, 2004: Environmental change in Garibaldi Provincial Park, Southern Coast Mountains, British Columbia. Geoscience Canada, 31(3), 127–135.
- Koch, P.L., J.C. Zachos, and P.D. Gingerich, 1992: Correlation between isotope records in marine and continental carbon reservoirs near the Paleocene Eocene boundary. Nature, 358(6384), 319–322.
- Koerner, R.M., 1989: Ice core evidence for extensive melting of the Greenland Ice-sheet in the last interglacial. Science, 244(4907), 964–968.
- Koerner, R.M., and D.A. Fisher, 2002: Ice-core evidence for widespread Arctic glacier retreat in the Last Interglacial and the early Holocene. Ann. Glaciol., 35, 19–24.
- Kohfeld, K., and S.P. Harrison, 2001: DIRTMAP: the geological record of dust. Earth Sci. Rev., 54, 81–114.
- Kohfeld, K.E., C. LeQuéré, S.P. Harrison, and R.F. Anderson, 2005: Role of marine biology in glacial-interglacial CO<sub>2</sub> cycles. Science, 308, 74–78.
- Köhler, P., F. Joos, S. Gerber, and R. Knutti, 2005: Simulating changes in vegetation distribution, land carbon storage, and atmospheric CO<sub>2</sub> in response to a collapse of the North Atlantic thermohaline circulation. Clim. Dyn., 25 (7–8), 689–708.
- Koutavas, A., J. Lynch-Stieglitz, T.M. Marchitto Jr., and J.P. Sachs, 2002: El Niño-like pattern in ice age tropical Pacific sea surface temperature. Science, 297, 226–230.

- Kucera, M., et al., 2005: Multiproxy approach for the reconstruction of the glacial ocean surface (MARGO). Quat. Sci. Rev., 24, 813–819.
- Kuhnert, H., et al., 1999: A 200-year coral stable oxygen isotope record from a high-latitude reef off western Australia. Coral Reefs, 18(1), 1–12.
- Kukla, G.J., et al., 2002: Last interglacial climates. Quat. Res., 58, 2-13.
- Kurtz, A.C., et al., 2003: Early Cenozoic decoupling of the global carbon and sulphur cycles. Paleoceanography, 18(4), doi:10.1029/2003PA000908.
- Laird, K.R., et al., 2003: Lake sediments record large-scale shifts in moisture regimes across the northern prairies of North America during the past two millennia. Proc. Natl. Acad. Sci. U.S.A., 100(5), 2483–2488.
- LaMarche, V.C., D.A. Graybill, H.C. Fritts, and M.R. Rose, 1984: Increasing atmospheric carbon dioxide: Tree ring evidence for growth enhancement in natural vegetation. Science, 225, 1019–1021.
- Lamb, H.H., 1965. The early medieval warm epoch and its sequel. Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol., 1(13), 13–37.
- Lamb, H.H., 1977: Climates of the Past, Present and Future. Vol. I and II. Metheun, London.
- Lamb, H.H., 1982: Climate History and the Modern World. Routledge, London and New York, 433 pp.
- Lambeck, K., 2002: Sea-level change from mid-Holocene to recent time: An Australian example with global implications. In: Ice Sheets, Sea Level and the Dynamic Earth [Mitrovica, J.X., and L.A. Vermeersen (eds.)]. Geodynamic Series Vol. 29, American Geophysical Union, Washington, DC, pp. 33–50.
- Lambeck, K., and J. Chappell, 2001: Sea level change through the last glacial cycle. Science, 292(5517), 679–686.
- Landais, A., et al., 2006: The glacial inception as recorded in the NorthGRIP Greenland ice core: timing, structure and associated abrupt temperature changes. Clim. Dyn., 26(2–3), 273–284.
- Laskar, J., et al., 2004: A long-term numerical solution for the insolation quantities of the Earth. Astron. Astrophys., 428(1), 261–285.
- Lauritzen, S.E., 2003: Reconstruction of Holocene climate records from speleothems. In: Global Change in the Holocene [Mackay, A., R. Battarbee, J. Birks, and F. Oldfield (eds)]. Arnold, London, pp. 242–263.
- Le Quesne, C., et al., 2006: Ancient Austrocedrus tree-ring chronologies used to reconstruct Central Chile precipitation variability from AD 1200 to 2000. J. Clim., 19(22), 5731– 5744.
- Lea, D.W., D.K. Pak, L.C. Peterson, and K.A. Hughen, 2003: Synchroneity of tropical and high-latitude Atlantic temperatures over the last glacial termination. Science, 301(5638), 1361–1364.
- Lean, J., 2000: Evolution of the sun's spectral irradiance since the Maunder Minimum. Geophys. Res. Lett., 27(16), 2425–2428.
- Lean, J.L., Y.M. Wang, and N.R. Sheeley, 2002: The effect of increasing solar activity on the sun's total and open magnetic flux during multiple cycles: Implications for solar forcing of climate. Geophys. Res. Lett., 29(24), 2224, doi:10.1029/2002GL015880.
- Lean, J.L., et al., 1995: Correlated brightness variations in solar radiative output from the photosphere to the corona. Geophys. Res. Lett., 22(5), 655–658.
- Lear, C.H., Y. Rosenthal, H.K. Coxall, and P.A. Wilson, 2004: Late Eocene to early Miocene ice sheet dynamics and the global carbon cycle. Paleoceanography, 19(4), PA4015, doi:10.1029/2004PA001039.
- LeGrande, A.N., et al., 2006: Consistent simulations of multiple proxy responses to an abrupt climate change event. Proc. Natl. Acad. Sci. U.S.A., 103(4), 837–842.

- Lemasurier, W.E., and S. Rocchi, 2005: Terrestrial record of post-Eocene climate history in Marie Byrd Land, West Antarctica. Geografiska Annaler, 87A(1), 51–66.
- Levis, S., G. B. Bonan, and C. Bonfils 2004: Soil feedback drives the mid-Holocene North African monsoon northward in fully coupled CCSM2 simulations with a dynamic vegetation model. Clim. Dyn., 23, 791–802.
- Lhomme, N., G.K.C. Clarke, and S.J. Marshall, 2005: Tracer transport in the Greenland Ice Sheet: constraints on ice cores and glacial history. Quat. Sci. Rev., 24, 173–194.
- Lie, Ø., et al., 2004: Holocene fluctuations of a polythermal glacier in highalpine eastern Jotunheimen, central-southern Norway. Quat. Sci. Rev., 23(18–19), 1925–1945.
- Linsley, B.K., et al., 2004: Geochemical evidence from corals for changes in the amplitude and spatial pattern of South Pacific interdecadal climate variability over the last 300 years. Clim. Dyn., 22(1), 1–11.
- Lisiecki, L.E., and M.E. Raymo, 2005: A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic δ18O records. Paleoceanography, 20, PA1003, doi:10.1029/2004PA001071.
- Liu, K.B., 2004: Paleotempestology: Principles, methods, and examples from Gulf coast lakesediments. In: Hurricanes and Typhoons: Past, Present and Future [Murnane, R., and K. Liu (eds.)]. Columbia University Press, New York, pp. 13–57.
- Liu, Z., J.E. Kutzbach, and L. Wu, 2000: Modeling climate shift of El Niño variability in the Holocene. Geophys. Res. Lett., 27, 2265–2268.
- Liu, Z., S.P. Harrison, J.E. Kutzbach, and B. Otto-Bleisner, 2004: Global monsoons in the mid-Holocene and oceanic feedback. Clim. Dyn., 22, 157–182.
- Liu, Z., et al., 2002: Tropical cooling at the last glacial maximum and extratropical ocean ventilation. Geophys. Res. Lett., 29, 1409, doi:10.1029/2001GL013938.
- Lockwood, M., and R. Stamper, 1999: Long-term drift of the coronal source magnetic flux and the total solar irradiance. Geophys. Res. Lett., 26, 2461–2464.
- Lorentz, S.J., et al., 2006: Orbitally driven insolation forcing on Holocene climate trends: evidence from alkenone data and climate modeling. Paleoceanography, 21, doi:10.1029/2005PA001152.
- Lough, J.M., 2004: A strategy to improve the contribution of coral data to high-resolution paleoclimatology. Palaeogeogr. Paleoclimatol. Palaeoecol., 204, 115–143.
- Loutre, M.F., and A.L. Berger, 2000: Future climate changes: Are we entering an exceptionally long interglacial? Clim. Change, 46, 61–90.
- Loutre, M.F., D. Paillard, F. Vimeux, and E. Cortijo, 2004: Does mean annual insolation have the potential to change the climate? Earth Planet. Sci. Lett., 221(1–4), 1–14.
- Lozhkin, A.V., and P.M. Anderson, 1995: The last interglaciation in northeast Siberia. Quat. Res., 43, 147–158.
- Lubinski, D.J., S.L. Forman, and G.H. Miller, 1999: Holocene glacier and climate fluctuations on Franz Josef Land, Arctic Russia, 80° N. Quat. Sci. Rev., 18(1), 85–108.
- Luckman, B.H., and M.S. Kearney, 1986: Reconstruction of Holocene changes in alpine vegetation and climate in the Maligne Range, Jasper National Park, Alberta. Quat. Res., 26(2), 244–261.
- Luckman, B.H., and R.J.S. Wilson, 2005: Summer temperatures in the Canadian Rockies during the last millennium: a revised record. Clim. Dyn., 24(2–3), 131–144.
- Luterbacher, J., et al., 2002: Reconstruction of sea level pressure fields over the Eastern North Atlantic and Europe back to 1500. Clim. Dyn., 18(7), 545–561.
- Luterbacher, J., et al., 2004: European seasonal and annual temperature variability, trends, and extremes since 1500. Science, 303(5663), 1499–1503.
- MacAyeal, D.R., 1993: Binge/Purge oscillations of the Laurentide Ice-Sheet as a cause of the North-Atlantics Heinrich Events. Paleoceanography, 8(6), 775–784.

- MacDonald, G.M., and R.A. Case, 2005: Variations in the Pacific Decadal Oscillation over the past millennium. Geophys. Res. Lett., 32(8), doi:10.1029/2005GL022478.
- MacDonald, G.M., et al., 2000: Holocene treeline history and climate change across northern Eurasia. Quat. Res., 53, 302–311.
- MacFarling Meure, C., et al., 2006: The Law Dome CO<sub>2</sub>, CH<sub>4</sub> and N<sub>2</sub>O ice core records extended to 2000 years BP. Geophys. Res. Lett., 33, L14810, doi:10.1029/2006GL026152.
- Machida, T., et al., 1995: Increase in the atmospheric nitrous oxide concentration during the last 250 years. Geophys. Res. Lett., 22, 2921–2924.
- Mackay, A., R. Battarbee, J. Birks, and F.E. Oldfield (eds.), 2003: Global Change in the Holocene. Hodder Arnold, London, 480 pp.
- Mahowald, N., et al., 1999: Dust sources and deposition during the Last Glacial Maximum and current climate: A comparison of model results with paleodata from ice cores and marine sediments. J. Geophys. Res., 104, 15859–15916.
- Majorowicz, J.A., W.R., Skinner, and J. Safanda, 2004: Large ground warming in the Canadian Arctic inferred from inversions of temperature logs. Earth Planet. Sci. Lett., 221, 15–25.
- Mangerud, J., V. Astakhov, and J.I. Svendsen, 2002: The extent of the Barents-Kara Ice Sheet during the Last Glacial Maximum. Quat. Sci. Rev., 21, 111–119.
- Mann, M.E., and P.D. Jones, 2003: Global surface temperatures over the past two millennia. Geophys. Res. Lett., 30(15), 1820, doi:10.1029/2003GL017814.
- Mann, M.E., and G.A. Schmidt, 2003: Ground vs. surface air temperature trends: Implications for borehole surface temperature reconstructions. Geophys. Res. Lett., 30(12), 1607, doi:10.1029/2003GL017170.
- Mann, M.E., R.S. Bradley, and M.K. Hughes, 1998: Global-scale temperature patterns and climate forcing over the past six centuries. Nature, 392(6678), 779–787.
- Mann, M.E., R.S. Bradley, and M.K. Hughes, 1999: Northern hemisphere temperatures during the past millennium: Inferences, uncertainties, and limitations. Geophys. Res. Lett., 26(6), 759–762.
- Mann, M.E., R. Bradley, and M.K. Hughes, 2000: Long-term variability in the El Niño/Southern Oscillation and associated teleconnections. In: El Niño and the Southern Oscillation: Multiscale Variability and Global and Regional Impacts [Diaz, H.F., and V. Markgraf (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, pp. 357–412.
- Mann, M.E., M.A. Cane, S.E. Zebiak, and A. Clement, 2005a: Volcanic and solar forcing of the tropical Pacific over the past 1000 years. J. Clim., 18(3), 447–456.
- Mann, M.E., S. Rutherford, E. Wahl, and C.M. Ammann, 2005b: Testing the fidelity of methods used in 'proxy-based' reconstructions of past climate. J. Clim., 18(20), 4097–4107.
- Mann, M.E., et al., 2003: Optimal surface temperature reconstructions using terrestrial borehole data. J. Geophys. Res., 108(D7), doi:10.1029/2002JD002532.
- Marchal, O., R. Francois, T.F. Stocker, and F. Joos, 2000: Ocean thermohaline circulation and sedimentary 231Pa/230Th ratio. Paleoceanography, 6, 625–641.
- Marchal, O., et al., 1999: Modelling the concentration of atmospheric CO<sub>2</sub> during the Younger Dryas climate event. Clim. Dyn., 15, 341–354.
- Marchal, O., et al., 2002: Apparent long-term cooling of the sea surface in the northeast Atlantic and Mediterranean during the Holocene. Quat. Sci. Rev., 21 (4–6), 455–483.
- Marchant, R., and H. Hooghiemstra, 2004: Rapid environmental change in African and South American tropics around 4000 years before present : a review. Earth Sci. Rev., 66, 217–260.

- Marchitto, T.N.J., D.W. Oppo, and W.B. Curry, 2002: Paired benthic foraminiferal Cd/Ca and Zn/Ca evidence for a greatly increased presence of Southern Ocean Water in the glacial North Atlantic. Paleoceanography, 17, 1038, doi:10.1029/2000PA000598.
- Marra, M.J., 2003: Last interglacial beetle fauna from New Zealand. Quart. Res., 59, 122-131.
- Masson, V., et al., 2000: Holocene climate variability in Antarctica based on 11 ice cores isotopic records. Quat. Res., 54, 348–358.
- Masson-Delmotte, V., et al., 2005a: Rapid climate variability during warm and cold periods in polar regions and Europe. Comptes Rendus Geoscience, 337(10–11), 935–946.
- Masson-Delmotte, V., et al., 2005b: GRIP deuterium excess reveals rapid and orbital-scale changes in Greenland moisture origin. Science, 309(5731), 118–121.
- Masson-Delmotte, V., et al., 2006: Past and future polar amplification of climate change: climate model intercomparisons and ice-core constraints. Clim. Dyn., 26 (5), 513–529.
- Matthews, J.A., et al., 2000: Holocene glacier variations in central Jotunheimen, southern Norway based on distal glaciolacustrine sediment cores. Quat. Sci. Rev., 19, 1625–1647.
- Matthews, J.A., et al., 2005: Holocene glacier history of Bjørnbreen and climatic reconstruction in central Jotunheimen, Norway, based on proximal glaciofluvial streambank mires. Quat. Sci. Rev., 24(1–2), 67–90.
- Mayewski, P.A., et al., 2004: Holocene climate variability. Quat. Res., 62 (3), 243-255.
- McElwain, J.C., and W.G. Chaloner, 1995: Stomatal density and index of fossil plants track atmospheric carbon dioxide in the Palaeozoic. Ann. Bot.(London), 76, 389–395.
- McGregor, H.V., and M.K. Gagan, 2004: Western Pacific coral δ18O records of anomalous Holocene variability in the El Niño-Southern Oscillation. Geophys. Res. Lett., 31(11), doi:10.1029/2004GL019972.
- McIntyre, S., and R. McKitrick, 2003: Corrections to the Mann et al. (1998) proxy database and northern hemispheric average temperature series. Energy Environ., 14, 751–771.
- McIntyre, S., and R. McKitrick, 2005a: Hockey sticks, principal components, and spurious significance. Geophys. Res. Lett., 32(3), L03710, doi:10.1029/2004GL021750.
- McIntyre, S., and R. McKitrick, 2005b: The M&M critique of the MBH98 Northern Hemisphere climate index: Update and implications. Energy Environ., 16, 69–99.
- McIntyre, S., and R. McKitrick, 2005c: Reply to comment by von Storch and Zorita on "Hockey sticks, principal components, and spurious significance". Geophys. Res. Lett., 32(20), L20714, doi:10.1029/2005GL023089.
- McIntyre, S., and R. McKitrick, 2005d: Reply to comment by von Huybers on "Hockey sticks, principal components, and spurious significance". Geophys. Res. Lett., 32(20), L20713, doi:10.1029/2005GL023586.
- McManus, J.F., et al., 2002: Thermohaline circulation and prolonged interglacial warmth in the North Atlantic. Quat. Res., 58, 17–21.
- McManus, J.F., et al., 2004: Collapse and rapid resumption of Atlantic meridional circulation linked to deglacial climate changes. Nature, 428, 834–837.
- Meissner, K.J., A.J. Weaver, H.D. Matthews, and P.M. Cox, 2003: The role of land surface dynamics in glacial inception: a study with the UVic Earth System Model. Clim. Dyn., 21, 7–8.
- Meland, M.Y., E. Jansen, and H. Elderfield, 2005: Constraints on SST estimates for the northern North Atlantic/Nordic Seas during the LGM. Quat. Sci. Rev., 24(7–9), 835–852.
- Menounos, B., et al., 2004: Early Holocene glacier advance, southern Coast Mountains, British Columbia, Canada. Quat. Sci. Rev., 23(14–15), 1543–1550.
- Mickley, L.J., D.J. Jacob, and D. Rind, 2001: Uncertainty in preindustrial abundance of tropospheric ozone: Implications for radiative forcing calculations. J. Geophys. Res., 106(D4), 3389–3399.

- Mieding, B., 2005: Reconstruction of Millennial Aerosol-Chemical Ice Core Records from the Northeast Greenland: Quantification of Temporal Changes in the Atmospheric Circulation, Emission and Deposition. Reports on Polar and Marine Research No. 513, Alfred Wegener Institute for Polar and Marine Research, Bremerhaven, 119 pp.
- Mix, A.C., A.E. Morey, N.G. Pisias, and S.W. Hostetler, 1999: Foraminiferal faunal estimates of paleotemperature: Circumventing the no-analog problem yields cool ice age tropics. Paleoceanography, 14, 350–359.
- Moberg, A., et al., 2005: Highly variable Northern Hemisphere temperatures reconstructed from low- and high-resolution proxy data. Nature, 433(7026), 613–617.
- Monnin, E., et al., 2001: Atmospheric CO<sub>2</sub> concentrations over the last glacial termination. Science, 291(5501), 112–114.
- Monnin, E., et al., 2004: Evidence for substantial accumulation rate variability in Antarctica during the Holocene, through synchronization of  $CO_2$  in the Taylor Dome, Dome C and DML ice cores. Earth Planet. Sci. Lett., 224(1-2), 45-54.
- Montoya, M., H. von Storch, and T.J. Crowley, 2000: Climate simulation for 125 kyr BP with a coupled ocean-atmosphere general circulation model. J. Clim., 13, 1057–1072.
- Montoya, M., et al., 2005: The Earth System Model of Intermediate Complexity CLIMBER-3a Part I: description and performance for present day conditions. Clim. Dyn., 25, 237– 263.
- Moran, K., et al., 2006: The Cenozoic palaeoenvironment of the Arctic Ocean. Nature, 441, 601–605.
- Moros, M., J.T. Andrews, D.E. Eberl, and E. Jansen, 2006: Holocene history of drift ice in the northern North Atlantic: Evidence for different spatial and temporal modes. Paleoceanography, 21, PA2017, doi:10.1029/2005PA001214.
- Morrill, C., J.T. Overpeck, and J.E. Cole, 2003: A synthesis of abrupt changes in the Asian summer monsoon since the last deglaciation. The Holocene, 13, 465–476.
- Morrill, C., et al., 2006: Holocene variations in the Asian monsoon inferred from the geochemistry of lake sediments in central Tibet. Quat. Res., 65(2), 232–243.
- Moy, C.M., G.O. Seltzer, D.T. Rodbell, and D.M. Anderson, 2002: Variability of El Niño/Southern Oscillation activity at millennial timescales during the Holocene epoch. Nature, 420, 162–165.
- Mudelsee, M., 2001: The phase relations among atmospheric CO<sub>2</sub> content, temperature and global ice volume over the past 420 ka. Quat. Sci. Rev., 20, 583–589.
- Muhs, D.R., T.A. Ager, and J.E. Beget, 2001: Vegetation and paleoclimate of the last interglacial period, central Alaska. Quat. Sci. Rev., 20, 41–61.
- Muhs, D.R., K.R. Simmons, and B. Steinke, 2002: Timing and warmth of the last interglacial period: New U-series evidence from Hawaii and Bermuda and a new fossil compilation for North America. Quat. Sci. Rev., 21, 1355–1383.
- Muscheler, R., F. Joos, S.A. Müller, and I. Snowball, 2005: Climate How unusual is today's solar activity? Nature, 436(7050), E3–E4.
- Muscheler, R., et al., 2007: Solar activity during the last 1000 years inferred from radionuclide records. Quat. Sci. Rev., 26, 82-97.
- Myhre, G., E.J. Highwood, K.P. Shine, and F. Stordal, 1998: New estimates of radiative forcing due to well mixed greenhouse gases. Geophys. Res. Lett., 25, 2715–1718.
- Nesje, A., and S.O. Dahl, 2003: The 'Little Ice Age' only temperature? The Holocene, 13(1), 139–145.
- Nesje, A., S.O. Dahl, and J. Bakke, 2004: Were abrupt late glacial and early-Holocene climate changes in northwest Europe linked to freshwater outbursts to the North Atlantic and Arctic oceans? The Holocene, 14, 299–310.

- Nesje, A., S.O. Dahl, C. Andersson, and J.A. Matthews, 2000: The lacustrine sedimentary sequence in Sygneskardvatnet, western Norway: a continuous, high-resolution record of the Jostedalsbreen ice cap during the Holocene. Quat. Sci. Rev., 19, 1047–1065.
- Nesje, A., et al., 2005: Holocene climate variability in the Northern North Atlantic region: A review of terrestrial and marine evidence. In: The Nordic Seas: An Integrated Perspective [Drange, H., et al. (eds.)]. Geophysical Monographs Vol. 158, American Geophysical Union, Washington, DC, pp. 289–322.
- NGRIP (North Greenland Ice Core Project), 2004: High-resolution record of Northern Hemisphere climate extending into the last interglacial period. Nature, 431, 147–151.
- Nguetsop, V.F., S. Servant-Vildary, and M. Servant, 2004: Late Holocene climate changes in west Africa, a high resolution diatom record from equatorial Cameroon. Quat. Sci. Rev., 23(5–6), 591–609.
- NRC (National Research Council), 2006: Surface Temperature Reconstructions for the Last 2,000 Years. National Academies Press, Washington, DC, 196 pp.
- Oerlemans, J., 2005: Extracting a climate signal from 169 glacier records. Science, 308(5722), 675-677.
- Oppenheimer, M., and R.B. Alley, 2005: Ice sheets, global warming, and Article 2 of the UNFCCC. Clim. Change, 68(3), 257–267.
- Oppo, D.W., J.F. McManus, and J.L. Cullen, 2003: Deepwater variability in Holocene epoch. Nature, 422, 277–278.
- Osborn, G., and B.H. Luckman, 1988: Holocene glacier fluctuations in the Canadian Cordillera (Alberta and British Columbia). Quat. Sci. Rev., 7(2), 115–128.
- Osborn, T.J., and K.R. Briffa, 2004: The real color of climate change? Science, 306(5296), 621–622.
- Osborn, T.J., and K.R. Briffa, 2006: The spatial extent of 20th-century warmth in the context of the past 1200 years. Science, 311(5762), 841–844.
- Osborn, T.J., S.C.B. Raper, and K.R. Briffa, 2006: Simulated climate change during the last 1,000 years: comparing the ECHO-G general circulation model with the MAGICC simple climate model. Clim. Dyn., 27 (2–3), 185–197, doi:10.1007/s00382-006-0129-5.
- Otto-Bliesner, B.L., 1999: El Niño La Niña and Sahel precipitation during the middle Holocene. Geophys. Res. Lett., 26, 87–90.
- Otto-Bliesner, B.L., S.J. Marshall, J.T. Overpeck, and G. Miller, 2006a: Simulating Arctic climate warmth and icefield retreat in the Last Interglaciation. Science, 311, 1751–1753.
- Otto-Bliesner, B.L., et al., 2003: Modeling El Niño and its tropical teleconnections during the last glacial-interglacial cycle. Geophys. Res. Lett., 30(23), doi:10.1029/2003GL018553.
- Otto-Bliesner, B.L., et al., 2006b: Last Glacial Maximum and Holocene climate in CCSM3. J. Clim., 19, 2567–2583.
- Overpeck, J., and K.E. Trenberth, 2004: A Multi-Millennia Perspective on Drought and Implications for the Future. Proceedings of a joint CLIVAR/PAGES/IPCC Workshop, 18-21 Nov. 2003, Tucson, AZ. University Corporation for Atmospheric Research, Boulder CO, 30 pp.
- Overpeck, J.T., et al., 2006: Paleoclimatic evidence for future ice sheet instability and rapid sea level rise. Science, 311(5768), 1747–1750.
- Pagani, M., et al., 2005: Marked decline in atmospheric carbon dioxide concentrations during the Paleogene. Science, 309(5734), 600–603.
- Paillard, D., 1998: The timing of Pleistocene glaciations from a simple multiple-state climate model. Nature, 391, 378–381.
- Pauling, A., J. Luterbacher, C. Casty, and H. Wanner, 2006: 500 years of gridded highresolution precipitation reconstructions over Europe and the connection to large-scale circulation. Clim. Dyn., 26, 387–405.

- Pearson, P.N., and M.R. Palmer, 2000: Atmospheric carbon dioxide concentrations over the past 60 million years. Nature, 406, 695–699.
- Peltier, W.R., 1996: Mantle viscosity and ice age ice sheet topography. Science, 273, 1359–1364.
- Peltier, W.R., 1998: Postglacial variations in the level of the sea: Implications for climate dynamics and solid-earth geophysics. Rev. Geophys., 36(4), 603–689.
- Peltier, W.R., 2001: Global glacial isostatic adjustment and modern instrumental records of relative sea level history. In: Sea Level Rise: History and Consequences [Douglas, B.C., M.S. Kearney, and S.P. Leatherman (eds.)]. Academic Press, San Diego, CA, pp. 65–95.
- Peltier, W.R., 2002: On eustatic sea level history: Last Glacial Maximum to Holocene. Quat. Sci. Rev., 21(1–3), 377–396.
- Peltier, W.R., 2004: Global glacial isostasy and the surface of the iceage Earth: The ICE-5G (VM2) model and GRACE. Annu. Rev. Earth Planet. Sci., 32, 111–149.
- Peltier, W.R., and R.G. Fairbanks, 2006: Global glacial ice volume and last glacial maximum duration from an extended Barbados sea level record. Quat. Sci. Rev., 25, 3322-3337.
- Peltier, W.R., I. Shennan, R. Drummond, and B. Horton, 2002: On the postglacial isostatic adjustment of the British Isles and the shallow viscoelastic structure of the earth. Geophys. J. Int., 148(3), 443–475.
- Pépin, L., D. Raynaud, J.-M. Barnola, and M.F. Loutre, 2001: Hemispheric roles of climate forcings during glacial-interglacial transitions, as deduced from the Vostok record and LLN-2D model experiments. J. Geophys. Res., 106(D23), 31885–31892.
- Peteet, D., 1995: Global Younger Dryas. Quat. Int., 28, 93-104.
- Peterson, L.C., G.H. Haug, K.A. Hughen, and U. Röhl, 2000: Rapid changes in the hydrologic cycle of the tropical Atlantic during the last glacial. Science, 290, 1947–1951.
- Petit, J.R., et al., 1999: Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica. Nature, 399, 429–436.
- Petoukhov, V., et al., 2000: CLIMBER-2: a climate system model of intermediate complexity. Part I: model description and performance for present climate. Clim. Dyn., 16(1), 1–17.
- Pettersson, O., 1914: Climate variations in historic and prehistoric time. Svenska Hydrogr. -Biol. Komm. Skriften, 5, 1–26.
- Peyron, O., et al., 2005: Lateglacial climate in the Jura Mountains (France) based on different quantitative reconstruction approaches from pollen, lake-levels, and chironomids. Quat. Res., 62(2), 197–211.
- Plattner, G.K., F. Joos, T.F. Stocker, and O. Marchal, 2001: Feedback mechanisms and sensitivities of ocean carbon uptake under global warming. Tellus, 53B(5), 564–592.
- Pollack, H.N., and S.P. Huang, 2000: Climate reconstruction from subsurface temperatures. Annu. Rev. Earth Planet. Sci., 28, 339–365.
- Pollack, H.N., and J.E. Smerdon, 2004: Borehole climate reconstructions: Spatial structure and hemispheric averages. J. Geophys. Res., 109(D11), D11106, doi:10.1029/2003JD004163.
- Pollack, H.N., S. Huang, and J.E. Smerdon, 2006: Five centuries of climate change in Australia: The view from underground. J. Quat. Sci, 21(7), 701–706.
- Pons, A., J. Guiot, J.L. Debeaulieu, and M. Reille, 1992: Recent contributions to the climatology of the last glacial interglacial cycle based on French pollen sequences. Quat. Sci. Rev., 11(4), 439–448.
- Porter, S.C., 2001: Snowline depression in the tropics during the last glaciation. Quat. Sci. Rev., 20, 1067–1091.
- Prentice, I.C., and T. Webb, 1998: BIOME 6000: reconstructing global mid-Holocene vegetation patterns from palaeoecological records. J. Biogeogr., 25 (6), 997–1005.

- Prentice, I.C., D. Jolly, and BIOME 6000 participants, 2000: Mid-Holocene and glacialmaximum vegetation geography of the northern continents and Africa. J. Biogeogr., 27, 507–519.
- Rahmstorf, S., 2001: Abrupt climate change. In: Encyclopedia of Ocean Sciences, Vol.1 [Steele, J., S. Thorpe, and K. Turekian (eds.)]. Academic Press, London, pp. 1–6.
- Rahmstorf, S., 2002: Ocean circulation and climate during the past 120,000 years. Nature, 419, 207–214.
- Rahmstorf, S., and H.J. Schellnhuber, 2006: Der Klimawandel. Beck Verlag, Munich, 144 pp.
- Rahmstorf, S., et al., 2005: Thermohaline circulation hysteresis: A model intercomparison. Geophys. Res. Lett., 32(23), doi:10.1029/ 2005GL023655.
- Ramankutty, N., and J.A. Foley, 1999: Estimating historical changes in global land cover: Croplands from 1700 to 1992. Global Biogeochem. Cycles, 13(4), 997–1027.
- Ravelo, A.C., et al., 1997: Pliocene carbonate accumulation along the California margin. Paleoceanography, 12, 729–741.
- Raymo, M.E., and G.H. Rau, 1992: Plio-Pleistocene atmospheric CO<sub>2</sub> levels inferred from POM δ13C at DSDP Site 607. Eos, 73, 95.
- Raymo, M.E., B. Grant, M. Horowitz, and G.H. Rau, 1996: Mid-Pliocene warmth: Stronger greenhouse and stronger conveyor. Mar. Micropaleontol., 27(1–4), 313–326.
- Raymo, M.E., et al., 1989: Late Pliocene variation in northern hemisphere ice sheets and North Atlantic deep water circulation. Paleoceanography, 4, 413–446.
- Raynaud, D., J. Chappellaz, C. Ritz, and P. Martinerie, 1997: Air content along the Greenland Ice Core Project core: A record of surface climatic parameters and elevation in central Greenland. J. Geophys. Res., 102, 26607–26614.
- Raynaud, D., et al., 2005: The record for marine isotopic stage 11. Nature, 436(7047), 39-40.
- Reichert, B.K., L. Bengtsson, and J. Oerlemans, 2001: Midlatitude forcing mechanisms for glacier mass balance investigated using general circulation models. J. Clim., 14(17), 3767–3784.
- Reichert, B.K., L. Bengtsson, and J. Oerlemans, 2002: Recent glacier retreat exceeds internal variability. J. Clim., 15(21), 3069–3081.
- Renssen, H., and J. Vandenberghe, 2003: Investigation of the relationship between permafrost distribution in NW Europe and extensive winter sea-ice cover in the North Atlantic Ocean during the cold phases of the last glaciation. Quat. Sci. Rev., 22, 209–223.
- Renssen, H., H. Goosse, and T. Fichefet, 2002: Modeling the effect of freshwater pulses on the early Holocene climate: the influence of high frequency climate variability. Paleoceanography, 17, 1020, doi:10.1029/2001PA000649.
- Renssen, H., V. Brovkin, T. Fichefet, and H. Goosse, 2003: Holocene climate instability during the termination of the African humid period. Geophys. Res. Lett., 30, 1184, doi:10.1029/2002GL016636.
- Renssen, H., et al., 2005: Simulating the Holocene climate evolution at northern high latitudes using a coupled atmosphere-sea ice-ocean vegetation model. Clim. Dyn., 24(1), 23–43.
- Ridgwell, A.J., A.J. Watson, M.A. Maslin, and J.O. Kaplan, 2003: Implications of coral reef buildup for the controls on atmospheric CO<sub>2</sub> since the Last Glacial Maximum Paleoceanography, 18(4), doi:10.1029/2003PA000893.
- Rimbu, N., et al., 2004: Holocene climate variability as derived from alkenone sea surface temperature and coupled ocean-atmosphere model experiments. Clim. Dyn., 23, 215–227.
- Rind, D., and M.A. Chandler, 1991: Increased ocean heat transports and warmer climate. J. Geophys. Res., 96, 7437–7461.
- Rind, D., J. Perlwitz, and P. Lonergan, 2005: AO/NAO response to climate change: 1. Respective influences of stratospheric and tropospheric climate changes. J. Geophys. Res., 110(D12), doi:10.1029/2004JD005103.

- Risebrobakken, B., T.M. Dokken, and E. Jansen, 2005: Extent and variability of the meridional Atlantic circulation in the eastern Nordic seas during marine isotope stage 5 and its influence on the inception of the last glacial. In: The Nordic Seas: An Integrated Perspective [Drange, H., et al. (eds.)]. Geophysical Monographs Vol. 158, American Geophysical Union, Washington, DC, pp. 323–340.
- Risebrobakken, B., et al., 2003: A high resolution study of Holocene paleoclimatic and paleoceanographic changes in the Nordic Seas. Paleoceanography, 18, 1–14.
- Robertson, A., et al., 2001: Hypothesized climate forcing time series for the last 500 years. J. Geophys. Res., 106(D14), 14783–14803.
- Robock, A., and M.P. Free, 1995: Ice cores as an index of global volcanism from 1850 to the present. J. Geophys. Res., 100(D6), 11549–11567.
- Roche, D., D. Paillard, and E. Cortijo, 2004: Constraints on the duration and freshwater release of Heinrich event 4 through isotope modelling. Nature, 432, 379–382.
- Rodbell, D.T., et al., 1999: An ~15,000-year record of El Niño-driven alluviation in southwestern Ecuador. Science, 283, 516–520.
- Rohling, E.J., and H. Palike, 2005: Centennial-scale climate cooling with a sudden cold event around 8,200 years ago. Nature, 434, 975–979.
- Rosell-Mele, A., et al., 2004: Sea surface temperature anomalies in the oceans at the LGM estimated from the alkenone-UK' 37 index: comparison with GCMs. Geophys. Res. Lett., 31, L03208, doi:10.1029/2003GL018151.
- Rosenthal, Y., and A.J. Broccoli, 2004: In search of Paleo-ENSO. Science, 304, 219-221.
- Rostami, K., W.R. Peltier, and A. Mangini, 2000: Quaternary marine terraces, sea-level changes and uplift history of Patagonia, Argentina. Comparisons with predictions of ICE-4G (VM2) model of the global process of glacial isostatic adjustment. Quat. Sci. Rev., 19, 1495–1525.
- Röthlisberger, F., and M.A. Geyh, 1985: Glacier variations in Himalayas and Karakorum. Z. Gletscherkunde Glazialgeologie, 21, 237–249.
- Röthlisberger, R., et al., 2004: Ice core evidence for the extent of past atmospheric CO<sub>2</sub> change due to iron fertilisation. Geophys. Res. Lett., 31(16), L16207, doi:10.1029/2004GL020338.
- Royer, D., 2003: Estimating latest Cretaceous and Tertiary atmospheric CO<sub>2</sub> from stomatal indices. In: Causes and Consequences of Globally Warm Climates in the Early Paleogene [Wing, S.L., P.D. Gingerich, B. Schmitz, and E. Thomas (eds.)]. Special Paper Vol. 369, Geological Society of America, Boulder, CO, pp. 79–93.
- Royer, D.L., 2006: CO<sub>2</sub>-forced climate thresholds during the Phanerozoic. Geochim. Cosmochim. Acta, 70(23), 5665–5675.
- Royer, D.L., et al., 2001: Paleobotanical evidence for near present-day levels of atmospheric CO<sub>2</sub> during part of the tertiary. Science, 292(5525), 2310–2313.
- Ruddiman, W.F. (ed.), 1997: Tectonic Uplift and Climate Change. Plenum Press, New York, 535 pp.
- Ruddiman, W.F., 2003: Orbital insolation, ice volume and greenhouse gases. Quat. Sci. Rev., 15–17, 1597–1629.
- Ruddiman, W.F., and J.S. Thomson, 2001: The case for human causes of increased atmospheric CH<sub>4</sub>. Quat. Sci. Rev., 20(18), 1769–1777.
- Ruddiman, W.F., S.J. Vavrus, and J.E. Kutzbach, 2005: A test of the overdue-glaciation hypothesis. Quat. Sci. Rev., 24, 1–10.
- Russell, J.M., T.C. Johnson, and M.R. Talbot, 2003: A 725 yr cycle in the climate of central Africa during the late Holocene. Geology, 31(8), 677–680.

- Rutberg, R.L., S.R. Hemming, and S.L. Goldstein, 2000: Reduced North Atlantic deep water flux to the glacial Southern Ocean inferred from neodymium isotope ratios. Nature, 405, 935–938.
- Rutherford, S., and M.E. Mann, 2004: Correction to "Optimal surface temperature reconstructions using terrestrial borehole data" by Mann et al. J. Geophys. Res., 109, D11107, doi:10.1029/2003JD004163.
- Rutherford, S., M.E. Mann, T.L. Delworth, and R.J. Stouffer, 2003: Climate field reconstruction under stationary and nonstationary forcing. J. Clim., 16(3), 462–479.
- Rutherford, S., et al., 2005: Proxy-based Northern Hemisphere surface temperature reconstructions: Sensitivity to method, predictor network, target season, and target domain. J. Clim., 18(13), 2308–2329.
- Sànchez Goñi, M.F., et al., 2002: Synchroneity between marine and terrestrial responses to millennial scale climatic variability during the last glacial period in the Mediterranean region. Clim. Dyn., 19, 95–105.
- Sarnthein, M., U. Pflaumann, and M. Weinelt, 2003a: Past extent of sea ice in the northern North Atlantic inferred from foraminiferal paleotemperature estimates. Paleoceanography, 18, doi:10.1029/2002PA000771.
- Sarnthein, M., et al., 2003b: Overview of the Glacial Atlantic Ocean Mapping (GLAMAP 2000). Paleoceanography, 18, 1030, doi:10.1029/2002PA000769.
- Scherer, R.P., et al., 1998: Pleistocene collapse of the West Antarctic ice sheet. Science, 281(5373), 82-85.
- Schneider von Deimling, T., A. Ganopolski, H. Held, and S. Rahmstorf, 2006: How cold was the Last Glacial Maximum? Geophys. Res. Lett., 33, doi: 10.1029/2006GL026484.
- Scholze, M., W. Knorr, and M. Heimann, 2003: Modelling terrestrial vegetation dynamics and carbon cycling for an abrupt climate change event. The Holocene, 13, 327–333.
- Schubert, S.D., et al., 2004: Causes of long-term drought in the US Great Plains. J. Clim., 17(3), 485–503.
- Schulz, M., A. Paul, and A. Timmermann, 2004: Glacial-interglacial contrast in climate variability at centennial-to-millennial timescales: observations and conceptual model. Quat. Sci. Rev., 23, 2219–2230.
- Schwander, J., et al., 1993: The age of the air in the firn and the ice at Summit, Greenland. J. Geophys. Res., 98(D2), 2831–2838.
- Schwikowski, M., A. Döscher, H.W. Gäggeler, and U. Schotterer, 1999: Anthropogenic versus natural sources of atmospheric sulphate from an Alpine ice core. Tellus, 51B, 938–951.
- Seager, R., et al., 2005: Modeling of tropical forcing of persistent droughts and pluvials over western North America: 1856-2000. J. Clim., 18(19), 4065–4088.
- Seppa, H., and H.J.B. Birks, 2001: July mean temperature and annual precipitation trends during Holocene in the Fennoscandian tree-line area: pollen-based climate reconstructions. The Holocene, 11, 527–539.
- Severinghaus, J.P., and E.J. Brook, 1999: Abrupt climate change at the end of the last glacial period inferred from trapped air in polar ice. Science, 286(5441), 930–934.
- Shackleton, N.J., 1977: Carbon-13 in Uvigerina: Tropical rainforest history and the equatorial Pacific carbonate dissolution cycles. In: The Fate of Fossil Fuel CO<sub>2</sub> in the Ocean [Andersen, N., and A. Malahoff (eds.)]. Plenum, New York, pp. 401–428.
- Shackleton, N.J., 2000: The 100,000-year ice-age cycle identified and found to lag temperature, carbon dioxide, and orbital eccentricity. Science, 289, 1897–1902.
- Shackleton, N.J., M.A. Hall, and A. Boersma, 1984: Oxygen and carbon isotope data from Leg-74 foraminifers. In: Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, Vol. 74. Ocean Drilling Program, College Station, TX, pp. 599–612.
- Shackleton, N.J., J.C. Hall, and D. Pate, 1995: Pliocene stable isotope stratigraphy of ODP Site 846. In: Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results. Vol. 138. Ocean Drilling Program, College Station, TX, pp. 337–356.
- Shin, S.I., et al., 2003: A simulation of the Last Glacial Maximum climate using the NCAR CSM. Clim. Dyn., 20, 127–151.
- Shin, S.I., et al., 2006: Understanding the mid-Holocene climate. J. Clim., 19(12), 2801–2818.
- Shindell, D.T., G.A. Schmidt, R.L. Miller, and M.E. Mann, 2003: Volcanic and solar forcing of climate change during the preindustrial era. J. Clim., 16(24), 4094–4107.
- Shindell, D.T., G.A. Schmidt, M.E. Mann, and G. Faluvegi, 2004: Dynamic winter climate response to large tropical volcanic eruptions since 1600. J. Geophys. Res., 109(D5), D05104, doi:10.1029/2003JD004151.
- Shindell, D.T., et al., 2001: Solar forcing of regional climate change during the Maunder Minimum. Science, 294(5549), 2149–2152.
- Shulmeister, J., and B.G. Lees, 1995: Pollen evidence from tropical Australia for the onset of an ENSO-dominated climate at c. 4000 BP. The Holocene, 5, 10–18.
- Shuman, B., W. Thompson, P. Bartlein, and J.W. Williams, 2002: The anatomy of a climatic oscillation: vegetation change in eastern North America during the Younger Dryas chronozone. Quat. Sci. Rev., 21(16–17), 1777–1791.
- Siddall, M., et al., 2003: Sea-level fluctuations during the last glacial cycle. Nature, 423, 853–858.
- Siegenthaler, U., et al., 2005a: Stable carbon cycle-climate relationship during the late Pleistocene. Science, 310(5752), 1313–1317.
- Siegenthaler, U., et al., 2005b: Supporting evidence from the EPICA Dronning Maud Land ice core for atmospheric CO<sub>2</sub> changes during the past millennium. Tellus, 57B(1), 51–57.
- Sigman, D.M., and E.A. Boyle, 2000: Glacial/interglacial variations in atmospheric carbon dioxide. Nature, 407, 859–869.
- Six, D., L. Reynaud, and A. Letréguilly, 2001: Bilans de masse des glaciers alpins et scandinaves, leurs relations avec l oscillation du climat de l'Atlantique nord. C. R. Acad. Sci. Paris, Sciences de la Terre et des planètes/Earth and Planetary Sciences, 333, 693– 698.
- Sloan, L.C., T.J. Crowley, and D. Pollard, 1996: Modeling of middle Pliocene climate with the NCAR GENESIS general circulation model. Mar. Micropaleontol., 27, 51–61.
- Sluijs, A., et al., 2006: Subtropical Arctic Ocean temperatures during the Palaeocene/Eocene thermal maximum. Nature, 441, 610–613.
- Smerdon, J.E., et al., 2004: Air-ground temperature coupling and subsurface propagation of annual temperature signals. J. Geophys. Res., 109(D21), D21107, doi:10.1029/2004JD005056.
- Smerdon, J.E., et al., 2006: Daily, seasonal and annual relationships between air and subsurface temperatures. J. Geophys. Res., 111, D07101, doi:10.1029/2004JD005578.
- Smith, J.A., et al., 2005: Early local last glacial maximum in the tropical Andes. Science, 308, 678–681.
- Sokratov, S.A., and R.G. Barry, 2002: Intraseasonal variation in the thermoinsulation effect of snow cover on soil temperatures and energy balance. J. Geophys. Res., 107(D19), 4374, doi:10.1029/2001JD000489.
- Solanki, S.K., and N.S. Krivova, 2003: Can solar variability explain global warming since 1970? J. Geophys. Res., 108, 1200, doi:10.1029/2002JA009753.
- Solanki, S.K., et al., 2004: Unusual activity of the sun during recent decades compared to the previous 11,000 years. Nature, 431, 1084–1087.
- Soon, W., and S. Baliunas, 2003: Proxy climatic and environmental changes of the past 1000 years. Clim. Res., 23(2), 89–110.

- Spahni, R., et al., 2005: Atmospheric methane and nitrous oxide of the late Pleistocene from Antarctic ice cores. Science, 310(5752), 1317–1321.
- Stager, J.C., and P.A. Mayewski, 1997: Abrupt early to Mid-Holocene climatic transition registered at the equator and the poles. Science, 276, 1834–1836.
- Stager, J.C., B.F. Cumming, and L.D. Meeker, 2003: A 10,000-year high resolution diatom record from Pilkington Bay, Lake Victoria, East Africa. Quat. Res., 59(2), 172–181.
- Stager, J.C., et al., 2005: Solar variability and the levels of Lake Victoria, East Africa, during the last millennium. J. Paleolimnol., 33(2), 243–251.
- Stahle, D.W., and M.K. Cleaveland, 1992: Reconstruction and analysis of spring rainfall over southeastern U.S. for the past 1000 years. Bull. Am. Meteorol. Soc., 73, 1947–1961.
- Stahle, D.W., et al., 1998: Experimental dendroclimatic reconstruction of the Southern Oscillation. Bull. Am. Meteorol. Soc., 79(10), 2137–2152.
- Stauffer, B., G. Fischer, A. Neftel, and H. Oeschger, 1985: Increase of atmospheric methane recorded in Antarctic ice core. Science, 229(4720), 1386–1388.
- Steele, L.P., et al., 1992: Slowing down of the accumulation of atmospheric methane during the 1980s. Nature, 358, 313–316.
- Stendel, M., I.A. Mogensen, and J.H. Christensen, 2006: Influence of various forcings on global climate in historical times using a coupled atmosphere-ocean general circulation model. Clim. Dyn., 26(1), 1–15.
- Stenni, B., et al., 2001: An oceanic cold reversal during the last deglaciation. Science, 293, 2074–2077.
- Stern, D.I., 2005: Global sulfur emissions from 1850 to 2000. Chemosphere, 58, 163–175.
- Stieglitz, M., S.J. Dery, V.E. Romanovsky, and T.E. Osterkamp, 2003: The role of snow cover in the warming of arctic permafrost. Geophys. Res. Lett., 30(13), 1721, doi:10.1029/2003GL017337.
- Stirling C.H., T.M. Esat, K. Lambeck, and M.T. McCulloch, 1998: Timing and duration of the last interglacial: evidence for a restricted interval of widespread coral reef growth. Earth Planet. Sci. Lett., 160, 745–762.
- Stocker, T.F., and S.J. Johnsen, 2003: A minimum thermodynamic model for the bipolar seesaw. Paleoceanography, 18(4), doi:10.1029/2003PA000920.
- Stocker, T.F., and E. Monnin, 2003: Past rates of carbon dioxide changes and their relevance for future climate. Pages News, 11(1), 6–8.
- Stott, L., et al., 2004: Decline in surface temperature and salinity in the western tropical Pacific Ocean in Holocene epoch. Nature, 431, 56–59.
- Stouffer, R.J., et al., 2006: Investigating the causes of the response of the thermohaline circulation to past and future climate changes. J. Clim., 19 (8), 1365–1386.
- Sutton, R.T., and D.L.R. Hodson, 2005: Atlantic Ocean forcing of North American and European summer climate. Science, 309(5731), 115–118.
- Svendsen, J.I., and J. Mangerud, 1997: Holocene glacial and climatic variations on Spitsbergen, Svalbard. The Holocene, 7, 45–57.
- Svensen, H., et al., 2004: Release of methane from a volcanic basin as a mechanism for initial Eocene global warming. Nature, 429, 542–545.
- Tajika, E., 1998: Climate change during the last 150 million years: reconstruction from a carbon cycle. Earth Planet. Sci. Lett., 160(3–4), 695–707.
- Tans, P.P., and T.J. Conway, 2005: Monthly atmospheric CO<sub>2</sub> mixing ratios from the NOAA CMDL Carbon Cycle Cooperative Global Air Sampling Network, 1968-2002. In: Trends: A Compendium of Data on Global Change. Carbon Dioxide Information Analysis Center, Oak Ridge National Laboratory, U.S. Department of Energy, Oak Ridge, TN.

- Tarasov, L., and W.R. Peltier, 2003: Greenland glacial history, borehole constraints, and Eemian extent. J. Geophys. Res., 108, 2143, doi:10.1029/2001JB001731.
- Tarasov, L., and W.R. Peltier, 2005: Arctic freshwater forcing of the Younger Dryas cold reversal. Nature, 435(7042), 662–665.
- Taylor, A.E., et al., 2006: Canadian arctic permafrost observatories: detecting contemporary climate change through inversion of subsurface temperature time-series. J. Geophys. Res., 111, B02411, doi:10.1029/2004JB003208.
- Taylor, K.E., et al., 2000: Analysis of forcing, response, and feedbacks in a paleoclimate modeling experiment. In: Proceedings of the Third Paleoclimate Modelling Intercomparison Project (PMIP) Workshop, 4-8 Oct. 1999, La Huardière, Canada [Braconnot, P. (ed.)]. WCRP-111, WMO/TD-No. 1007, World Meteorological Organization, Geneva, pp. 43–49.
- Tett, S.F.B., et al., 2007: The impact of natural and anthropogenic forcings on climate and hydrology since 1550. Clim. Dyn., 28(1), 3–34.
- Thomas, E., 2003: Extinction and food at the sea floor: a high-resolution benthic foraminiferal record across the Initial Eocene Thermal Maximum, Southern Ocean Site 690. In: Causes and Consequences of Globally Warm Climates of the Paleogene [Wing, S., Gingerich, P.,
- Schmitz, B., and Thomas, E., (eds.)]. Special Paper Vol. 369, Geological Society of America, Boulder, CO, pp. 319–332.
- Thompson, L.G., 2000: Ice core evidence for climate change in the Tropics: implications for our future. Quat. Sci. Rev., 19(1–5), 19–35.
- Thompson, L.G., 2001: Stable isotopes and their relationship to temperature as recorded in low latitude ice cores. In: Geological Perspectives of Global Climate Change [Gerhard, L.C., W.E. Harrison, and B.M. Hanson (eds.)]. Studies in Geology No. 47, American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, OK, pp. 99–119.
- Thompson, L.G., et al., 2000: A high-resolution millennial record of the South Asian Monsoon from Himalayan ice cores. Science, 289(5486), 1916–1919.
- Thompson, R.S., 1991: Pliocene environments and climates in the Western United States. Quat. Sci. Rev., 10, 115–132.
- Thompson, R.S., and R.F. Fleming, 1996: Middle Pliocene vegetation: Reconstructions, paleoclimate inferences, and boundary conditions for climate modeling. Mar. Micropaleontol., 27, 27–49.
- Tinner, W., and A.F. Lotter, 2001: Central European vegetation response to abrupt climate change at 8.2 ka. Geology, 29, 551–554.
- Toracinta, E.R., R.J. Oglesby, and D.H. Bromwich, 2004: Atmospheric response to modified CLIMAP ocean boundary conditions during the Last Glacial Maximum. J. Clim., 17, 504–522.
- Traufetter, F., et al., 2004: Spatio-temporal variability in volcanic sulphate deposition over the past 2 kyr in snow pits and firn cores from Amundsenisen, Dronning Maud Land, Antarctica. J. Glaciol., 50, 137–146.
- Trenberth, K.E., and B.L. Otto-Bliesner, 2003: Toward integrated reconstruction of past climates. Science, 300(5619), 589–591.
- Tripati, A.K., and H. Elderfield, 2004: Abrupt hydrographic changes in the equatorial Pacific and subtropical Atlantic from foraminiferal Mg/Ca indicate greenhouse origin for the thermal maximum at the Paleocene- Eocene Boundary. Geochem. Geophys. Geosystems, 5, doi:10.1029/2003GC000631.
- Tudhope, A.W., et al., 2001: Variability in the El Niño-Southern Oscillation through a glacialinterglacial cycle. Science, 291, 1511–1517.
- Tzedakis, P.C., 2005: Towards an understanding of the response of southern European vegetation to orbital and suborbital climate variability. Quat. Sci. Rev., 24, 1585–1599.

- van Kreveld, S., et al., 2000: Potential links between surging ice sheets, circulation changes, and the Dansgaard-Oeschger cycles in the Irminger Sea, 60-18 kyr. Paleoceanography, 15, 425–442.
- Vellinga, M., and R.A. Wood, 2002: Global climatic impacts of a collapse of the Atlantic thermohaline circulation. Clim. Change, 54(3), 251–267.
- Verschuren, D., 2001: Reconstructing fluctuations of a shallow East African lake during the past 1800 yrs from sediment stratigraphy in a submerged crater basin. J. Paleolimnol., 25(3), 297–311.
- Veski, S., H. Seppa, and A.E.K. Ojala, 2004: Cold event at 8200 yr BP recorded in annually laminated lake sediments in eastern Europe. Geology, 32(8), 681–684.
- Vettoretti, G., and W.R. Peltier, 2003: Post-Eemian glacial inception. Part II: Elements of a cryospheric moisture pump. J. Clim., 16(6), 912–927.
- Vidal, L., L. Labeyrie, and T.C.E. van Weering, 1998: Benthic δ18O records in the North Atlantic over the last glacial period (60-10 kyr): Evidence for brine formation. Paleoceanography, 13(3), 245–251.
- Villalba, R., et al., 2003: Large-scale temperature changes across the southern Andes: 20thcentury variations in the context of the past 400 years. Clim. Change, 59(1–2), 177–232.
- Vincent, C., et al., 2005: Glacier fluctuations in the Alps and in the tropical Andes. Comptes Rendus Geoscience, 337(1–2), 97–106.
- Voelker, A.H.L., 2002: Global distribution of centennial-scale records for Marine Isotope Stage (MIS) 3: a database. Quat. Sci. Rev., 21(10), 1185–1212.
- von Grafenstein, U., et al., 1998: The cold event 8,200 years ago documented in oxygen isotope records of precipitation in Europe and Greenland. Clim. Dyn., 14, 73–81.
- von Storch, H., and E. Zorita, 2005: Comment on "Hockey sticks, principal components, and spurious significance" by S. McIntyre and R. McKitrick. Geophys. Res. Lett., 32(20), doi:10.1029/2005GL022753.
- von Storch, H., et al., 2004: Reconstructing past climate from noisy data. Science, 306(5296), 679–682.
- Vuille, M., and M. Werner, 2005: Stable isotopes in precipitation recording South American summer monsoon and ENSO variability: observations and model results. Clim. Dyn., 25(4), 401–413.
- Vuille, M., M. Werner, R.S. Bradley, and F. Keimig, 2005: Stable isotopes in precipitation in the Asian monsoon region. J. Geophys. Res., 110(D23), doi:10.1029/2005JD006022.
- Waelbroeck, C., et al., 2002: Sea-level and deep water temperature changes derived from benthic foraminifera isotopic records. Quat. Sci. Rev., 21(1–3), 295–305.
- Waelbroeck, C., et al., 2005: A global compilation of late Holocene planktonic foraminiferal δ18O: Relationship between surface water temperature and δ18O. Quat. Sci. Rev., 24, 853–858.
- Wahl, E.R., and C.M. Ammann, 2007: Robustness of the Mann, Bradley, Hughes reconstruction of Northern Hemisphere surface temperatures: Examination of criticisms based on the nature and processing of proxy climate evidence. Clim. Change, in press.
- Wahl, E.R., D.M. Ritson and C.M. Ammann, 2006: Comment on "Reconstructing past climate from noisy data". Science, 312, 529.
- Wallmann, K., 2001: Controls on the Cretaceous and Cenozoic evolution of seawater composition, atmospheric CO<sub>2</sub> and climate. Geochim. Cosmochim. Acta., 65(18), 3005–3025.
- Wang, Y.J., et al., 2001: A high-resolution absolute-dated late Pleistocene monsoon record from Hulu Cave, China. Science, 294, 2345–2348.
- Wang, Y.J., et al., 2005: Holocene Asian monsoon: Links to solar changes and North Atlantic climate. Science, 308, 854–857.

- Wang, Y.M., and N.R. Sheeley, 2003: Modeling the sun's large-scale magnetic field during the Maunder minimum. Astrophys. J., 591(2), 1248–1256.
- Wang, Y.M., J.L. Lean, and N.R. Sheeley, 2005: Modeling the sun's magnetic field and irradiance since 1713. Astrophys. J., 625, 522–538.
- Wang, Z., and L.A. Mysak, 2002: Simulation of the last glacial inception and rapid ice sheet growth in the McGill paleoclimate model. Geophys. Res. Lett., 29, doi:10.1029/2002GL015120.
- Watanabe, O., et al., 2003: Homogeneous climate variability across East Antarctica over the past three glacial cycles. Nature, 422, 509–512.
- Webb, R.S., et al., 1997: Influence of ocean heat transport on the climate of the Last Glacial Maximum. Nature, 385, 695–699.
- Williams, J.W., T.I. Webb, P.H. Richard, and P. Newby, 2000: Late Quaternary biomes of Canada and the eastern United States. J. Biogeogr., 27, 585–607.
- Williams, J.W., et al., 2002: Rapid and widespread vegetation responses to past climate change in the North Atlantic region. Geology, 30(11), 971–974.
- Williams, P.W., D.N.T. King, J.-X. Zhao, and K.D. Collerson, 2004: Speleotherm master chronologies : combined Holocene 18O and 13C records from the north Island of New Zealand and their palaeoenvironmental interpretation. The Holocene, 14, 194–208.
- Wing, S.L., et al., 2005: Transient floral change and rapid global warming at the Paleocene-Eocene boundary. Science, 310(5750), 993–996.
- Wise, S.W.J., J.R. Breza, D.M. Harwood, and W. Wei, 1991: Paleogene glacial history of Antarctica. In: Controversies in Modern Geology: Evolution of Geological Theories in Sedimentology, Earth History and Tectonics [Müller, D.W., J.A. McKenzie, and H. Weissert (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, pp. 133–171.
- Wohlfahrt, J., S.P. Harrison, and P. Braconnot, 2004: Synergistic feedbacks between ocean and vegetation on mid- and high- latitude climates during the mid-Holocene. Clim. Dyn., 22, 223–238.
- Woodhouse, C.A., and J.T. Overpeck, 1998: 2000 years of drought variability in the central United States. Bull. Am. Meteorol. Soc., 79(12), 2693–2714.
- Wyputta, U., and B.J. McAvaney, 2001: Influence of vegetation changes during the Last Glacial Maximum using the BMRC atmospheric general circulation model. Clim. Dyn., 17, 923–932.
- Xia, Q.K., H.X. Zhao, and K.D. Collerson, 2001: Early-Mid Holocene climatic variations in Tasmania, Australia: multi-proxy records in a stalagmite from Lynds Cave. Earth Planet. Sci. Lett., 194(1–2), 177–187.
- Xoplaki, E., et al., 2005: European spring and autumn temperature variability and change of extremes over the last half millennium. Geophys. Res. Lett., 32, L15713, doi:10.1029/2005GL023424.
- Yapp, C.J., and H. Poths, 1992: Ancient atmospheric CO<sub>2</sub> pressures inferred from natural goethites. Nature, 355, 342–344.
- Yokoyama, Y., et al., 2000: Timing of the Last Glacial Maximum from observed sea-level minima. Nature, 406(6797), 713–716.
- Zachos, J., et al., 2001: Trends, rhythms, and aberrations in global climate 65 Ma to present. Science, 292(5517), 686–693.
- Zachos, J.C., et al., 2003: A transient rise in tropical sea surface temperature during the Paleocene-Eocene Thermal Maximum. Science, 302(5650), 1551–1554.
- Zachos, J.C., et al., 2004: Early Cenozoic Extreme Climates: The Walvis Ridge Transect, Sites 1262-1267. Proceedings of the Ocean Drilling Program, Initial Reports Vol. 208, Ocean Drilling Program, College Station, TX.

- Zhang, D.E., 2005: Severe drought events as revealed in the climate record of China and their temperature situations over the last 1000 years. Acta Meteorol. Sin., 19(4), 485–491.
- Zhang, R., and T.L. Delworth, 2005: Simulated tropical response to a substantial weakening of the Atlantic thermohaline circulation. J. Clim., 18(12), 1853–1860.
- 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. Clim. Dyn., 25, (7–8), 777–800.
- Zielinski, G.A., 2000: Use of paleo-records in determining variability within the volcanismclimate system. Quat. Sci. Rev., 19(1), 417–438.
- Zorita, E., F. Gonzalez-Rouco, and S. Legutke, 2003: Testing the Mann et al. (1998) approach to paleoclimate reconstructions in the context of a 1000-yr control simulation with the ECHO-G coupled climate model. J. Clim., 16(9), 1378–1390.