module 2

LE SYSTÈME CLIMATIQUE ET SON ÉVOLUTION À L'ÉCHELLE GÉOLOGIQUE

par Sebastian Weissenberger

SOMMAIRE

1. La circulation atmosphérique 3
1.1 La circulation latitudinale
1.1.1 Les cellules de Hadley
1.1.2 Les cellules de Ferrel
1.1.3 Les cellules polaires
1.2 La circulation longitudinale
1.2.1 Les vents thermiques
1.2.2 Les cellules de Walker

2. La circulation océanique 12
2.1 La circulation thermohaline
2.2 Le rôle de la circulation thermohaline dans la régulation du climat
2.3 Les variations de la circulation thermohaline dans le passé
2.4 Le Dryas récent

3. Les cycles climatiques 21
3.1 Les cycles climatiques à long terme
3.2 Les cycles à court terme et les oscillations climatiques

4. L'évolution du climat à l'échelle géologique 25

5. L'hypothèse de la Terre blanche 32

6. Les outils utilisés pour reconstruire le climat 35
6.1 Les forages de glaciers
6.2 Les forages de sédiments marins et lacustres
6.3 L'analyse des isotopes
6.3.1 La datation à l'aide d'isotopes radioactifs
6.3.2 Les isotopes du carbone
6.3.3 Les isotopes de l'oxygène et de l'hydrogène
6.3.4 Les isotopes radiogéniques
6.4 Les autres méthodes
6.4.1 La palynologie
6.4.2 La dendrochronologie
6.4.3 L'étude des coraux
6.4.4 L'analyse des températures dans des puits de forage
6.4.5 La télédétection

Le système climatique terrestre est d'une grande complexité. Dans ce texte, nous analyserons quelques-uns des principaux rouages de ce système, sans prétendre à une description exhaustive. Les deux principales composantes du système climatique sont l'atmosphère et l'hydrosphère, c'est-à-dire les océans. Ces deux fluides sont en mouvement constant. Le moteur de ces mouvements est la dissipation de l'énergie solaire. La rotation de la Terre et la géographie des continents et des bassins océaniques introduisent une grande complexité à ces mouvements. Le climat est caractérisé par des cycles qui opèrent à plusieurs échelles temporelles et spatiales. Dans l'histoire de la Terre, le climat a beaucoup varié au fur et à mesure des changements de la position des continents et de la composition de l'atmosphère. La science moderne est en mesure de reconstruire les climats du passé l'aide de différents types d'échantillons obtenus en creusant profondément dans des glaciers, des sédiments ou la croûte continentale. Nous présenterons certains des outils utilisés pour reconstruire le climat.

1. LA CIRCULATION ATMOSPHÉRIQUE

L'inégalité de l'incidence au sol du rayonnement solaire selon les latitudes et les différences d'albédo génèrent des différences de température entre les différentes régions du globe. Ces différences thermiques sont à l'origine des circulations atmosphérique et océanique. Ainsi, on peut dire que les circulations atmosphérique et océanique visent à répartir l'énergie thermique sur la surface du globe afin de mener au plus grand degré d'uniformité possible, en accord avec la deuxième loi de la thermodynamique (l'entropie maximale). Ce mouvement allant des tropiques aux hautes latitudes serait relativement simple sur une terre uniforme et immobile. En réalité, la rotation de la Terre, donc la force de Coriolis, du nom du mathématicien français Gaspard Coriolis (1792-1843), et les facteurs géomorphologiques – l'alternance de continents et d'océans et, à plus petite échelle, la présence de montagnes – influencent les mouvements de l'air et de l'eau.

1.1 La circulation latitudinale

La figure 1 résume la circulation atmosphérique. On observe la présence de trois systèmes de circulation distincts : les cellules de Hadley, les cellules de Ferrel et les cellules polaires, qui sont accompagnées de vents distincts, dont les alizés.

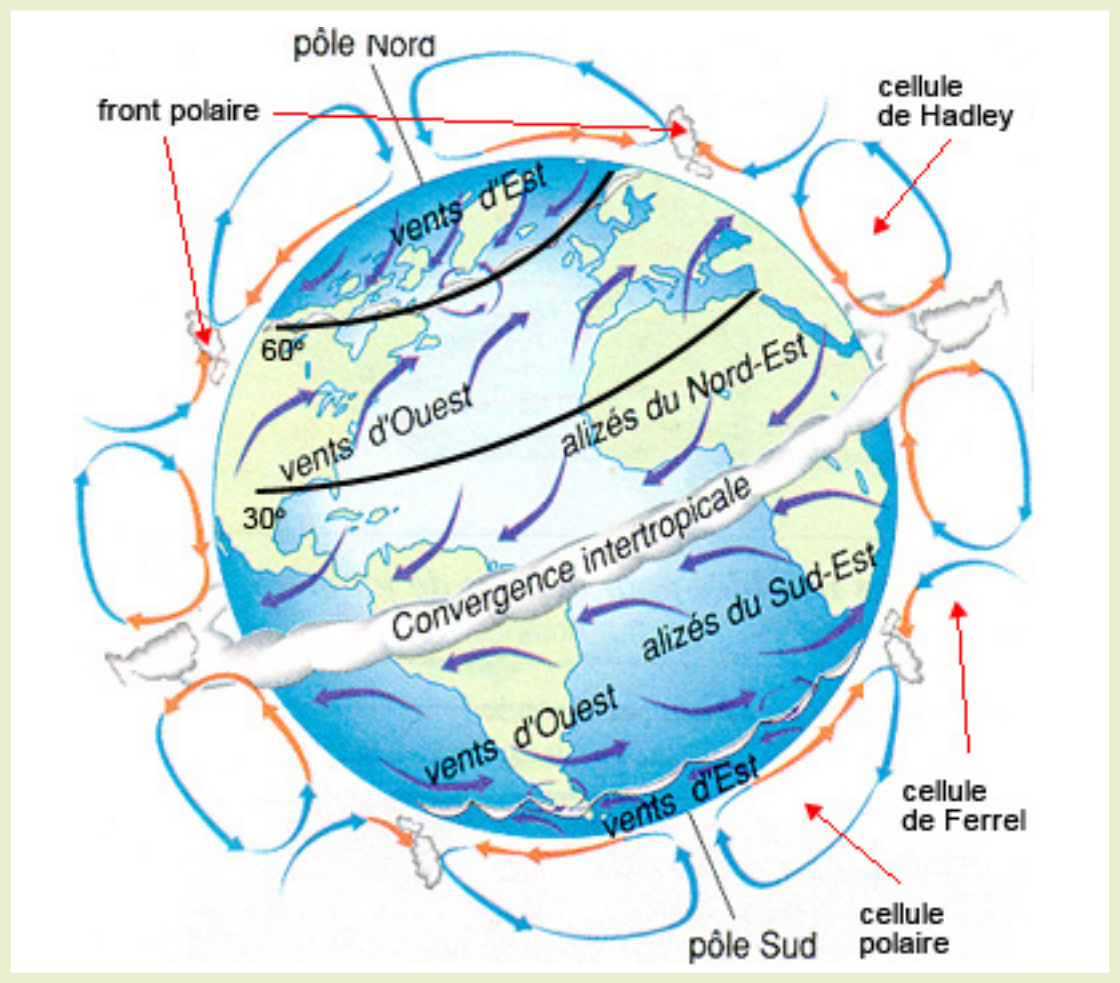

Figure 1
Circulation atmosphérique.
Source : Adapté de Y. Kuster – MENRT. http://www.educnet.education.fr/obter/appliped/circula/theme/atmos32.htm

1.1.1 Les cellules de Hadley

Les cellules de Hadley (nommées d'après George Hadley, 1685-1768, juriste et météorologue anglais) sont à l'origine de la présence de zones tropicales humides et de cellules sèches. L'air chaud et humide qui s'élève au-dessus de la zone tropicale autour de l'équateur est générateur de précipitations constantes (figure 2). La zone nuageuse au-dessus de l'équateur est appelée zone de convergence intertropicale (ZCIT). Elle est clairement visible sur des photos satellites (figure 3) et se déplace légèrement selon les saisons (figure 4). En remontant jusqu'à la troposphère à 15 km d'altitude, cet air se refroidit et s'assèche à la suite de la condensation de l'humidité et des précipitations. Quand il redescend à des latitudes situées autour de 30 degrés, cet air sec se réchauffe au contact du continent chaud et emporte avec lui, dans un mouvement horizontal vers l'équateur, la vapeur d'eau contenue dans l'air. Ces zones sont ainsi constamment maintenues dans un état de sécheresse et correspondent aux ceintures désertiques de l'Asie, de l'Afrique et de l'Amérique du Sud.

La remontée d'air au-dessus des zones équatoriales crée une zone de basse pression (cyclonique), provoquant un « appel d'air » qui génère des vents convergeant vers l'équateur, les alizés (*trade wind)*. Ces vents font partie de la circulation des cellules de Hadley. Les zones de retombée d'air sec autour de 30 degrés de latitude sont au contraire des zones de haute pression (anticycloniques).

Les alizés sont empiriquement connus des marins depuis l'Antiquité. Pour atteindre l'Amérique, les navigateurs portugais, espagnols, italiens, français ou anglais empruntaient la route du Sud en suivant les alizés. Au retour, ils empruntaient la route du Nord, en suivant les vents d'ouest et le courant du golfe. Les zones calmes équatoriales (connues sous le nom de *doldrums*) dépourvues de vents réguliers étaient craintes des marins, car les navires pouvaient y rester immobilisés pendant des semaines sous un soleil brûlant.

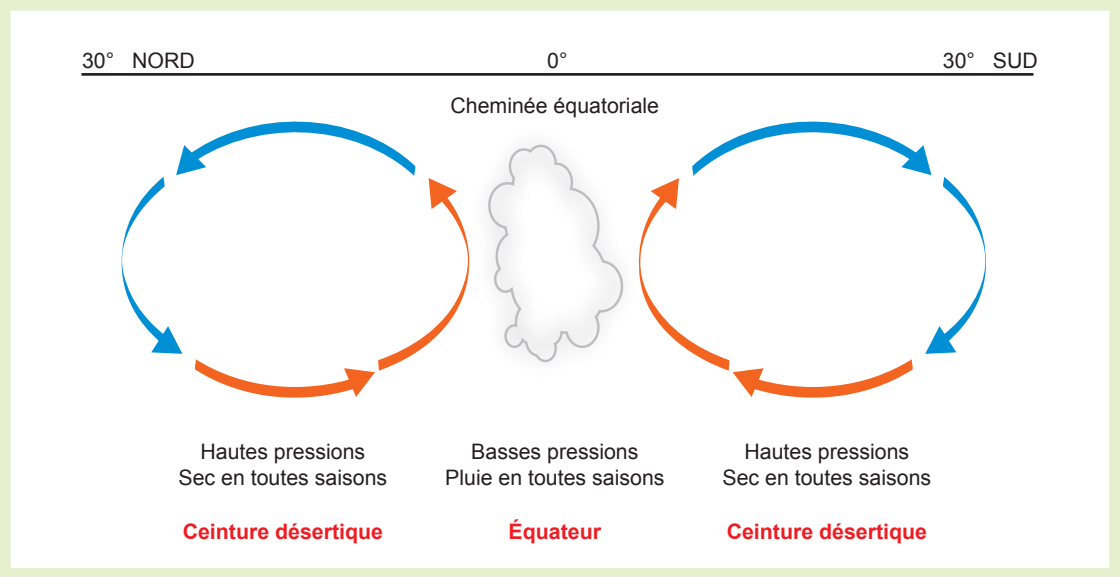

Figure 2
Circulation latitudinale dans les cellules de Hadley.
Source : Adapté de educnet. http://www.educnet.education.fr/obter/appliped/circula/theme/atmo325.htm

Les mouvements d'air latéraux superposés aux mouvements nord-sud sont dus à la force de Coriolis qui résulte de la rotation de la Terre autour de son axe. Cette force fait dévier chaque particule en mouvement vers la droite, dans l'hémisphère Nord, et vers la gauche, dans l'hémisphère Sud. La force de Coriolis est faible à petite échelle. Elle n'explique pas, par exemple, la circulation d'eau s'écoulant d'une baignoire. À grande échelle, elle devient cependant importante pour des masses qui se déplacent sur de grandes distances telles que les masses d'air et les courants océaniques, dont il sera question plus loin. Ainsi, les alizés transportant l'air des latitudes subtropicales autour de 30 degrés de latitude vers l'équateur sont déviés vers l'est dans les deux hémisphères (figure 1). Les vents d'ouest aux latitudes moyennes de même que les vents d'est aux hautes latitudes, les courants-jets subtropicaux, situés dans la partie haute de la cellule de Hadley à la tropopause, et le courant-jet polaire, situé sur le front polaire, sont déviés de la même manière par la force de Coriolis et sont également symétriques dans les deux hémisphères.

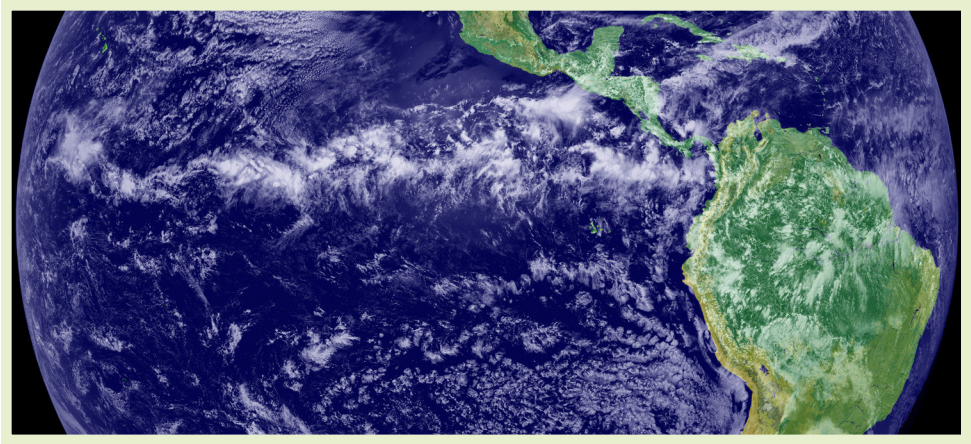

Figure 3

Photographie satellite de la ZCIT.

La zone de convergence intertropicale est la ligne de nuages blancs.

Source : NASA Earth Observatory. http://earthobservatory.nasa.gov/Newsroom/NewImages/Images/itcz_goes11_lrg.jpg

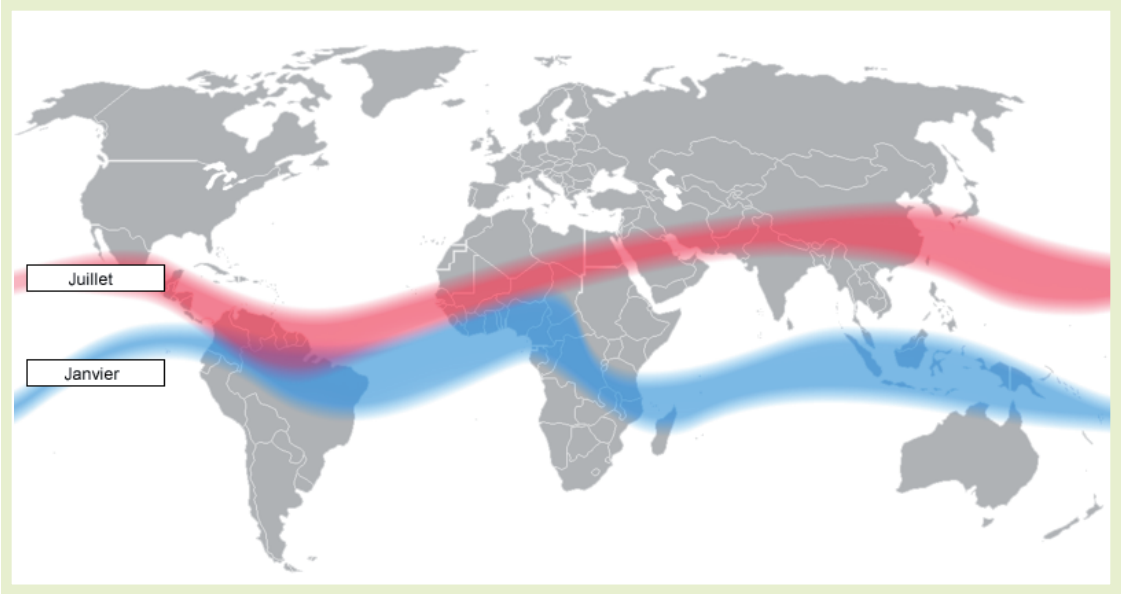

Figure 4

Zone de convergence intertropicale en été (rouge) et en hiver (bleu).

La zone de convergence intertropicale (ZCIT) n'est pas parfaitement circulaire, car elle est déviée par l'alternance de continents et d'océans. La plus grande capacité calorifique des océans fait en sorte que la température y est moins élevée que sur les continents dans les zones tropicales ensoleillées. Durant l'été, dans l'hémisphère Nord, la ZCIT se situe plus loin au nord et inversement pendant l'hiver austral. Le déplacement latitudinal de la ZCIT est à l'origine de l'alternance de saisons sèches et de saisons humides et des moussons dans les pays de la zone tropicale.

Source : M. Halldin, Wikipédia. http://en.wikipedia.org/wiki/Image:ITCZ_january-july.png

1.1.2 Les cellules de Ferrel

Au-dessus des zones tempérées se forment des cellules de circulation semblables aux cellules de Hadley, appelées cellules de Ferrel en hommage au météorologue américain William Ferrel (1817-1891). Les cellules de Ferrel circulent dans le sens inverse des cellules de Hadley et sont moins constantes. Elles comprennent un courant ascendant autour de 60 degrés de latitude et un courant descendant autour de 30 degrés de latitude.

Autour de 60 degrés de latitude, l'air chaud tropical s'élève progressivement au-dessus de l'air polaire, plus froid et plus dense. La zone de rencontre des deux masses d'air de températures très différentes – le front polaire, situé entre les cellules de Ferrel et les cellules polaires, est une zone de forts échanges d'énergie, entre autres à travers le courant-jet polaire et le vortex polaire.

1.1.3 Les cellules polaires

La cellule polaire est formée d'une remontée d'air relativement chaud au-dessus de la zone autour du 60 degrés de latitude. Cet air se refroidit et redescend au-dessus des pôles (90 degrés de latitude) et se dirige ensuite vers les plus basses latitudes. Ce mouvement est accompagné de vents d'est polaires dans la basse troposphère. Dans la région à cheval entre la haute troposphère et la basse stratosphère s'installe, particulièrement en hiver, un vortex cyclonique puissant, au sein duquel les vents atteignent jusqu'à 360 $km.h^{-1}$. Le vortex est particulièrement stable au-dessus de l'Antarctique à cause de l'absence de masses continentales. La circulation d'air dans les vortex s'effectue dans le sens antihoraire dans l'hémisphère Nord et dans le sens horaire dans l'hémisphère Sud. L'origine des vortex polaires est le mouvement d'air en haute altitude vers le centre des zones de basse pression au-dessus des pôles, lequel est dévié par la force de Coriolis, créant un mouvement circulaire perpendiculaire au sens de déplacement de l'air.

Le piégeage d'air au-dessus des régions polaires et dans les vortex est entre autres à l'origine de l'effet de l'accumulation de composés atmosphériques divers. L'accumulation de chlorofluorocarbones (CFC) et de certains autres composés est responsable de la formation du trou d'ozone au-dessus de la zone antarctique, pourtant loin des sources d'émission de ces gaz en Europe et en Amérique du Nord. L'effet du « doigt froid » (*cold-finger effect*) explique aussi le transport et l'accumulation de polluants atmosphériques vers les zones polaires de sorte que, paradoxalement, les Inuits sont les habitants d'Amérique du Nord les plus exposés aux substances toxiques persistantes (métaux lourds, polluants organiques persistants) alors qu'ils se situent loin des sources d'émission.

1.2 La circulation longitudinale

L'alternance de continents et d'océans et la capacité calorifique différente de ces deux milieux font qu'à latitude égale, la température n'est pas uniforme autour de la Terre. Les océans se réchauffent et se refroidissent plus lentement que les continents. Le résultat de ce gradient de chaleur est un transfert calorifique par des systèmes de circulation latitudinaux.

1.2.1 Les vents thermiques

Le principe de la brise thermique (figure 5) est bien connu des marins en tant que vent solaire qui souffle vers la Terre le matin et vers l'océan le soir. La raison en est simplement la différence de capacité thermique des deux milieux. La capacité thermique de l'eau étant nettement supérieure, l'océan emmagasine plus de chaleur que la Terre, tout en se réchauffant moins durant le jour, mais reste à température constante durant la nuit. La Terre, quant à elle, se refroidit rapidement dès l'arrêt du rayonnement solaire. Le vent solaire souffle des régions à température moins élevée vers celles à température plus élevée puisque l'air plus chaud, en s'élevant, crée un « vide » au-dessus de la zone chaude et un appel d'air de la zone froide, où l'air est plus dense.

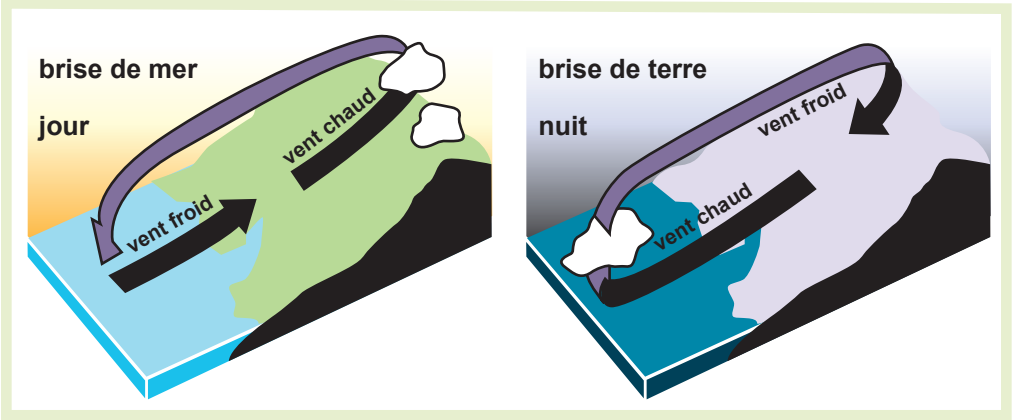

Figure 5
Principe du vent solaire (brise thermique).
Source : Beltrando, 2004.

1.2.2 Les cellules de Walker

Les cellules de Walker (en l'honneur de Sir Gilbert Walker, 1868-1958, physicien anglais à qui l'on doit la découverte de l'oscillation australe) et la circulation longitudinale, c'est-à-dire dans l'axe est-ouest, repose sur le principe du vent thermique, mais à des échelles spatiales et temporelles plus grandes. L'air s'élève au-dessus du Pacifique Ouest, plus chaud, et redescend au-dessus du Pacifique Est, plus froid (figure 6). L'air se déplaçant d'est en ouest au-dessus de l'océan est dévié vers le nord. La remontée d'air chaud et humide dans la partie ouest y crée un climat humide tandis que la retombée d'air froid et sec crée un climat plus aride et frais dans la partie est du Pacifique, sur la côte de l'Amérique du Sud. Le vent d'ouest soufflant au large de la côte de l'Amérique du Sud crée un mouvement d'eau de surface vers le large (transport d'Ekman), ce qui permet à l'eau profonde, froide et riche en nutriments de remonter à la surface dans des *upwelling* (remontée d'eau profonde). Cette eau est incorporée au courant de Humboldt et est garante des pêches abondantes le long des côtes du Chili et du Pérou.

Un dérèglement récurrent de la cellule de Walker est à l'origine du phénomène El Niño, caractérisé par des sécheresses dans le Pacifique Ouest, des inondations et un réchauffement dans le Pacifique Est, ainsi que par une interruption de l'*upwelling* au large de la côte de l'Amérique du Sud. Durant la période 1861-2000, la circulation dans la cellule de Walker a faibli en moyenne de 3,5 %. Cela correspond aux résultats des modèles climatiques, incluant l'effet des gaz à effet de serre, qui provoquent une augmentation de la vapeur dans l'atmosphère (Vecchi *et al.,* 2006). La circulation dans la cellule de Walker pourrait faiblir de 10 % de plus d'ici 2100, réduisant les courants océaniques de surface de 20 % et augmentant possiblement la fréquence et la sévérité des épisodes El Niño.

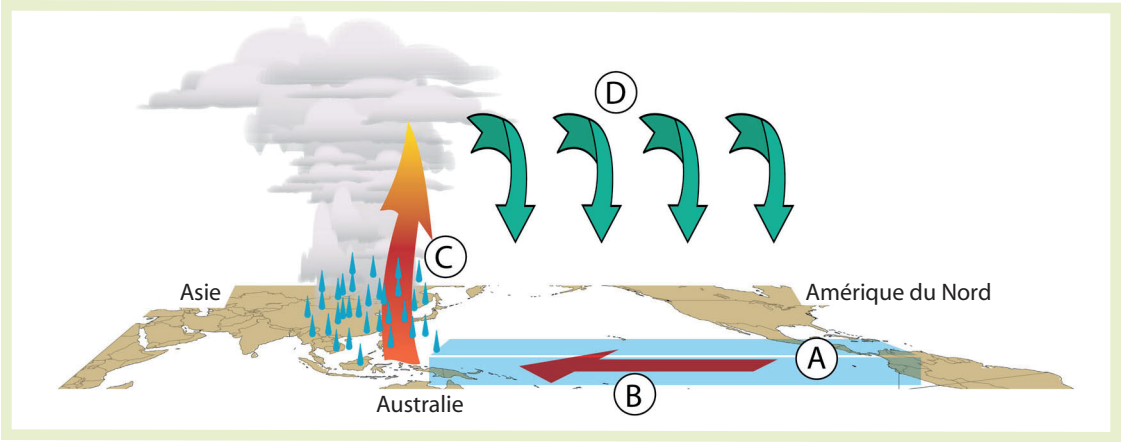

Figure 6
Cellule de Walker.

C : remontée d'air chaud jusqu'à 1000 m. L'humidité se transforme de pluie.

A : redescente d'air frais et sec.

B : vents de surface créent une accumulation d'eau du côté ouest du Pacifique.

En mode El Niño , la cellule ralentit, causant un déficit de précipitations en C et un surcroît de précipitations en A ainsi que l'affaiblissement de *l'upwelling* en A.

Source : adapté de Gabriel A. Vecchi, NOAA Geophysical Fluid Dynamics Laboratory.

2. LA CIRCULATION OCÉANIQUE

2.1 La circulation thermohaline

Les océans jouent un rôle particulièrement important dans la régulation du climat. Ils agissent comme un immense réservoir de chaleur et redistribuent la chaleur dans le temps et dans l'espace. La capacité calorifique de l'océan, c'est-à-dire la faculté de l'eau d'absorber la chaleur, est en effet bien supérieure à celle de l'atmosphère et des continents. Les 2,5 premiers mètres de l'océan contiennent autant de chaleur (d'énergie thermique) que toute l'atmosphère au-dessus d'eux. Ainsi, la chaleur excessive présente dans l'atmosphère peut être transférée à l'océan et, inversement, l'océan peut restituer de la chaleur emmagasinée en cas de refroidissement de l'atmosphère. Le transfert de

chaleur s'effectue en grande partie lors de l'évaporation, qui provoque un refroidissement (comme lorsqu'on se frotte les mains avec de l'alcool). L'énergie ainsi transférée est appelée la chaleur latente.

La chaleur latente dans l'Atlantique au-dessus du Gulf Stream est de 160 $W.m^{-2}$, comparativement à 20 $W.m^{-2}$ dans la zone désertique du Sahara. Cette chaleur latente est restituée lors de la précipitation de l'eau évaporée. Le transfert de chaleur n'est cependant pas instantané, il représente au contraire un processus complexe en lien avec la stratification de l'océan et la circulation thermohaline (Stommel, 1961). Cette circulation de masses d'eau à l'échelle planétaire (figure 7) est générée par des différences de température et de salinité au sein de l'océan, d'où le nom de circulation thermohaline, dérivé des mots grecs *thermos* (température) et *hal* (sel).

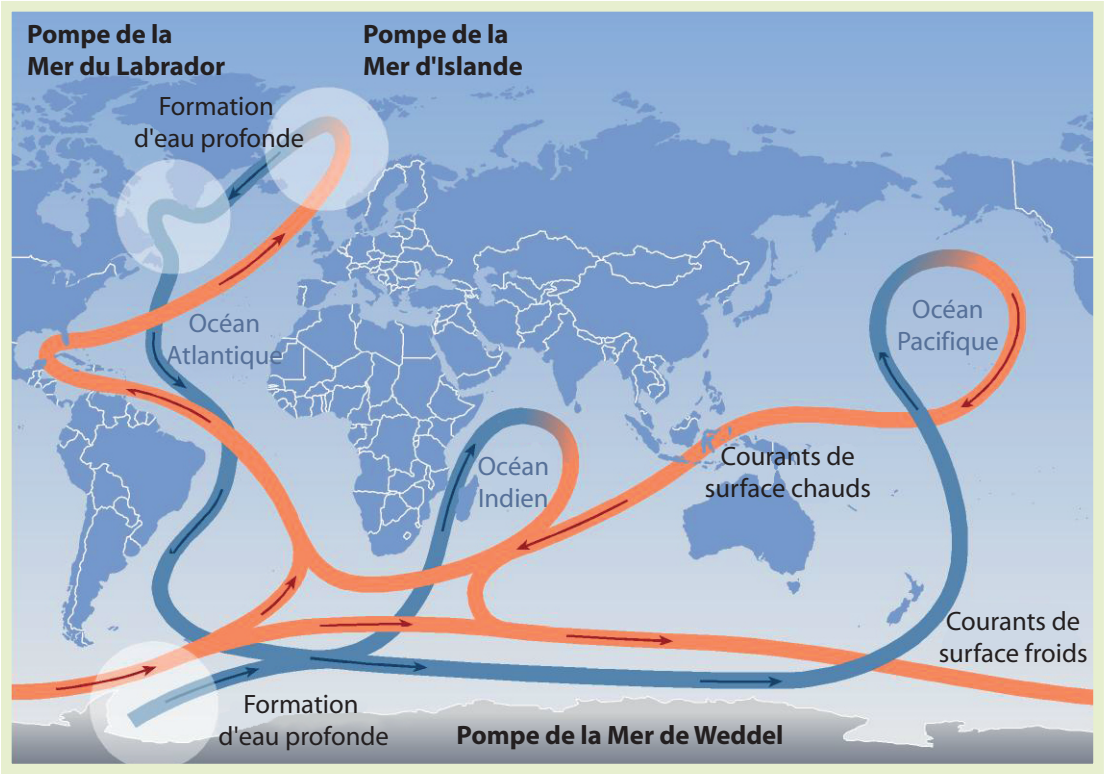

Figure 7
Boucle de convoyage.
Rouge : courants de surface chauds. Bleu : courants de fond froids. Les trois principaux lieux de la formation d'eau profonde sont indiqués par des ronds clairs.
Source : IPCC.

Le moteur de cette circulation à la fois verticale et horizontale est la densité de l'eau, qui augmente avec la salinité et décroît avec la température. Ainsi, lorsque l'eau chaude remonte du golfe du Mexique, où l'évaporation l'a enrichie en sel, vers les régions polaires de l'Atlantique Nord, elle se refroidit et sa densité augmente. À cause de sa salinité élevée, elle devient finalement plus dense que l'eau de surface de l'Atlantique Nord et plonge en profondeur, jusqu'à environ 2000 ou 3000 mètres (figure 8). Ces *downwelling* ou plongées d'eau menant la formation d'eaux profondes s'effectuent en de rares endroits à la surface de la Terre, principalement dans les deux « pompes » de l'Atlantique Nord (une dans le détroit du Labrador et une au large de l'Islande), ainsi que dans celle de la mer de Weddel en Antarctique.

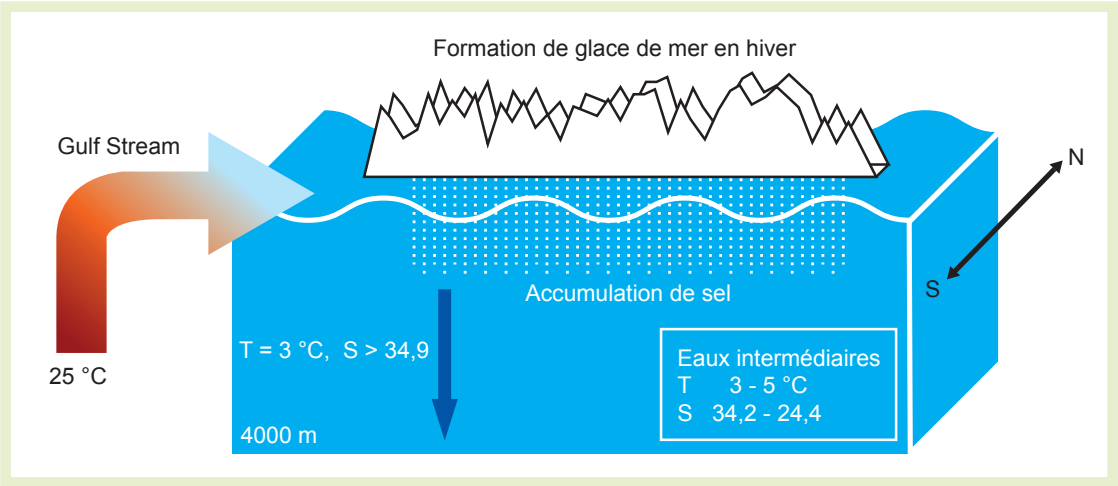

Figure 8
Formation d'eau profonde.
Le courant chaud et salin (à cause de l'évaporation dans le golfe du Mexique) en provenance des tropiques se refroidit au contact de l'air polaire et gagne en densité. Sa salinité augmente encore lors de la formation de glace de mer en hiver, puisque celle-ci n'incorpore que l'eau et non le sel. L'eau devient alors assez dense pour plonger jusqu'à 2000 à 3500 mètres. Le débit des deux pompes dans l'Atlantique Nord est de 0,2-0,3 Sv (200 000 à 300 000 m^3/s), une chute d'eau de 3000 mètres de profondeur et plus de cent fois le débit des chutes du Niagara et supérieur à celui de l'Amazone (180 000 m^3/s). Dans la « pompe » du Labrador, le mélange vertical est plutôt dû

au refroidissement des eaux de surface par les vents froids. L'eau de surface se refroidit jusqu'à devenir aussi dense que l'eau à 2000 mètres de profondeur. Des mécanismes semblables sont à l'œuvre dans la formation d'eau profonde en Antarctique, mais cette eau est encore plus froide et bien que légèrement moins salée plus dense que l'eau profonde de l'Atlantique Nord. L'eau profonde antarctique s'écoule donc en dessous de l'eau profonde nord-atlantique, à 4000 mètres de profondeur.

Les deux pompes de l'Atlantique Nord sont le « point de départ » d'une grande circulation océanique d'une durée de l'ordre du millénaire (figure 7). En effet, une fois arrivées au fond de l'océan, ces eaux se dirigent vers le sud dans des courants de fond froids qui cheminent vers l'Atlantique Sud et le Pacifique pour revenir à la surface quelques siècles plus tard dans plusieurs lieux d'*upwelling* dans l'océan Indien et l'océan Pacifique. La localisation de ces *upwelling* est moins précise que celle des *downwelling* de l'Atlantique Nord. La remontée de l'eau est accompagnée d'un dégazage d'une partie du CO_2 contenu dans les eaux profondes lorsque leur température augmente et leur pression diminue, ce qui réduit la solubilité du CO_2. Par la suite, les eaux remontées à la surface suivent les courants de surface, régis par les vents dominants, pour reprendre continuellement le même trajet.

La boucle de convoyage crée une connexion entre la circulation thermohaline (les *upwelling* et *downwelling*) et les courants de surface, mus par les vents. Il s'agit donc d'une mécanique complexe formée de plusieurs éléments imbriqués, mais en partie indépendants. Le Gulf Stream qui amène l'eau chaude et salée du golfe du Mexique vers l'Atlantique ne dépend que des vents dominants et non de la présence des downwelling dans l'Atlantique Nord. Il fait partie d'un grand gyre océanique tournant dans le sens horaire (figure 9). D'après les observations (Bryden *et al.,* 2005), l'affaiblissement actuel de la formation d'eau profonde s'accompagne d'un renforcement du courant nord-sud de l'Atlantique oriental. Au lieu de plonger en profondeur, l'eau du courant du golfe se dirige donc par des courants de surface.

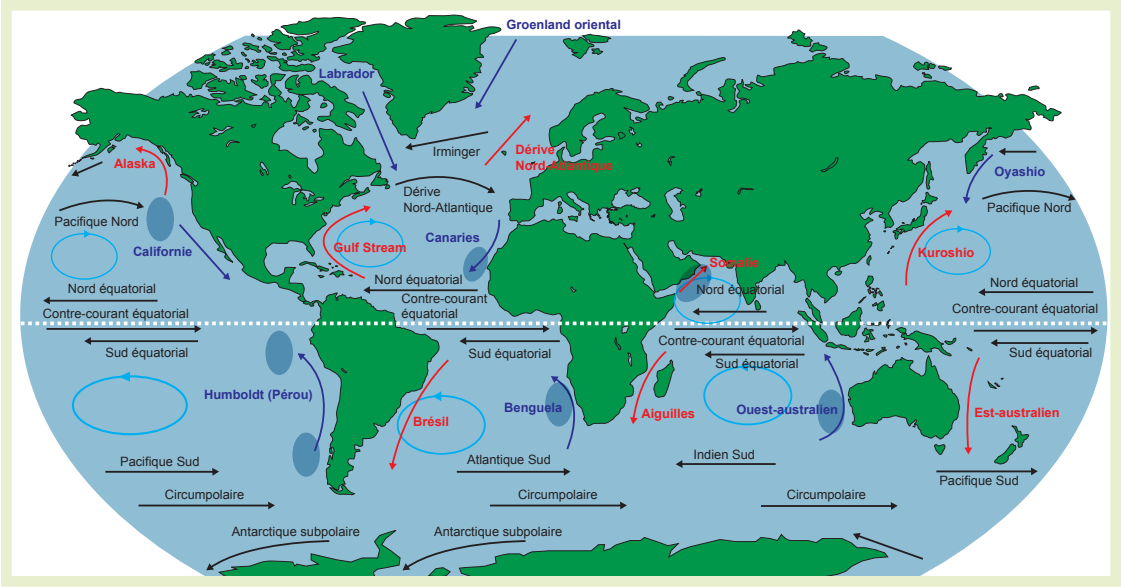

Figure 9

Courants de surface de l'océan.

Rouge : courants chauds, bleu : courants froids, noir : schématisation des gyres. Dans l'hémisphère Nord, les courants forment des gyres dans le sens horaire, et antihoraire dans l'hémisphère Sud, comme conséquence des vents dominants soumis à la force de Coriolis. Dans un système fermé, comme le gyre nord-atlantique, l'eau dans le courant est déviée vers l'intérieur du gyre, provoquant une accumulation d'eau au centre du gyre. Les courants d'ouest (Gulf Stream 140 Sv, Kuroshio 65 Sv, Agulhas 110 Sv, Brésil 65 Sv, Australie Est 15 Sv) sont chauds, généralement étroits, profonds et puissants, les courants d'est (Canaries, Californie, Pérou [Humboldt], Benguela, Australie Ouest) sont froids, moins rapides, plus diffus et accompagnés d'*upwelling* costaux. La raison des *upwelling* réside dans les vents dominants et les courants marins qui, par transport d'Ekman, dirigent l'eau vers le large, ce qui permet à l'eau profonde de remonter à la surface. Les *upwelling* sont des lieux de productivité biologique intense, car les eaux profondes sont chargées en nutriments. Les cinq principaux *upwelling* du monde (Pérou, Californie, Maroc, Angola, Australie Ouest) représentent 0,1 % de la surface des océans, mais 44,5 % des pêches mondiales. Dans l'océan Indien, le sens du gyre dépend des saisons. De novembre à mars, il est antihoraire, de mai à septembre, horaire avec un courant de Somalie développé. La raison est le déplacement de la zone de convergence intertropicale, plus vers le sud de novembre à mars et plus vers le nord de mai septembre.

Source : Adapté de Ucar. http://www.windows.ucar.edu/tour/link=/earth/Water/images/Surface_currents_jpg_image.html

2.2 Le rôle de la circulation thermohaline dans la régulation du climat

La circulation thermohaline et la boucle de convoyage interviennent de plusieurs façons dans la régulation du climat.

Premièrement, elles transportent une quantité de chaleur importante du sud vers le nord, équivalente à celle transportée par l'atmosphère. De là vient l'inquiétude des conséquences potentielles d'un ralentissement de la boucle de convoyage à la suite des changements climatiques, surtout en Europe, vers où les vents dominants transportent cette chaleur (entre autres à travers la chaleur latente).

Deuxièmement, elles contribuent à réguler la température sur des échelles de temps plus longues. L'eau possède une capacité calorifique bien supérieure à l'air. Lorsque la température de l'atmosphère change, la couche de surface de l'océan, mélangée par les vagues et la convection, rétablit l'équilibre thermique rapidement (environ une décennie) par transport convectif de chaleur. Le transport diffusif de chaleur vers les eaux profondes est beaucoup plus lent. La diffusion de chaleur vers les eaux profondes s'effectue donc principalement à travers la circulation thermohaline, qui achemine l'eau de surface vers le fond et ramène l'eau de fond – qui porte la signature thermique du moment de sa plongée il y a un millénaire – vers la surface.

Troisièmement, elles contribuent également à réguler les concentrations de CO_2 atmosphériques. Les eaux froides qui plongent en profondeur dans les zones polaires sont très chargées en CO_2, puisque la solubilité des gaz est plus élevée dans l'eau froide que dans l'eau chaude. La concentration en CO_2 étant proportionnelle à la concentration atmosphérique, une quantité plus importante de CO_2 sera soustraite de l'atmosphère et acheminée vers le fond de l'océan quand la concentration de CO_2 atmosphérique est élevée que lors de périodes où elle est faible. Le problème de ce mécanisme réside cependant dans la dépendance de la solubilité du CO_2 par rapport à la température. En effet, la solubilité du CO_2 diminue avec la température. Puisque l'augmentation de la concentration de CO_2 atmosphérique provoque un réchauffement de l'atmosphère et de la surface de l'océan, celui-ci peut soustraire de moins en moins de CO_2 à l'atmosphère. Nous sommes donc en présence d'une boucle de rétroaction positive, c'est-à-dire d'un mécanisme de renforcement, qui a pu être en œuvre lors des cycles glaciaires, contribuant à la corrélation entre le CO_2 et la température observée durant les dernières centaines de milliers d'années.

L'interaction n'est cependant pas si simple que cela puisque des changements de température atmosphérique peuvent changer l'intensité de la circulation thermohaline. Cela s'est produit à plusieurs reprises durant les dernières glaciations.

2.3 Les variations de la circulation thermohaline dans le passé

Les interruptions ou les ralentissements de la boucle de convoyage durant la dernière glaciation sont associés à deux types d'événements, les événements d'Heinrich (Heinrich *et al.,* 1993) et ceux de Dansgaard-Oeschger (Dansgaard *et al.,* 1993).

Les événements d'Heinrich consistent en une brusque interruption de la circulation thermohaline, accompagnée d'un refroidissement de plusieurs degrés. Ces événements peuvent être identifiés grâce à des couches sédimentaires de débris terrestres dans l'océan Atlantique. Ces débris ont comme origine un relargage massif d'icebergs, d'environ 2 % des calottes glaciaires, lorsque celles-ci s'étendaient trop loin dans l'océan durant les glaciations, devenant ainsi instables. La fonte de ces icebergs diminua la salinité des eaux de surface de l'Atlantique Nord et mena à une interruption de la circulation thermohaline. Ces événements se produisirent tous les 7000 à 10 000 ans durant des périodes froides, marquant la fin d'un cycle d'oscillation de température, appelé cycle de Bond (Bond *et al.,* 1992). Le refroidissement fut rapide, prenant moins de 200 ans. La période froide qui s'ensuivit perdura de quelques centaines à deux milliers d'années et fut suivie d'un réchauffement également rapide (environ 200 ans).

Les oscillations de Dansgaard-Oeschger sont des oscillations de température d'une période plus courte, c'est-à-dire de 2000 à 3000 ans. Elles ont été identifiées par les paléoclimatologistes Willi Dansgaard et Hans Oeschger dans les glaces du Groenland, mais non dans celles de l'Antarctique. Les périodes chaudes, à mi-chemin entre les températures actuelles et le minimum glaciaire, sont associées à des températures de surface océanique plus élevées et à la présence d'une convection dans la mer du Groenland (Norvège). Les épisodes froids, quant à eux, sont caractérisés par des températures de surface océanique moins élevées, par une salinité réduite et par l'absence de convection verticale. Le réchauffement au-dessus du Groenland a souvent été extrêmement rapide, jusqu'à 10 °C en quelques décennies. Contrairement aux événements d'Heinrich, souvent associés à la débâcle d'icebergs en provenance de la calotte laurentienne (Amérique du Nord), les oscillations de Dansgaard-Oeschger seraient provenues d'une débâcle partielle de la

calotte glaciaire fenno-scandinave (Europe du Nord), plus petite, mais possiblement en état d'instabilité à des intervalles plus rapprochés (Grousset *et al.*, 2000). Le réchauffement rapide lors des oscillations de Dansgaard-Oeschger peut aussi avoir été provoqué par un déplacement vers le nord du site de formation d'eau profonde et donc d'intrusion d'eau chaude tropicale dans ces régions, possiblement initié par des petits changements d'ensoleillement ayant un grand effet sur un courant atlantique instable durant cette période (Ganopolski et Rahmstorf, 2001).

L'Atlantique Nord possède plusieurs modes de circulation, entre lesquels il peut transiter rapidement, sous certaines conditions. Cela cause naturellement des inquiétudes en présence du réchauffement climatique actuel qui est accompagné d'une fonte de glaciers, surtout au Groenland et d'un apport d'eau douce dans cette région critique pour le climat mondial (Ganopolski et Rahmstorf, 2001; Broecker *et al.*, 1985). Les modes de circulation dans l'Atlantique Nord identifiés varient selon les auteurs. Les modes de circulation les plus souvent décrits sont les suivants.

- Une formation d'eau profonde dans les mers d'Islande, du Groenland et de Norvège et la circulation thermohaline forte. Ce mode correspond aux conditions chaudes actuelles inchangées depuis 10 000 ans.
- Une absence quasi totale de formation d'eau profonde dans l'Atlantique Nord et l'interruption de la circulation thermohaline. Ce mode prévalait lors des phases froides des oscillations Dansgaard-Oeschger.
- Une formation d'eau profonde au nord de l'Islande, donc plus loin au nord qu'actuellement. Cet état instable correspond aux phases chaudes des oscillations de Dansgaard-Oeschger.
- Une formation d'eau profonde dans l'Atlantique Nord ou dans la mer du Labrador, mais pas dans la mer d'Islande, et un affaiblissement et un déplacement de la circulation thermohaline vers le sud. Ce mode prévalait lors des événements d'Heinrich. Une formation d'eau profonde au sud de l'Atlantique Nord ou dans l'océan Austral est possible, qui a pu entraîner un réchauffement de certaines régions de l'Atlantique Sud.

L'importance des courants océaniques signifie aussi que les climats de périodes lointaines, lorsque les continents étaient organisés autrement à la surface du globe, différaient de ceux observés aujourd'hui. Par exemple, avant la fermeture de l'isthme de Panama, il y a trois millions d'années, il n'y avait pas de formation d'eau profonde dans l'Atlantique Nord, ni de boucle de convoyage. Le transport de chaleur du golfe du Mexique vers le

nord était donc plus faible que de nos jours et l'Atlantique Nord plus froid qu'aujourd'hui, l'Atlantique Sud, au contraire, plus chaud. La fermeture de cet isthme a empêché le mélange des eaux atlantiques salées et des eaux pacifiques, moins salées, et a permis à un gradient de salinité de s'établir entre ces deux océans, lequel est ultimement à l'origine de la circulation thermohaline.

2.4 Le Dryas récent

Un exemple singulier de changement climatique, très discuté en océanographie et en climatologie, eut lieu à la fin de la dernière glaciation. Alors que la déglaciation était amorcée depuis 4000 ans, il se produisit, vers 11 000 ans, une soudaine et rapide (de l'ordre d'une ou de quelques décennies) avancée des glaciers en recul depuis des millénaires. Les vestiges de pollens fossiles indiquent que la température de l'Europe chuta de 5 °C au même moment. L'origine de ce refroidissement spectaculaire dans l'Atlantique Nord est un arrêt soudain de la boucle de convoyage, provoqué par un afflux massif d'eau douce, entravant le mécanisme de formation d'eau profonde.

Le Dryas récent est nommé d'après une fleur boréale, la *Dryas octopetala*, qui s'étendit sur toute la Scandinavie durant la période de froid. Il y eut aussi un Dryas ancien, moins important, ainsi qu'un refroidissement moins important, de 5 à 6 °C sur le Groenland, il y a 8000 ans. Le changement brusque de régimes thermiques durant le Dryas récent soulève la question de la possibilité d'un dérèglement de la formation d'eau profonde dans l'Atlantique Nord et donc de la boucle de convoyage et du système climatique en entier.

Il a été longtemps spéculé que le basculement des eaux d'écoulement de la calotte glaciaire laurentienne du Mississippi vers le Saint-Laurent, notamment causé par un écoulement rapide du lac Agassiz, lac glaciaire aujourd'hui disparu, aurait acheminé toute cette eau de fonte près des zones critiques de formation d'eau profonde (Rooth, 1982). Des traces sédimentaires d'une rapide baisse du niveau du lac Agassiz ont été trouvées (Teller et Thorliefson, 1983). En parallèle, les sédiments du golfe du Mexique indiquent une diminution de l'apport d'eau douce, caractérisée par une faible signature isotopique ^{18}O, en provenance du Mississippi (Broecker *et al.*, 1989). Cependant, les traces sédimentaires dans le Saint-Laurent ne concordent pas avec cette hypothèse (De Vernal, 1996).

L'eau douce aurait aussi pu provenir de la fonte des nombreux icebergs détachés de la calotte glaciaire laurentienne, en pleine désintégration (Tarasov et Peltier, 2005), ou encore de l'océan Arctique, dont la topographie avait changé à la suite de l'élévation du niveau de la mer à la fonte des calottes glaciaires (Voituriez, 2006). Ce mécanisme s'apparente à celui présumé lors des événements d'Heinrich. Le retour vers un climat chaud s'effectua également très rapidement, peut-être en cinquante ans.

Ce changement climatique brusque, d'une durée de 1300 ± 70 ans, un épisode très court à l'échelle géologique, mais long à l'échelle humaine, a eu sans le moindre doute des impacts profonds sur les populations humaines du paléolithique. Il coïncide avec la « révolution néolithique », soit l'invention de l'agriculture dans le croissant fertile au Moyen-Orient, qui s'est considérablement asséché durant le Dryas récent, et la disparition de la culture de Clovis en Amérique du Nord en même temps que celle du gros gibier (mammouth, cheval, etc.).

3. LES CYCLES CLIMATIQUES

3.1 Les cycles climatiques à long terme

Comme l'explique Nathalie Barette dans son article « Contrôles naturels du climat », la théorie de Milankovitch a permis de comprendre comment des changements dans l'orbite terrestre peuvent être à l'origine des cycles de glaciation. Comme nous l'avons vu précédemment, les variations d'insolation sont amplifiées par les mécanismes climatiques et principalement par la rétroaction avec le CO_2 (figure 10). L'albédo de la glace des calottes glaciaires et des banquises joue également un rôle de rétroaction positive. La couverture de glace plus étendue lors des périodes froides réfléchit une plus grande fraction du rayonnement incident, comparé aux continents et à l'eau libre de glace prévalant lors des périodes chaudes.

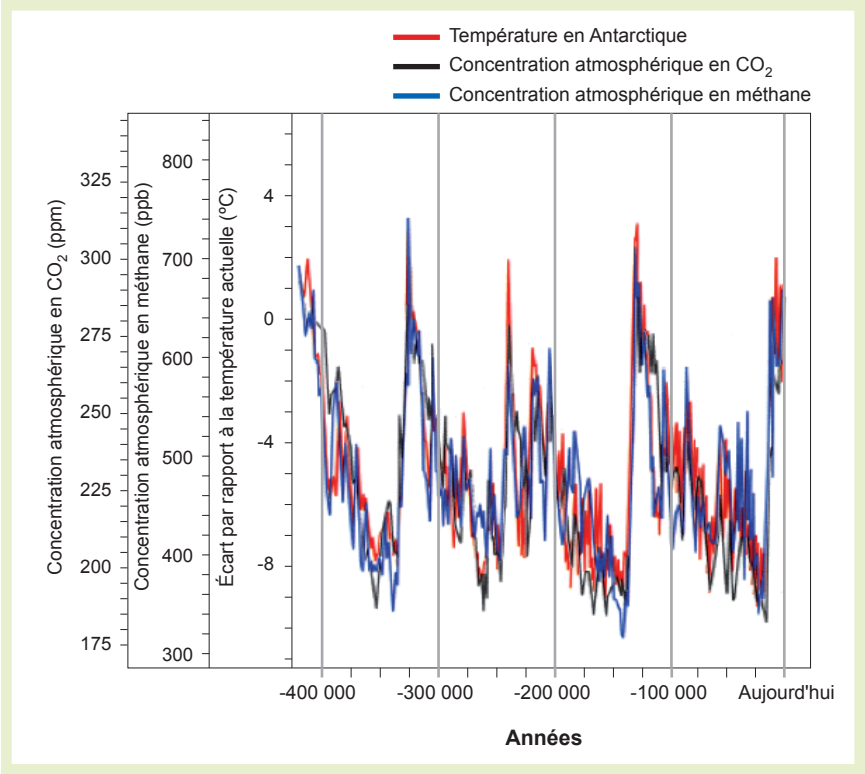

Figure 10

Correspondance entre la température et le CO_2 à travers plusieurs cycles glaciaires (cycles de Milankovitch de 10 0000 ans).

Source : Ducroux, 2004.

3.2 Les cycles à court terme et les oscillations climatiques

Plusieurs cycles à court terme impliquant l'atmosphère et l'océan dans l'Atlantique Nord (NAO), le Pacifique Sud-Ouest (El Niño), l'océan Indien (oscillation australe) influencent le climat régional des régions limitrophes, à des intervalles plus ou moins réguliers, parfois de manière dramatique pour les populations concernées. Les mécanismes qui régissent ces oscillations sont complexes et restent encore partiellement incompris, malgré les avancées de la science qui permettent maintenant par exemple de prédire les épisodes majeurs d'El Niño (Cane *et al.*, 1986; Barnston et Ropelewski, 1992; Chen *et al.*, 1999; 2004). Ces phénomènes se manifestent surtout à l'échelle régionale, mais sont en vérité connectés sur de longues distances. La présence de ces « téléconnexions » rend la dynamique climatique plus complexe et difficile à reproduire dans les modèles.

Nous avons expliqué précédemment le phénomène El Niño dans la section sur les cellules de Walker. Il était déjà connu des Incas, qui s'y étaient adaptés, par exemple en installant des dispositifs de sécurité sur leurs réseaux de canaux et d'aqueducs pour prévenir leur endommagement à la suite des pluies torrentielles et des inondations qui accompagnent El Niño (Voituriez et Jacques, 1999). Plus récemment, le phénomène El Niño a été « découvert » par la science, en 1891, grâce à la Société géographique de Lima, au Pérou, qui s'inquiétait des pluies diluviennes et des inondations, sévissant de février à avril, et observait leurs coïncidences avec la présence d'eaux chaudes le long de la côte.

Le nom d'El Niño, qui fait référence à l'enfant de Noël, provient du courant côtier chaud qui apporte régulièrement de l'humidité et des précipitations autour de la période de Noël. Les archives espagnoles révèlent la présence de dix épisodes similaires au cours du siècle précédent. Le phénomène El Niño dure environ 18 mois et est parfois suivi d'un épisode La Niña aux caractéristiques inverses.

Le phénomène El Niño est lié à l'oscillation australe. Les deux sont maintenant considérés comme un seul phénomène, ENSO ou El Niño Southern Oscillation. Il y a longtemps que le lien entre El Niño et l'oscillation australe a été observé. Ainsi, la coïncidence entre une période de haute pression et d'affaiblissement de la mousson en Inde en 1877 avec une sécheresse dans le Nordeste au Brésil et une année El Niño pluvieuse, au Pérou avait déjà mis en évidence le lien entre ces deux phénomènes (Voituriez et Jacques, 1999).

Au cours d'un épisode El Niño, la région du Pacifique occidental subit des sécheresses exceptionnelles accompagnées d'incendies, particulièrement dans les forêts indonésiennes. La côte ouest de l'Amérique du Sud connaît au contraire des inondations, surtout dans les pentes abruptes des Andes. Les pressions élevées au-dessus de l'océan Indien inhibent les moussons, entraînant des problèmes pour les agriculteurs. La réduction des alizés inhibe aussi l'*upwelling* côtier au large du Chili avec des conséquences écologiques et économiques considérables, comme en témoigne l'effondrement des stocks de poissons, en particulier des anchois, au cours de certaines années El Niño, par exemple en 1973, en 1982-1983 et en 1997-1998 (figure 11). L'influence d'El Niño n'est pas limitée aux régions limitrophes, mais s'étend à des régions éloignées, puisque la pluviosité, l'agriculture, les ressources halieutiques en Afrique ou en Asie peuvent être affectées.

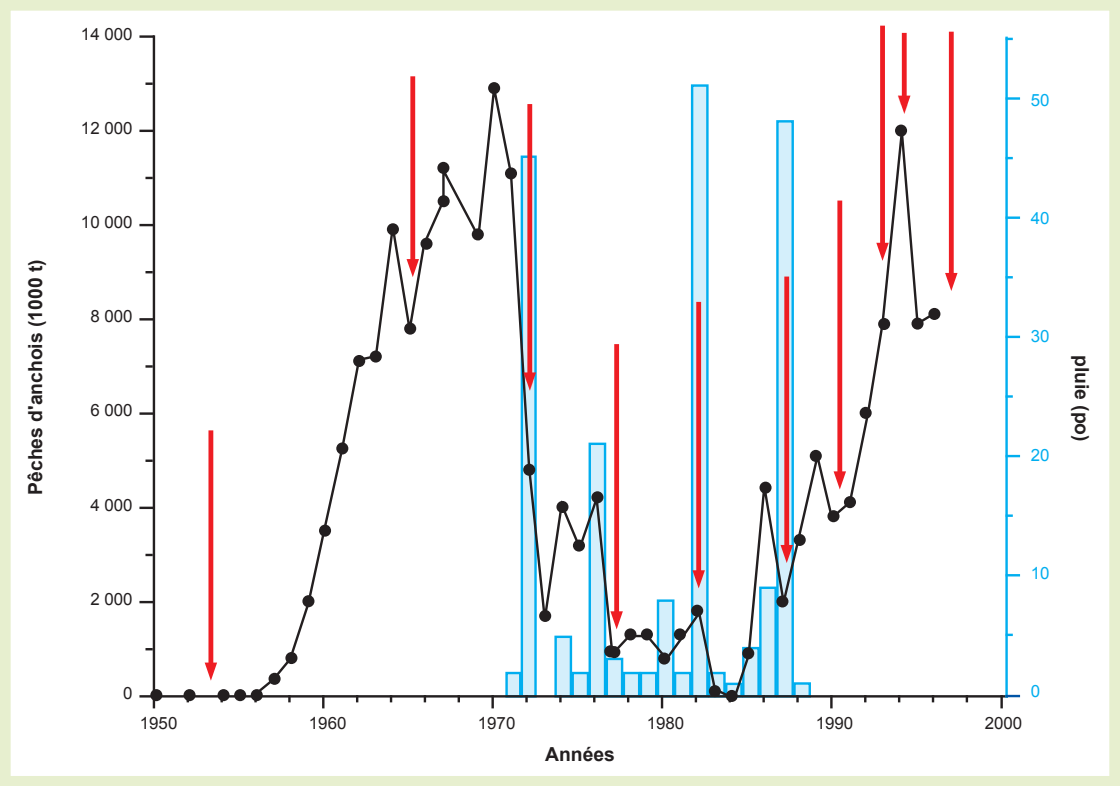

Figure 11

Pêches d'anchois dans le Pacifique Sud (ligne noire) et pluies entre 1970 et 1988 dans les Îles de Noël (colonnes bleues).

Les flèches rouges correspondent aux années El Niño (coefficient SOI < -10). Les années El Niño 1972, 1976, 1982 et 1987, précédant des effondrements de pêche sont aussi des années de pluies exceptionnelles.

Source : D'après des données de précipitations dans le Pacifique central de *Edit-Design Centre*. http://www.atmos.washington.edu/gcg/RTN/Figures/RTN10.html, les données de pêche de http://www.io-warnemuende.de/forum/alheit/images/abb4.gif, les données de SIO du Australian Bureau of Meteorology http://www.bom.gov.au/climate/ahead/soirain.shtml

Dans l'Atlantique Nord, il existe une autre oscillation qui est mesurée par l'index d'oscillation nord-atlantique (NAO). Cet index est défini comme le gradient de pression entre la dépression d'Islande et l'anticyclone des Açores, deux entités météorologiques permanentes et dont l'intensité covarie généralement. La variation de cet index est liée à des changements de vents, de climats et de zones d'humidité dans tout l'Atlantique Nord. Quand le gradient NAO est élevé, les vents d'ouest au-dessus de l'Atlantique Nord sont forts et apportent de l'air humide et chaud sur l'Europe. Dans le cas contraire, les vents d'ouest soufflent plus au sud, transportant l'humidité sur le sud de l'Europe. L'Europe du Nord subit alors des périodes de froid à mesure que les masses d'air arctique peuvent descendre plus loin vers le sud. Durant les périodes d'indice NAO élevé, les alizés sont également forts, transportant du sable du Sahara à travers l'Atlantique. Durant des périodes d'indice NAO peu élevé, les alizés sont au contraire faibles et l'ouest de l'Afrique est plus chaud, n'étant pas rafraîchi par les alizés venant du nord-est.

4. L'ÉVOLUTION DU CLIMAT À L'ÉCHELLE GÉOLOGIQUE

Au cours de l'histoire des deux derniers milliards d'années, le climat a basculé entre des époques « serre » et des époques « congélateur », la température moyenne de la Terre variant entre 12 °C et 22 °C. La température d'aujourd'hui nous place dans une période « congélateur ». Plus on remonte dans le passé, plus il est difficile de rendre compte des conditions qui régnaient sur la Terre, puisque toutes les informations sur les températures ou sur la composition de l'atmosphère doivent être déduites à partir d'indices géologiques indirects.

Les variations de CO_2 ne sont pas systématiquement reliées aux changements de température puisque sur des périodes aussi longues, il faut aussi prendre en compte la dérive des continents et l'activité solaire. Ainsi, une absence de masses continentales aux pôles ne permet pas la formation de calottes glaciaires et réchauffe le climat tandis que la présence de grandes superficies océaniques favorise la circulation océanique et, ainsi, la redistribution de chaleur. La constante solaire à la formation de la Terre n'était que 70 % de sa valeur actuelle. La température néanmoins élevée lors des périodes initiales de la formation de la Terre s'explique par la présence de CO_2 et de CH_4 à des

concentrations nettement supérieures à celles d'aujourd'hui. Des théories plus exotiques invoquent une variation des flux de rayonnements cosmiques selon la position du système solaire dans la galaxie pour expliquer des cycles de 140 millions d'années durant le Phanérozoïque (Shaviv 2003; 2004).

Aux débuts de l'histoire de la Terre, l'atmosphère était formée d'eau, de monoxyde et dioxyde de carbone, d'azote, de méthane, d'ammoniac et de cyanure d'hydrogène, mais ne comportait pas d'oxygène. Ce dernier apparut seulement avec les premières formes de vie capables d'effectuer la photosynthèse, vers 3 ou 3,7 milliards d'années avant notre ère. Pendant un milliard d'années, tout l'oxygène produit était consommé par l'oxydation de composés inorganiques, principalement celle de Fe^{2+} en Fe^{3+}. Les couches géologiques d'oxydes rouges (Fe_2O_3) permettent ainsi de déterminer l'avènement de la photosynthèse. À partir de là, l'oxygène peut commencer à s'accumuler dans l'atmosphère et oxyde certains gaz comme le méthane, un puissant gaz à effet de serre. En même temps apparaissent les eukariotes, ancêtres de tous les animaux, qui sont capables d'utiliser l'oxygène pour la respiration.

Entre 850 et 600 millions d'années avant notre ère, des épisodes « boule de neige » ont possiblement eu lieu, dont il sera question plus loin.

Une importante glaciation, due à la variation de l'excentricité de l'orbite terrestre, s'est produite à la fin de l'Ordovicien, malgré des taux de CO_2 plus élevés qu'aujourd'hui, et fut accompagnée d'une extinction de masse. La disposition des continents rend cette glaciation possible malgré des concentrations de CO_2 atmosphériques élevées. La position du supercontinent Gondwana, regroupant la quasi-totalité des terres émergées, qui se trouvait au-dessus du pôle Sud, a permis la formation d'une calotte glaciaire de dimensions gigantesques, menant à un refroidissement climatique planétaire.

Par la suite, les plantes – les plantes vasculaires sont apparues au Silurien (440-420 millions d'années avant notre ère) – ont conquis les continents et, durant le Dévonien et le Carbonifère (420-300 millions d'années avant notre ère), l'enfouissement massif de matière organique ont soustrait du CO_2 à l'atmosphère. L'oxygène atmosphérique, en conséquence, atteignit son niveau le plus élevé, proche du niveau actuel de 21 % du volume de l'atmosphère. Cette matière organique enfouie forme les dépôts de pétrole et de charbon que l'humanité utilise aujourd'hui. Il est possible que la diminution du CO_2

atmosphérique ait plongé la Terre dans une glaciation, qui serait peut-être à l'origine de l'extinction massive observée vers 365 millions d'années avant notre ère à la fin du Dévonien. À mesure que l'enfouissement de matière organique se réduisit, le taux de CO_2 atmosphérique remonta, entre autres à la suite de la libération de CO_2 océanique, causée par le réchauffement progressif des océans. L'enfouissement massif de matière organique et ainsi la formation de carbone fossile ne se sont plus produits par la suite puisque les épisodes anoxiques dans les océans n'étaient plus possibles avec un taux d'O_2 atmosphérique aussi élevé. Cela signifie également que nos réserves de combustibles fossiles proviennent d'un événement unique dans l'histoire de la planète.

À la fin du Permien (250 millions d'années avant notre ère), une extinction massive a décimé 96 % des espèces marines et 70 % des vertébrés terrestres. La cause de cette extinction pourrait être un changement climatique abrupt causé par le relargage massif de CO_2 et de SO_2 dû à un événement volcanique spectaculaire en Sibérie (les « trapps » de Sibérie) d'une durée d'un million d'années.

La période suivante, le Mésozoïque, « l'âge des dinosaures », composée du Triasique et du Jurassique, fut caractérisée par un climat chaud sans glace aux pôles. La surface de la Terre était encore très différente, puisque tous les continents étaient assemblés en un mégacontinent, la Pangée. La Pangée finit par se disloquer. Il y a 200 millions d'années, la formation de l'Atlantique débuta à la suite de la séparation de l'Amérique de l'Eurasie. Ces évènements furent accompagnés d'un changement climatique. L'extinction massive du Triasique à la même période n'est pas encore expliquée et pourrait être liée soit au relargage de CO_2 et (ou) de SO_2 accompagnant l'intense activité volcanique, soit à une émission massive de CH_4 des clathrates des fonds marins. L'extinction massive, il y a 65 millions d'années (extinction du Deccan, frontière KT), a probablement été causée par la chute d'un astéroïde dans le Yucatan, dont la trace visible correspond au cratère de Chicxulub, d'un diamètre de 300 kilomètres, trois fois la taille de celui de Manicouagan.

Les périodes du Crétacé et du Tertiaire furent très chaudes, jusqu'au milieu du Tertiaire, lorsque les concentrations atmosphériques de CO_2 et la température commencèrent à diminuer. Durant le Crétacé, le niveau de la mer était très élevé et les continents fragmentés, avec la présence de grandes mers épicontinentales. C'est aussi l'époque de la formation des océans actuels. La raison du déclin subséquent du CO_2 est peut-être

l'expansion de la végétation. Cependant, la redistribution des continents sur la Terre, les collisions de plaques continentales, la formation de chaînes montagneuses (érosion accrue consommant du CO_2) à la suite de la fragmentation de la Pangée et la modification des courants océaniques ont certainement aussi joué un rôle déterminant.

Les plus récentes époques géologiques sont :

- le Paléocène (65-55 millions d'années avant notre ère), à la fin duquel eut lieu un épisode très court et abrupt de réchauffement, le maximum thermique paléocène-éocène, possiblement déclenché par une émission soudaine de CH_4 de fonds marins;
- l'Éocène (55-34 millions d'années avant notre ère) au climat tropical avec des palmiers au Groenland et des alligators aux pôles;
- l'Oligocène (34-23 millions d'années avant notre ère) chaud avec de la glace au pôle Sud, mais pas au pôle Nord;
- le Miocène (23-5 millions d'années avant notre ère) tempéré avec de la glace aux deux pôles, mais encore des palmiers et des alligators à la latitude de l'Angleterre;
- le Pliocène (5-2 millions d'années avant notre ère) froid, qui voit l'évolution de l'australopithèque et de l'*homo habilis*;
- le Pléistocène (1,8-0,01 million d'années avant notre ère) froid, qui marque le début des périodes de glaciation actuelles ainsi que l'évolution de l'humain moderne;
- l'Holocène (depuis 0,01 million d'années avant notre ère), la période actuelle débutant à la fin de la dernière glaciation.

Il faut être prudent lorsqu'on essaye de tirer des conclusions des climats passés lointains pour l'interprétation du climat actuel. Il est vrai que notre période est exceptionnellement froide et les concentrations de CO_2 exceptionnellement faibles alors que les épisodes chauds ont souvent représenté les conditions les plus propices à la vie. Cependant, au cours de l'histoire de la Terre, des changements climatiques importants ont eu lieu, souvent accompagnés d'extinctions massives. Les continents ont changé d'emplacement. Il est donc impossible de comparer toutes ces périodes avec la période actuelle. En ce qui concerne le devenir de l'humanité, il faut prendre en compte une échelle de temps appropriée beaucoup plus courte. Le développement de l'humain a eu lieu entièrement durant l'ère glaciaire et le développement des civilisations entièrement durant le présent

âge interglaciaire qui, à l'échelle géologique, est extrêmement court. L'argument parfois invoqué que les émissions humaines pourront retarder l'avènement du prochain âge glaciaire est – même si les modèles indiquent que cela pourrait effectivement être le cas – dénué de signification, puisque selon les prévisions la prochaine glaciation ne commencerait pas avant 30 000 ans, ce qui est certes court à l'échelle géologique, mais très long à l'échelle humaine.

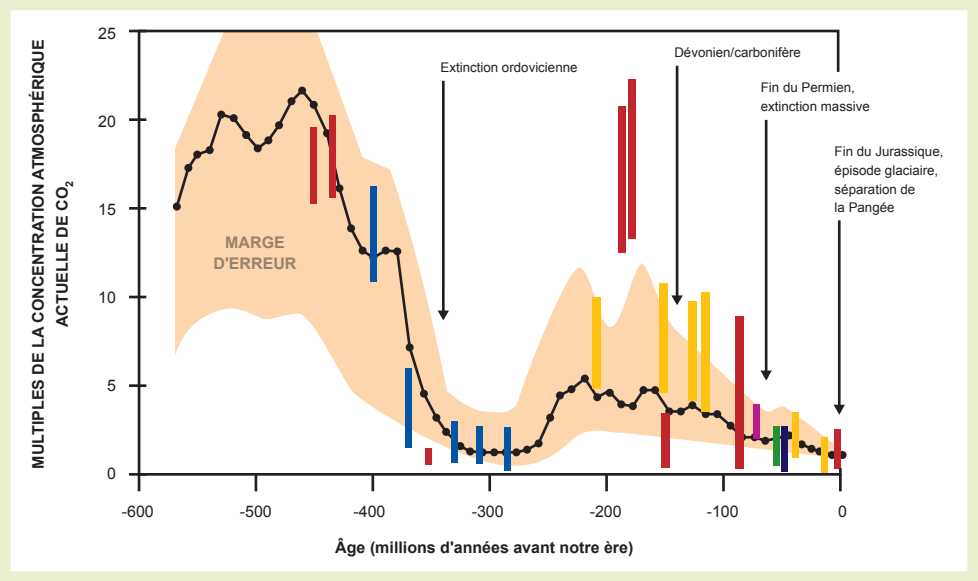

Figure 12
Évolution du CO_2 atmosphérique depuis 600 millions d'années.
Source : Wikipédia.

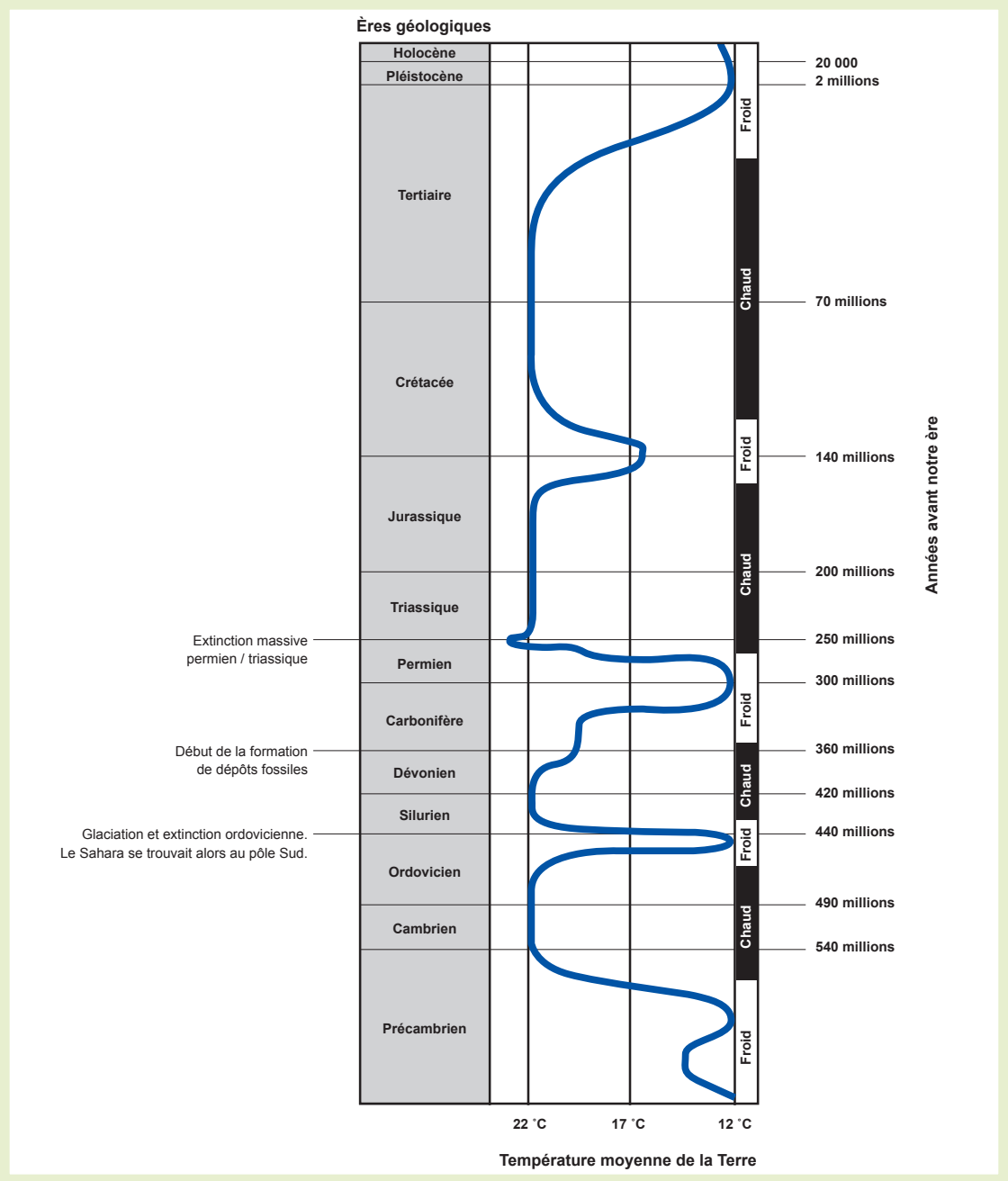

Figure 13

Les épisodes chauds et froids de l'histoire de la Terre.

Il y a eu six périodes glaciaires majeures (925, 800, 680, 450, 330, et 2 millions d'années, les deux premières n'apparaissent pas sur le graphique).

Source : Wikipédia.

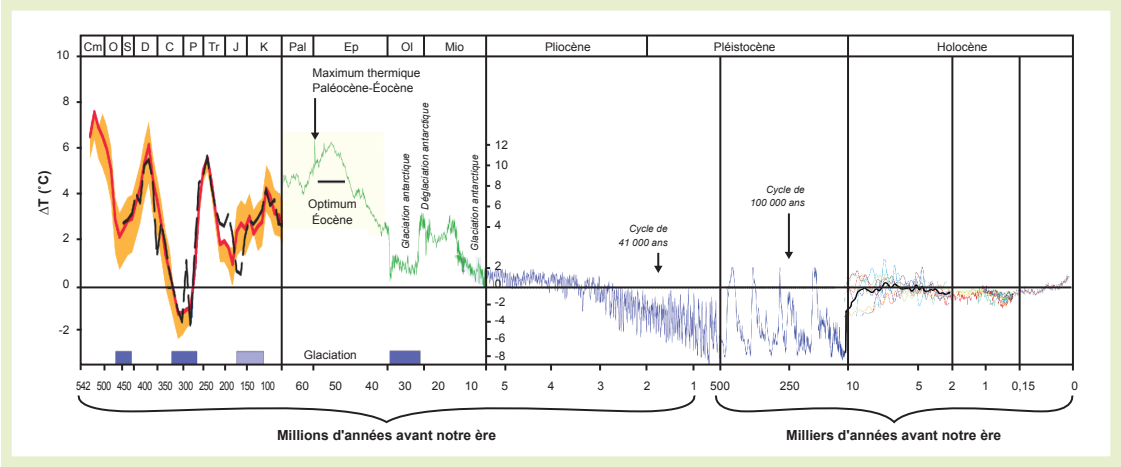

Figure 14

Reconstruction des températures des derniers 452 millions d'années utilisant différentes sources.

À noter que les échelles ne sont pas continues, mais se dilatent vers le présent.

Source : Global Warming Art. http://upload.wikimedia.org/wikipedia/commons/f/f5/All_palaeotemps.png

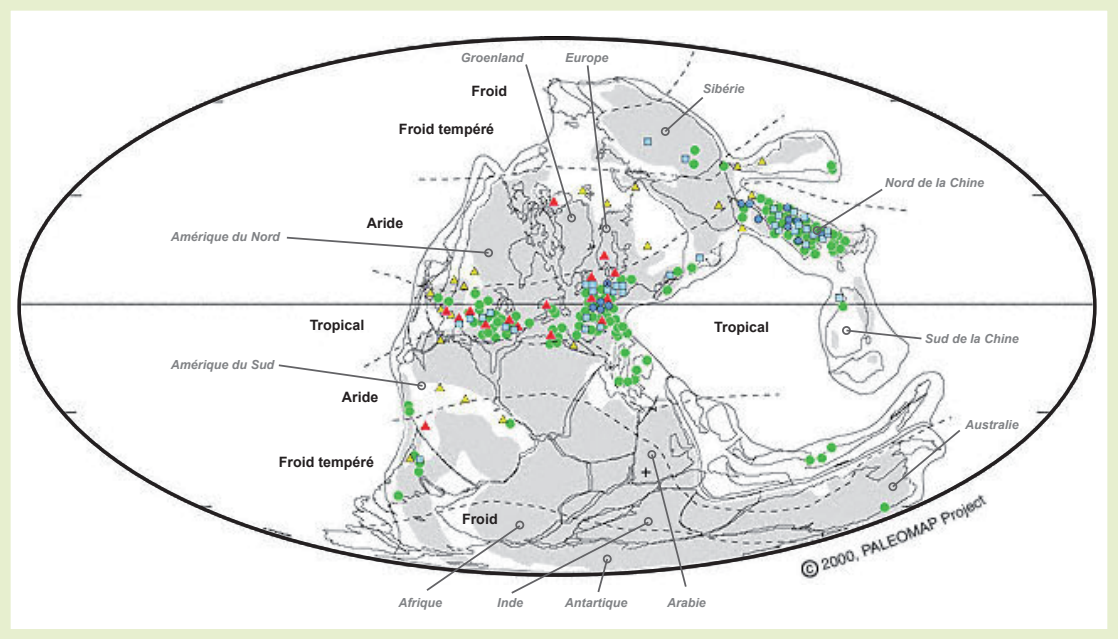

Figure 15

La Terre à l'âge du carbonifère et les dépôts de charbon et de pétrole (rond vert).

La Pangée était l'unique continent. Le pôle Sud était recouvert d'une calotte glaciaire. Les zones tropicales abritaient de vastes terres humides. En regardant bien, on distingue les futures Amérique du Nord, Europe et Chine septentrionale, alors aux tropiques, et les dépôts abondants de charbon s'y effectuant.

Source : Scotese. http://www.scotese.com/gzelclim.htm

5. L'HYPOTHÈSE DE LA TERRE BLANCHE

L'hypothèse de la Terre Blanche est une démonstration spectaculaire de l'imbrication de boucles de rétroactions positives (déstabilisantes parce que renforçant un effet) et négatives (stabilisantes parce que contrecarrant l'effet perturbateur) au sein du climat de la Terre. Selon cette hypothèse proposée par certains géologues, la Terre aurait subi plusieurs épisodes durant lesquels elle aurait été entièrement recouverte de glace lors du Protérozoïque, il y a 600-800 millions d'années. Dans des simulations numériques effectuées en utilisant des taux de CO_2, semblables à ceux possiblement présents lors du

Protérozoïque et qui sont proches de ceux d'aujourd'hui, ainsi qu'une constante solaire légèrement plus faible qu'aujourd'hui, correspondant à la valeur durant le Protérozoïque, un état climatique consistant en une glaciation intégrale de la Terre est assez stable (Hyde *et al.*, 2000).

Cela s'explique par la rétroaction avec l'albédo. En effet, la glace blanche reflète une grande proportion (80 à 90 %) de la lumière du Soleil; son albédo est donc de 0,8 à 0,9. Une Terre entièrement recouverte par de la glace se refroidirait ainsi par elle-même, à fur et à mesure qu'elle se recouvre de glace. Elle passerait ainsi d'un albédo de 0,3 et d'une température autour de 0 degré en conditions normales, c'est-à-dire non glacée, à un albédo moyen de 0,7 et à une température moyenne de -50 degrés à l'état de Terre blanche. Il existe donc une rétroaction positive entre le refroidissement et la formation de glace; les deux facteurs se renforcent mutuellement. Le physicien russe Mikhail Budyko avait déjà calculé, avant l'ère des superordinateurs, que si la température de la Terre s'abaissait suffisamment pour permettre à la glace de dépasser 30 degrés de latitude, le système basculerait vers un état de glaciation intégrale (Budyko, 1969).

Un tel abaissement de la température du globe aurait pu être rendu possible par la modification de la composition atmosphérique par les cyanobactéries. Les cyanobactéries ou algues bleu-vert étaient les premières formes de vie capables d'effectuer la photosynthèse. Elles produisaient de l'oxygène qui oxyda le méthane dans l'atmosphère primitive. La transformation de ce puissant gaz à effet de serre en CO_2, au forçage radiatif moins important, aurait provoqué une baisse des températures. Mais, selon les simulations, en plus de l'oxydation du méthane, l'avènement d'un épisode de Terre blanche aurait nécessité un abaissement important de la concentration de CO_2. Cela aurait été rendu possible par le fractionnement du supercontinent Rodinia, logé sur l'équateur, vers 600 millions d'années avant notre ère. Cet événement a vraisemblablement été accompagné d'une augmentation des précipitations sur les nouveaux continents ainsi que d'une expansion de laves basaltiques, dont l'érosion consomme huit fois plus de CO_2 que celle des roches granitiques. Selon le modèle GEOCLIM (Donnadieu *et al.*, 2004), cela aurait provoqué une chute de la teneur en CO_2 de 1800 ppm à 250 ppm, soit une baisse du forçage radiatif de 10,65 $W.m^{-2}$ et de la température de 8 °C. Cette baisse aurait été suffisante pour initier une glaciation planétaire.

On peut s'interroger comment la Terre a pu quitter cet état parfaitement stable. La réponse se trouve dans l'activité volcanique. N'eut été l'émission de CO_2 par l'activité volcanique, la Terre serait encore au stade de Terre blanche et la vie aurait certainement disparu. D'habitude, le CO_2 émis par les volcans est absorbé par les océans et précipité dans les sédiments sous forme de carbonates. Mais, sur une terre gelée, il n'existe pas d'océans liquides. Le CO_2 rejeté par l'activité volcanique se serait donc accumulé dans l'atmosphère durant des millions d'années. L'effet de serre résultant aurait entraîné une augmentation progressive de la température et, finalement, une fonte des glaciers. Il s'agit donc dans ce cas d'une rétroaction négative entre le refroidissement et l'effet de serre, ce dernier contre-carrant le premier et menant à un rétablissement de l'état initial. Une fois amorcée, cette fonte aurait été extrêmement rapide, de l'ordre de quelques centaines d'années, en raison de la rétroaction positive entre la température et l'albédo. La transition vers un climat chaud, avec des températures de surface de l'océan atteignant jusqu'à 50 °C, se serait poursuivie jusqu'à ce que le CO_2 excédentaire soit absorbé par les océans. Caldeira et Kasting (1992) ont estimé que la concentration nécessaire pour induire la fonte de la Terre blanche est 350 fois supérieure à la concentration actuelle, ce qui aurait nécessité des millions, voire des dizaines de millions d'années d'accumulation de CO_2 dans l'atmosphère.

Le climat post-Terre blanche aurait été caractérisé par des tempêtes et des ouragans fréquents, avec des ondes de tempête pouvant atteindre les 100 mètres. Ce type de climat aurait eu une incidence importante sur la vie, car il aurait favorisé un mélange vertical des océans, ramenant à la surface les éléments nutritifs essentiels aux différentes formes de vie. Cela aurait mené à l'apparition de nombreuses nouvelles formes de vie, plus diverses et plus complexes, à la fin du deuxième épisode de Terre blanche, il y a 600 millions d'années. Cette période coïncide en effet avec ce que l'on appelle l'explosion de vie du Cambrien, contribuant à la crédibilité de l'hypothèse de la Terre blanche.

L'hypothèse de la Terre blanche reste très spéculative et n'est pas universellement acceptée. Il existe cependant certains indices qui pointent vers l'existence d'épisodes de Terre blanche, par exemple la découverte par le géologue britannique Brian Harland (1964) de débris glaciaires datant de cette période, répartis partout sur la Terre, et superposés aux couches de carbonates issues de la précipitation du CO_2 excédentaire. Un autre indice est fourni par les signatures isotopiques $\delta^{13}C$ de sédiments carbonatés, qui témoignent d'une

interruption de la photosynthèse durant une longue période, qui correspondrait à la période où la Terre était couverte de glace.

La théorie de la Terre blanche suscite encore beaucoup de questions, par exemple comment la vie a-t-elle pu survivre sur une terre entièrement recouverte de glace. Il a été proposé que le plancton océanique ait pu survivre dans des régions où la glace était assez mince et translucide pour laisser passer la lumière ou à la faveur de crevasses s'ouvrant périodiquement dans la glace ou encore dans des zones équatoriales possiblement libres de glace (Runnegar, 2000). Des cyanobactéries et autres thermophiles auraient aussi pu survivre à proximité de sources d'eau chaude au fond de l'océan.

Quoi qu'il en soit, l'hypothèse de la Terre blanche représente un exemple fort intéressant des résultats auxquels les différents mécanismes de rétroaction au sein de la machine climatique entre les gaz à effet de serre, l'albédo, l'atmosphère, les océans, les volcans et les êtres vivants peuvent mener.

6. LES OUTILS UTILISÉS POUR RECONSTRUIRE LE CLIMAT

La section précédente montre que la reconstruction des anciens climats peut être hautement spéculative puisque peu d'indices directs relatifs aux conditions environnementales qui y régnaient sont parvenus jusqu'aux chercheurs de nos jours. De nombreux outils d'échantillonnage, de mesure et d'analyse ont été développés, qui nous permettent, de manière plus ou moins directe, de reconstruire les anciens climats. Les conditions atmosphériques, la température, le niveau de la mer ou encore l'importance de l'évaporation et de la précipitation peuvent être reconstruits à partir d'échantillons environnementaux multiples qui utilisent un arsenal d'indicateurs paléoclimatiques (c'est-à-dire qui se rapportent aux anciens climats, de l'adjectif grec *palaios* signifiant ancien).

Étant donné les nombreuses méthodes utilisées pour reconstruire les anciens climats, nous n'en avons sélectionné que quelques-unes. Parmi les méthodes utilisées, la collecte de carottes par forage représente une des techniques d'échantillonnage les plus utiles pour la paléoclimatologie. Les forages de différents milieux – sédiments lacustres, fonds océaniques, glaces – sont comme une machine à remonter le temps pour les paléoclimatologues. De nombreux indices tels que la présence de certains éléments, les signatures

isotopiques ou les vestiges d'êtres vivants permettent d'obtenir une quantité d'informations sur des époques passées. L'obtention de carottes d'échantillonnage, qu'elles soient marines, lacustres ou glaciales, représente souvent un défi technique, logistique et, en dernier lieu, financier. En plus des difficultés reliées à l'obtention de ces carottes, leur datation représente un défi supplémentaire.

6.1 Les forages de glaciers

La collecte des carottes glaciaires est excessivement difficile sur le plan technique et méthodologique, dne serait-ce qu'à cause l'inaccessibilité et de l'inhospitalité des sites. Ainsi, la station russe de Vostok, en Antarctique, est l'endroit le plus froid jamais mesuré sur Terre, avec une température de -89,6 °C, en 1983. Un des plus grands soucis des scientifiques est d'éviter une contamination des échantillons. Ils doivent donc porter des vêtements de protection lors de la manipulation et du découpage des carottes. Celles-ci ne doivent jamais être réchauffées à plus de -15 °C pour éviter la diffusion des gaz. Pour éviter une fragilisation due aux différences de pression entre la surface et les profondeurs du glacier, une période de relaxation allant jusqu'à un an est accordée aux carottes.

Les forages de glaciers les plus connus sont ceux du Groenland et de la station Vostok, en Antarctique, dont il a déjà été question plus haut. Aujourd'hui, les États-Unis (Byrd, Amundsen-Scott et Dome C), le Japon (Dome F), la Russie (Vostok,) et l'Union européenne (Dronning Maud Land, Dome Concordia) entretiennent des stations de forage en Antarctique. Ces forages permettent de remonter 800 000 ans dans le passé, couvrant ainsi une dizaine de cycles de glaciation, avec une résolution de l'ordre du siècle ou de la décennie selon le taux d'enneigement. Plus le taux d'enneigement est important, plus il permet une résolution temporelle fine. La comparaison des carottes de l'Antarctique avec les forages établis au Groenland (le projet GRIP européen et le projet Gisp 2 américain) a permis de confirmer le lien entre le CO_2 et la température ainsi que la nature planétaire des cycles glaciaires des dernières centaines de milliers d'années.

Il existe aussi, malgré les difficultés associées à un échantillonnage effectué avec de l'équipement lourd en haute montagne, un certain nombre de forages de glaciers continentaux dans les Andes, l'Himalaya, en Afrique (entre autres sur le Kilimandjaro), en Alaska et en Russie. Les glaciers continentaux ont d'habitude seulement quelques milliers d'années, mais certains datent du début de la dernière glaciation.

La datation exacte de carottes glaciaires n'est pas aisée. Une des possibilités est de procéder de la même façon que lorsqu'il s'agit de compter des cernes d'arbres, c'est-à-dire en comptant les cernes annuels quand ils sont bien visibles (figure 16). Il est aussi possible de corréler certaines observations, telles que des évolutions de température, de composition atmosphérique ou des couches de dépôt spécifiques, par exemple des cendres volcaniques, avec d'autres témoins connus. La datation à l'aide d'isotopes radioactifs est aussi appliquée. Cette technique sera expliquée plus loin.

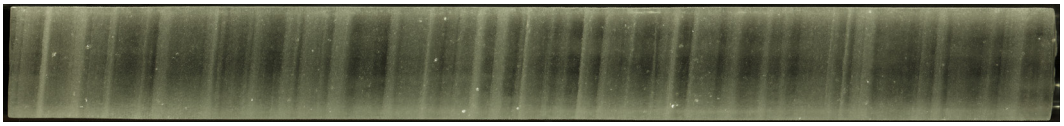

Figure 16
Carotte glaciaire avec cernes annuels clairement visibles.
Source : Wikipédia. http://upload.wikimedia.org/wikipedia/commons/b/bc/GISP2D1837_crop.jpg

Les bulles d'air prisonnières de la glace renferment des échantillons d'atmosphère de la période de la formation de cette glace et permettent ainsi de reconstituer les teneurs en gaz dissous (O_2, CO_2, CH_4, N_2O, etc.) sur toute cette période avec grande précision. À l'aide des isotopes de carbone (^{13}C, ^{14}C), elles permettent aussi de mettre en relief des changements dans le cycle global du carbone.

6.2 Les forages de sédiments marins et lacustres

Un réseau étendu de forages marins s'est constitué depuis 1968 et s'est poursuivi jusque dans les années 2000 (figure 17). Pour absorber les coûts énormes de ces expéditions, qui nécessitent des navires spécialement équipés et la présence de nombreux marins, techniciens et scientifiques, et afin de profiter des expertises diverses, les projets sont menés dans le cadre de coopérations internationales. Les résultats sont largement distribués au sein de la communauté scientifique.

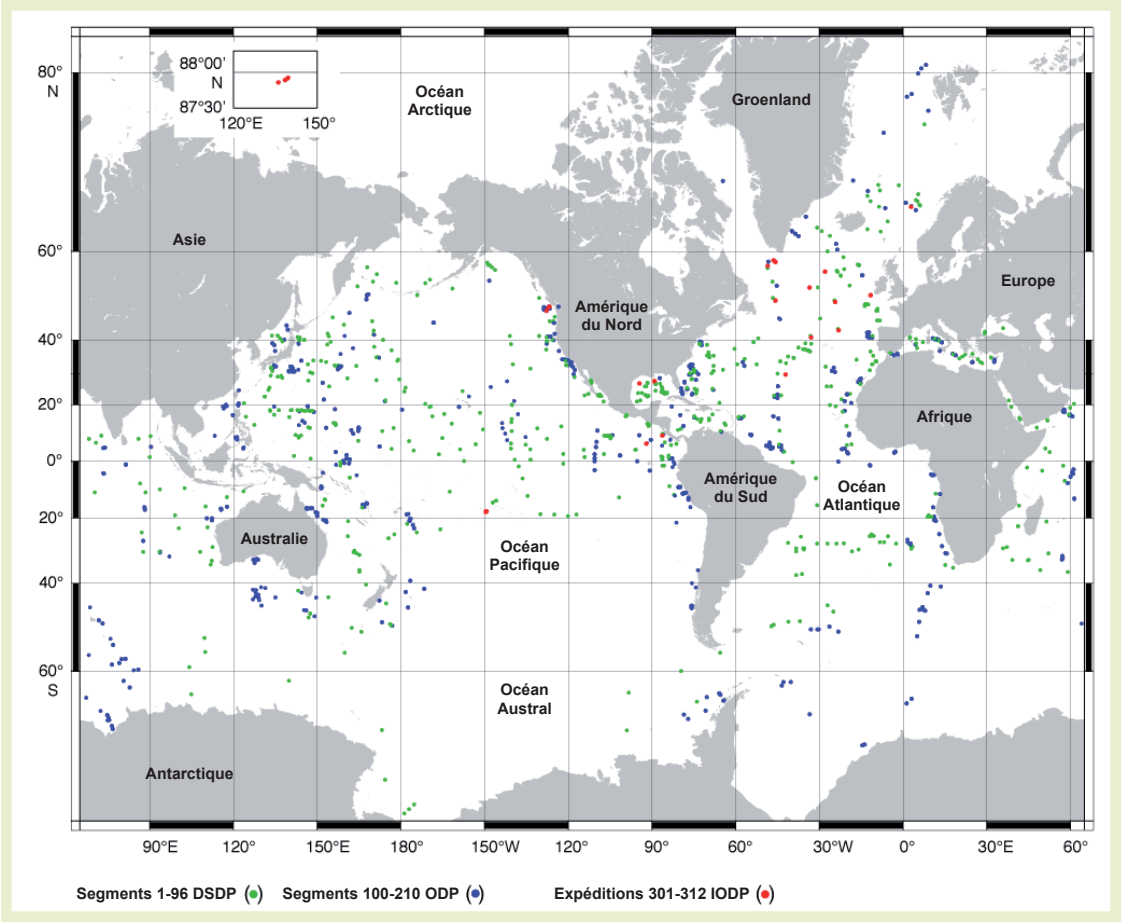

Figure 17
Carte des sites de forages marins profonds.
Source : International Ocean Drilling Program.

Les sédiments marins peuvent offrir de nombreuses informations. L'analyse du contenu des différentes strates permet de tirer certaines conclusions sur des conditions environnementales qui régnaient à certaines périodes ou sur des événements qui y ont eu lieu. Par exemple, la présence de roche fondue en verre dans une strate vieille de 65 millions d'années dans le golfe du Mexique suggère un impact de météorite à cet endroit, lequel événement est souvent mis en relation avec la disparition des dinosaures.

Grâce aux foraminifères fossilisés, des organismes unicellulaires qui vivent à la surface ou au fond de l'océan (foraminifères benthiques) et qui produisent des coquilles ou des tests d'habitude carbonatés, dont on peut analyser les signatures isotopiques d'oxygène

et d'hydrogène ainsi que les impuretés de magnésium, les températures passées et le volume total de glace, peuvent être retracés depuis des dizaines de millions d'années. D'autres indicateurs permettent entre autres d'estimer la productivité océanique, ses teneurs en oxygène, la nature des sédiments et, donc, des processus à la surface.

En plus des forages marins, des sédiments lacustres sont analysés. Ainsi, une équipe internationale effectue depuis 1997 un forage dans le lac Bosumtwi, au Ghana (figures 18 et 19). Ce lac fut créé il y a un million d'années par un impact météorique. Les 250 mètres de sédiments pourront donner une idée du climat tropical sur plusieurs cycles glaciaires. La suite des saisons y est aisément reconnaissable par des bandes brunes, l'été, provenant de blooms planctoniques et des bandes jaunes, l'hiver, provenant des sables du Sahara.

Figure 18
Lac Bosumtwi.
Source : C. Koeberl. http://www.icdp-online.de/contenido/icdp/front_content.php?idcat=391

Figure 19
Forage sur le lac Bosumtwi durant la nuit.
Source : Shanahan, Timothy M. University of Arizona. http://www.geo.arizona.edu/~shanahan/research.html

Ce forage fait partie d'un réseau de forages de sites sur tous les continents et sur des îles, dont plusieurs servent à l'étude du climat (figure 20), dont le lac Lake Petén Itzá, dans la jungle du Yucatan, ou la lagune Potrok Aike, en Patagonie (Terre de Feu). Le lac Titicaca, le lac navigable le plus élevé du monde, situé à 3810 mètres de hauteur à la frontière de la Bolivie et du Pérou, renferme 200 000 ans d'histoire climatique de l'Amérique du Sud et de la région andine, en particulier, dans ses sédiments. Les sédiments du lac Malawi, dans la vallée du Rift, permettront de comprendre le climat est-africain des 800 000 dernières années. Le lac Baïkal, dans le sud de la Sibérie, le lac le plus profond du monde, n'a jamais été glacé au cours des derniers 20-25 millions d'années malgré les nombreuses glaciations qu'a connues la Terre. Ses sédiments renferment donc des informations inestimables sur cette longue période.

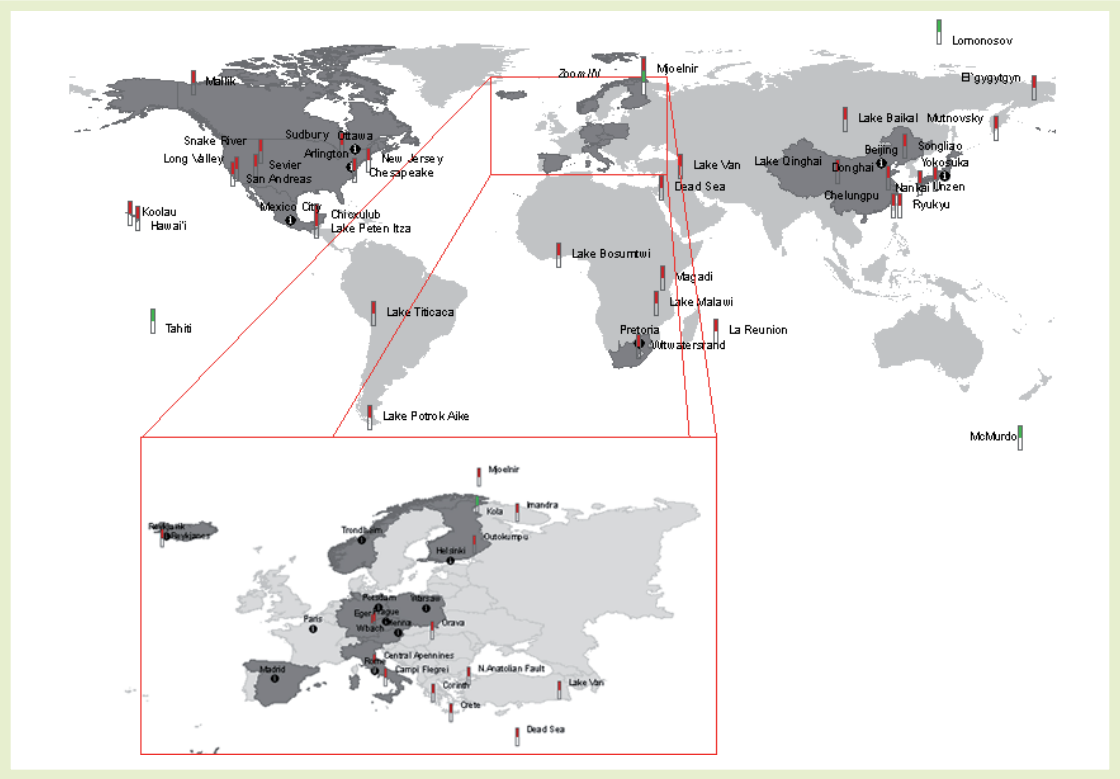

Figure 20

Sites de forages continentaux.

Une partie de ces sites est utilisée pour l'analyse du climat (voir texte).

Source : International Continental Scientific Drilling Program http://www.icdp-online.de/contenido/icdp/front_content.php

6.3 L'analyse des isotopes

6.3.1 La datation à l'aide d'isotopes radioactifs

Pour effectuer la datation d'échantillons inorganiques anciens, des isotopes radioactifs sont utilisés. Ces isotopes se forment continuellement dans l'atmosphère par l'action du rayonnement cosmique. Une fois soustraits à l'atmosphère, les éléments s'appauvrissent en isotopes radioactifs. Leur âge peut donc être déterminé par la loi de décroissance radioactive quand on connaît la signature atmosphérique. La décomposition d'atomes radioactifs d'un élément génère des atomes d'autres éléments, parfois eux-mêmes instables, ce qui engendre des familles d'isotopes. Ces familles peuvent être retracées et datées. La figure 21 montre la séquence de décomposition radioactive de l'uranium. Les rapports entre les radio-isotopes sont fonction de la date de l'échantillon. En fonction de la période d'âge visée, des rapports isotopiques spécifiques sont analysés, par exemple le rapport $^{234}U/^{230}Th$ dans le corail. Comme l'^{234}U est soluble dans l'eau, mais le ^{230}Th ne l'est pas, le ^{230}Th présent dans le corail provient de la décomposition radioactive de l'^{234}U. Le rapport $^{234}U/^{230}Th$ évolue donc avec le temps. Selon leur vitesse de décroissance radioactive, différents isotopes sont utilisés pour différentes échelles de temps, allant de quelques années à des milliards d'années. Parmi les éléments couramment utilisés pour la datation de carottes glaciaires et sédimentaires figurent le ^{210}Pb, le ^{32}Si, l'^{39}Ar, le ^{14}C et les isotopes de la famille de l'uranium.

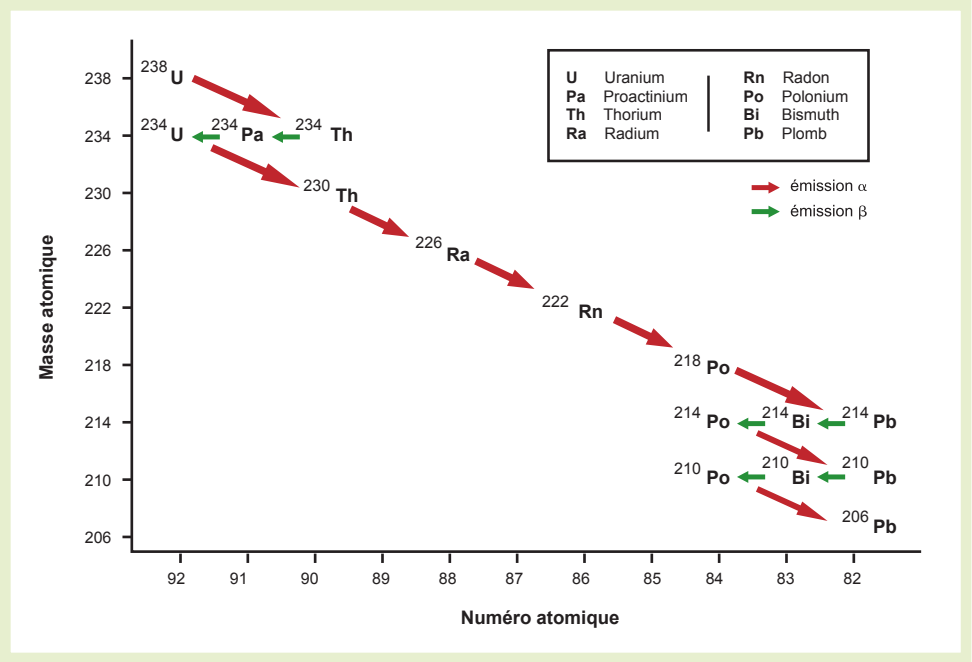

Figure 21

La séquence de désintégration radioactive de l'uranium.

Source : Université Laval. http://www2.fsg.ulaval.ca/opus/scphys4/complements/datatio.shtml

6.3.2 Les isotopes du carbone

Le ^{14}C est un isotope radioactif naturel qui permet une datation de matière organique, de CO_2 et de dépôts calcaires. Il est formé dans l'atmosphère par l'action du rayonnement cosmique sur le CO_2. Une fois incorporée dans la matière organique, la décroissance radioactive, un processus d'une cinétique d'ordre zéro, permet de déterminer l'âge depuis le décès de l'organisme en question. La concentration de ^{14}C a brusquement augmenté dans les années 1950 et 1960 à cause des essais nucléaires en surface. Des échantillons d'après cette période doivent donc être traités différemment.

Le ^{13}C est un isotope stable qui forme à peu près 0,1 % des atomes de carbone, principalement composé de ^{12}C. Étant un peu plus lourd que le ^{12}C, le ^{13}C réagit plus lentement dans certaines réactions chimiques, biologiques ou physiques. Ainsi, lors de l'incorporation de CO_2 dans des organismes par photosynthèse, la matière organique résultante (plancton marin, plantes terrestres), est appauvrie en ^{13}C. Cela permet entre autres de

reconnaître du CO_2 provenant de combustibles fossiles, puisque ceux-ci proviennent à l'origine de matière organique, donc de plantes, et sont donc appauvris en ^{13}C. Comme ces combustibles fossiles sont très anciens, ils sont également appauvris en ^{14}C. Ces caractéristiques ont permis de clairement identifier le CO_2 d'origine anthropique dans l'atmosphère.

Les isotopes du carbone offrent de nombreux renseignements sur la photosynthèse, la productivité des milieux terrestres ou organiques, les feux de forêt et ainsi de suite. Au-delà de 500 000 ans, la concentration de ^{14}C est minime et ne permet plus d'effectuer une datation utile.

6.3.3 Les isotopes de l'oxygène et de l'hydrogène

L'eau et donc aussi la glace sont formées d'oxygène et d'hydrogène. Les rapports isotopiques de ces deux éléments permettent d'obtenir des informations sur les conditions climatiques qui ont régné dans le passé.

L'oxygène est majoritairement composé de ^{16}O et contient aussi du ^{18}O, un isotope plus lourd. Le $\delta^{18}O$ de la glace permet de reconstruire la température de l'air (figure 22). Le rapport $^{18}O/^{16}O$ de la glace dépend de la température lors de la condensation de la neige. La vapeur d'eau contenant du ^{16}O, plus léger, possède une tension de vapeur de 1 % supérieure à la vapeur d'eau contenant du ^{18}O. La vapeur d'eau atmosphérique contient moins de ^{18}O, qui condense plus vite que le ^{16}O, durant les périodes froides que durant des périodes chaudes. En contrepartie, l'eau océanique est enrichie en ^{18}O durant les périodes froides. Cette signature est analysée dans les sédiments carbonatés marins qui proviennent de tests (coquilles) de microorganismes. Ainsi, les signatures $\delta^{18}O$ des foraminifères planctoniques dans les sédiments de l'Atlantique Nord permettent de retracer la température passée de l'eau ainsi que la présence d'eau de fonte de glaciers lors du Dryas récent. L'analyse des signatures $\delta^{13}C$ des foraminifères benthiques, quant à elle, a permis de reconstruire la force de la circulation thermohaline dans le passé.

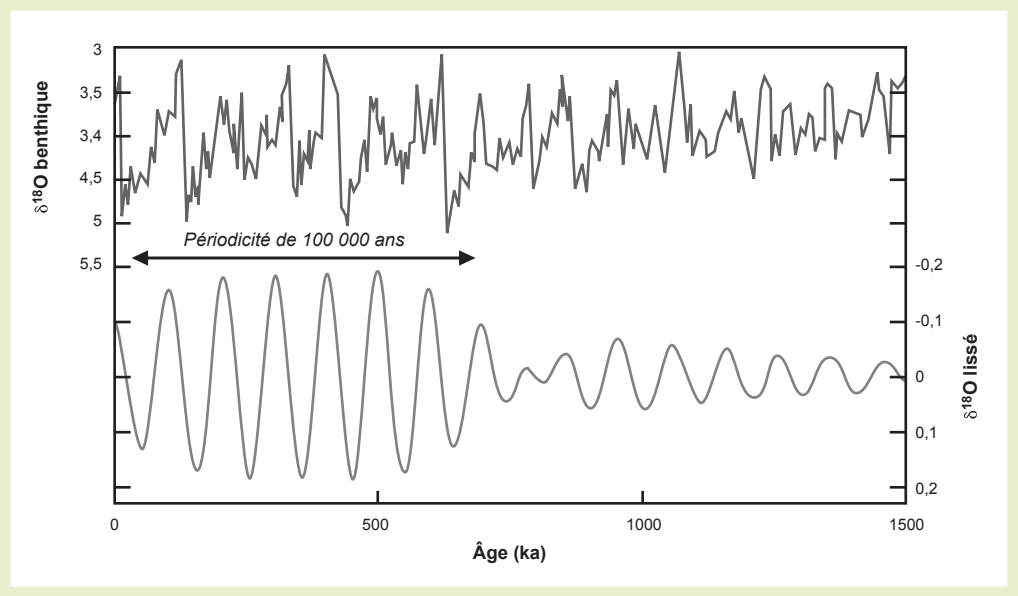

Figure 22

$\delta^{18}O$ des foraminifères benthiques d'un forage du Pacifique.

Ces données montrent que les derniers 500 000 ans ont été dominés par des cycles de 100 000 ans, liés à la variation de l'excentricité de l'orbite terrestre. Le million d'années précédent présente des fluctuations moins régulières, ne correspondant ni uniquement aux cycles de 100 000 ans ni à ceux de 41 000 ans, ces derniers étant liés aux variations de l'obliquité de l'axe de rotation de la Terre.

Source : Wright, A. K. et B. P., 2002. Flower, Surface and deep ocean circulation in the subpolar North Atlantic during the mid-Pleistocene revolution, *Paleoceanography, 17*, 1068.

L'abondance de deutérium ^{2}D, isotope lourd peu abondant de l'hydrogène, est également un indicateur de la température. Le rapport $^{2}D/^{1}H$ de la glace est faible dans un climat froid. La vapeur d'eau contenant du ^{2}D précipite plus vite des nuages que la vapeur d'eau qui ne contient pas de ^{2}D. Puisqu'en période glaciaire les précipitations en provenance d'évaporation dans les zones tropiques interviennent à des latitudes moins élevées, l'eau des nuages atteignant les pôles est plus appauvrie en ^{2}D. Cela permet de distinguer les périodes glaciaires et interglaciaires dans les carottes glaciaires.

6.3.4 Les isotopes radiogéniques

Le ratio de $^{10}Be/^{9}Be$ est un indicateur de la constante solaire. Le ^{9}Be est formé par irradiation cosmique dans la stratosphère et diffuse de là vers la troposphère. La diffusion dépend de la hauteur de la troposphère qui dépend elle-même de la force du rayonnement solaire. Le petit âge glaciaire apparaît par exemple clairement dans les strates des glaciers. Le rapport $^{36}Cl/^{35}Cl$ agit en analogie, le ^{36}Cl étant également un isotope radiogénique.

6.4 Les autres méthodes

6.4.1 La palynologie

La palynologie est l'analyse quantitative et qualitative au microscope des pollens, des spores et des autres microorganismes présents dans les sédiments. Les pollens et les spores dans les strates géologiques telles que des sédiments lacustres et marins, des tourbières ou des carottes de glace permettent de reconstruire le type et l'abondance de végétation y régnant. Les pollens et les spores sont extrêmement durables et se conservent sur de longues périodes de temps, gardant ainsi la trace de la végétation longtemps disparue. La variation du type de végétation documenté par les séquences de pollen donne une indication sur le climat qui régnait à un endroit au fil du temps. En Europe, le climat de l'holocène a pu être retracé dans plusieurs régions (par exemple, Davis *et al.*, 2003). Le passage de la chasse et de la cueillette à l'agriculture dans l'Angleterre ancienne peut également être expliqué en comparant la composition pollinique des sédiments lacustres, avant et après cette transition. Cela permet de reconstituer les changements de végétation dans les bassins versants de ces lacs (Edwards et Whittington, 2001; Rae et Parker, 1996).

6.4.2 La dendrochronologie

La dendrochronologie, technique utilisée depuis longtemps et déjà pressentie par Leonardo Da Vinci, permet de déterminer l'âge d'arbres de régions tempérées ainsi que les conditions climatiques régnant durant la croissance des cernes annuels. Les cernes annuels sont aisés à identifier par la taille des nouvelles cellules qui s'amenuisent du printemps à l'automne (figure 23). Durant l'hiver, l'arbre interrompt sa croissance qui reprend au printemps prochain. Durant les années humides, les cernes sont plus larges

que pendant les années sèches. La méthode peut aussi être appliquée à des arbres morts bien conservés. En référençant des séquences de cernes à celles d'arbres déjà datés, il est possible de remonter jusqu'à 10 000 ans dans le passé. Les plus anciens arbres échantillonnés, des pins de Bristlecone (*Pinus longaeva*) de l'ouest des États-Unis et des séquoias géants (*Sequoiadendron giganteum)* de la Sierra Nevada, peuvent atteindre 3000 à 4000 ans d'âge. La dendrochronologie a, par exemple, permis d'identifier une catastrophe climatique d'une durée de dix ans dans les années 540-550, liée à une épidémie de peste importante.

Figure 23

Cernes annuels et âges déterminés d'une poutre en chêne de l'Hôtel de ville de Gödenroth, construit en 1748.

Source : S. Kühn, Wikipedia. GNU-Lizenz für freie Dokumentation. http://de.wikipedia.org/wiki/Bild:Dendrochronologie.jpg

6.4.3 L'étude des coraux

L'étude des coraux permet de remonter loin dans le temps. Les coraux fossilisés peuvent avoir jusqu'à 300 000 ans et plus. Leur datation s'effectue à l'aide de méthodes isotopiques comme le rapport U/Th ou le $\delta^{14}C$. Les coraux enregistrent les perturbations climatiques et les conservent une fois morts. Ces informations peuvent être recueillies en analysant la composition des squelettes et en étudiant les rapports $^{16}O/^{18}O$ ainsi que les éléments traces, comme le strontium ou le magnésium. Il est ainsi possible de connaître la salinité et la température de l'eau à différentes époques dans le passé ainsi que le niveau des océans.

6.4.4 L'analyse des températures dans des puits de forage

Une autre méthode de reconstruction des températures est l'étude des puits de forage. La déviation du gradient de chaleur du gradient naturel renseigne sur les perturbations qui ont eu lieu à la surface dans le passé, et qui diffusent lentement en profondeur. Un forage de 1000 mètres de profondeur contient 10 000 ans d'histoire de la température. Cette technique a permis de reconstruire les températures lors du petit âge glaciaire (-1 °C au XVIe siècle) et le réchauffement récent dans l'est du Canada (+2 °C entre 1800 et 2000) ainsi que le réchauffement actuel de 3 à 5 °C en Alaska (Vasseur et Mareschal, 1993).

6.4.5 La télédétection

En ce qui a trait aux conditions climatiques actuelles, de nouveaux outils permettent d'obtenir une image plus complète. La télédétection à partir de satellites permet d'évaluer avec précision le niveau de l'océan, les vents de surface, la température de surface de la mer et des continents, le contenu en vapeur d'eau de l'atmosphère, la production de l'océan et des biomes terrestres à travers les couleurs caractéristiques du plancton et de la végétation. Dans l'océan, plus d'un millier de bouées fixes ou dérivantes, à la surface ou en profondeur, permettent de suivre le mouvement des masses d'eau et des courants marins.

Toutes ces observations systématiques sont extrêmement coûteuses et nécessitent des programmes de recherche conjoints internationaux. Voici certains de ces programmes :

- le Programme CLIVAR (*climate variability*), instauré en 1980 par le Conseil international pour la science, l'Organisation mondiale météorologique et la Commission océanographique internationale de l'UNESCO;
- le Programme international géosphère-biosphère du Conseil international des unions scientifiques, depuis 1986, pour la compréhension du système Terre et de sa modification par l'humain;
- le Système mondial d'observation de l'océan, connu sous l'acronyme GOOS (Global Ocean Observation System), mis en place par le COI en 2000;
- le Global Earth Observation System of Systems (GEOSS), en train d'être mis sur pied par 61 pays et 40 organisations internationales.

RÉFÉRENCES

Alley, R. B. *et al.* 2003. Abrupt climate change. *Science, 299*, 2005-2010.

Barnston, A. G., Ropelewski, C. F. 1992. Prediction of ENSO episodes using canonical correlation analysis. *Journal of Climate, 5*, 1316-1345.

Beltrando, G. 2004. *Les climats*. Paris, Armand Collin.

Bond, G., Heinrich, H., Broecker, W., Labeyrie, L., Mcmanus, J., Andrews, J., Huon, S., Jantschik, R., Clasen, S., Simet, C. 1992. Evidence for massive discharges of icebergs into the North Atlantic Ocean during the last glacial period. *Nature, 360*, 245-249.

Brenchley, P. J., Marshall, J. D., Carden, G. A. F., Robertson, D. B. R., Long, D. G. F., Meidla, T., Hints, L., Anderson, T. F. 1994. Bathymetric and isotopic evidence for a short-lived Late Ordovician glaciation in a greenhouse period. *Geology, 22*, 295-298.

Broecker, W. S. 1998. Paleocean circulation during the last deglaciation : A bipolar seesaw? *Paleoceanography, 13*, 119-121.

Broecker, W. S. 1997. Thermohaline circulation, the Achilles heel of our climate system : Will man-made CO_2 upset the current balance? *Science, 278,* 1582-1588.

Broecker, W. S., *et al.*, 1988. The chronology of the last deglaciation : Implications to the cause of the Younger Dryas event. *Paleoceanography, 3,* 1-19.

Broecker, W. S., Kennett, J. P., Flower, B. P., Teller, J. T., Trumbore, S., Bonani, G., Wolfy, W. 1989. Routing of meltwater from the Laurentide Ice Sheet during the Younger Dryas cold episode. *Nature, 341,* 318-321.

Broecker, W. S., Peteet, D. M., Rind, D. 1985. Does the ocean-atmosphere system have more than one stable mode of operation? *Nature, 315,* 21-26.

Bryden, *et al.* 2005. *Nature, 438,* 655.

Budyko, M. I., 1969. The effect of solar radiation variations on the climate of the Earth. *Tellus, 5,* 611-619.

Caldeira, K., Kasting, J. F. 1992. Susceptibility of the early Earth to irreversible glaciation caused by carbon dioxide clouds. *Nature, 359,* 226-228.

Cane, M. A., Zebiak, S. E. Dolan, S. C. 1986. Experimental forecasts of El Niño. *Nature, 321,* 827-832.

Chen, D., Cane, M. A., Kaplan, A., Zebiak, S. E., Huang, D. J. 2004. Predictability of El Niño over the past 148 years. *Nature, 428,* 733-736.

Chen, D., Cane, M. A., Zebiak, S. E. 1999. The impact of NSCAT winds on predicting the 1997-1998 El Niño : A case study with the Lamont model. *Journal of Geophysical Research, 104,* 11321-11327.

Christie-Blick, N., Sohl, L. E., Kennedy, M. J., Hoffman, P. F., Schrag, D. P. 1999. Considering a Neoproterozoic snowball Earth. *Science, 284,* 1087.

Dansgaard, W., *et al.* 1993. *Nature, 364,* 218.

Davis, B. A. S., Brewer, S., Stevenson, A. C., Guio, J. 2003. The temperature of Europe during the Holocene reconstructed from pollen data. *Quaternary Science Reviews*, *22*, 1701–1716.

De Vernal, A., Hillaire-Marcel, C., Bilodeau, G. 1996. Reduced meltwater outflow from the Laurentide ice margin during the Younger Dryas. *Nature, 381,* 774-777.

Donnadieu, Y., Goddéris, Y., Ramstein, G., Nédelec, A., Meert, J. 2004. « Snowball Earth » climate triggered by continental break-up through changes in runoff. *Nature*, 18 mars.

Ducroux, R. 2004. *L'effet de serre*. Paris, CNRS Éditions.

Edwards, K. J., Whittington, G. 2001. Lake sediments, erosion and landscape change during the Holocene in Britain and Ireland. *CATENA, 42,* 143-173.

Flohn, H. 1982. Ocean upwelling as a key for abrupt climatic changes. *Journal of the Meteorological Society of Japan, 60,* 268-273.

Ganopolski, A., Rahmstorf, S. 2001. Rapid changes of glacial climate simulated in a coupled climate model. *Nature, 409,* 153-158.

Ganopolski, A., Rahmstorf, S., Petoukhov, V., Claussen, M. 1998. Simulation of modern and glacial climates with a coupled global model of intermediate complexity. *Nature, 391,* 351-356.

Grousset, F. E., Pujol, C., Labeyrie, L., Auffret, G., Boelaert, A. 2000. Were the North Atlantic Heinrich events triggered by the behavior of the European ice sheets? *Geology, 28,* 123-126.

Harland, W. B., Rudwick, M. J. S. 1964. The great infra-Cambrian glaciation. *Scientific American, 211,* 28-36 1964.

Heinrich, H. 1988. Origin and consequences of cyclic ice rafting in the Northeast Atlantic Ocean during the past 130,000 years. *Quaternary Research, 29,* 142-152.

Hoffman, P. F., Schrag, D. P. 2000. Snowball Earth. *Scientific American, 282,* 68-75.

Hyde, W. T., Crowley, T. J., Baum, S. K., Peltier, W. R. 2000. Neoproterozoic « snowball Earth » simulations with a coupled climate/ice-sheet model. *Nature, 405,* 425.

International Continental Scientific Drilling Program. *The International continental scientific drilling program (IDCP),* [En ligne].
http://www.icdp-online.de/contenido/icdp/front_content.php (Consulté le 8 novembre 2007)

IPCC 2001. *Third assessment report : The scientific basis*.

Kerr, R. A. 2000. A refuge for life on Snowball Earth. *Science, 288,* 1316.

Kirschvink, J. L. 2002. Quand tous les océans étaient gelés. *La Recherche, 355,* 26-30.

Lisiecki, L. E., Raymo, M. E. 2005. A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}O$ records. *Paleoceanography, 20,* PA1003, doi : 10.1029/2004PA001071.

Murdock, T. Q., Weaver, A. J., Fanning, A. F. 1997. Paleoclimatic response of the closing of the Isthmus of Panama in a coupled ocean-atmosphere model. *Geophysical Research Letters, 24,* 253–256.

Nof, D., Van Gorder, S. 2003. Did an open Panama Isthmus correspond to an invasion of Pacific water into the Atlantic? *Journal of Physical Oceanography, 33,* 1324–1336.

Patzkowsky, M. 2003. *The late Ordovician glaciation and mass extinction : environmental causes and evolutionary consequences*. NASA Astrobiology Institute Report.

Petit, J. R., Jouzel, J., Raynaud, D., Barkov, N. I., Barnola, J. M., Basile, I., Bender, M., Chappellaz, J., Davis, J., Delaygue, G., Delmotte, M., Kotlyakov, V. M., Legrand, M., Lipenkov, V., Lorius, C., Pépin, L., Ritz, C., Saltzman, E., Stievenard, M. 1999. Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica. *Nature, 399,* 429-436.

Rae, J. E., Parker, A. 1996. Techniques for validating the historic record of lake sediments. A demonstration of their use in the English Lake District. *Applied Geochemistry*, *11*, 211-215.

Rooth, C. 1982. Hydrology and ocean circulation. *Progress in Oceanography, 11,* 131-149.

Royer, D. L., Berner, R. A., Montañez, I. P., Tabor, N. J., Beerling, D. J. 2004. CO_2 as a primary driver of Phanerozoic climate. *GSA Today, 14,* 4-10.

Runnegar, B. 2000. Loophole for snowball Earth. *Nature, 405,* 403.

Sellers, W. D. 1969. A global climatic model based on the energy balance of the Earth-atmosphere system. *Journal of Applied Meteorology, 8,* 392-400.

Shaviv, N. J. 2005. On climate response to changes in the cosmic ray flux and radiative budget. *Journal of Geophysical Research, 110,* A08105.1-A08105.15, doi :10.1029/2004JA010866.

Shaviv, N. J., Veizer, J. 2003. Celestial driver of Phanerozoic climate? *GSA Today, 13,* 4-10.

Stommel, H. 1961. Thermohaline circulation with two stable regimes of flow. *Tellus*, *13*, 224-230.

Tarasov, L., Peltier, W. R. 2005. Arctic freshwater forcing of the Younger Dryas cold reversal. *Nature, 435,* 662-665.

Teller, J. T., Thorleifson, L. H. 1983. The Lake Agassiz-Lake Superior connection. Dans Teller, J. T., Clayton, L. directeurs. *Glacial lake Agassiz : Geological association of Canada special paper*, 261-290.

Vasseur, G. et Mareschal, J.-C. 1993. Les forages : une fenêtre sur les climats passés. *La Recherche, 24,* 1076-1082.

Voituriez, B. 2006. *Le Gulf Stream*, Paris, UNESCO, 209 p.

Zachos, J., Pagani, M., Sloan, L., Thomas, E., Billups, K. 2001. Trends, rhythms, and aberrations in global Climate 65 ma to present. *Science, 292,* 686-693.