

Chers océans ! Si fascinants, si puissants... et pourtant si fragiles !

Les océans couvrent plus de 70 % de notre planète. C'est en eux que la vie est née. Comme de grands « échangeurs » fluides, ils redistribuent, avec l'atmosphère, l'énergie que notre planète reçoit du Soleil, et la rendent habitable. Ils participent au vaste cycle qui distribue l'eau à sa surface. Ils capturent des masses énormes de dioxyde de carbone, ce gaz à effet de serre qui, sinon, resterait dans l'atmosphère.

La grande histoire des climats, que les chercheurs reconstituent aujourd'hui de plus en plus finement, montre que les événements climatiques du passé ont, à chaque fois, modifié la circulation, la chimie et la biologie des océans. À leur tour, ces changements de la « machine océanique » ont transformé l'ensemble des paysages planétaires, et modifié les conditions d'existence des êtres vivants sur la Terre.

Placés au cœur des échanges de matière et d'énergie qui animent notre planète, les océans font d'elle un immense système où tout se tient. Or, voici qu'à l'occasion du changement climatique actuel, le comportement des océans se modifie à nouveau : réchauffement des eaux, modification des courants marins, fonte des glaces, acidification, montée du niveau des mers...

Quelles seront les conséquences de ces changements ? Comment peuvent évoluer les cycles de l'eau et du carbone à la surface du globe, comment peut se modifier la circulation des courants océaniques ? Surtout, peut-on anticiper les impacts pour les populations humaines et les écosystèmes, en particulier dans les régions polaires, dans les îles basses, les grands deltas, les régions côtières de plus en plus urbanisées ?

Telles sont les questions qu'aborde cet ouvrage, grâce aux contributions d'experts rassemblés autour d'Édouard Bard, professeur au Collège de France et membre de l'Académie des sciences. Il est publié à l'occasion de l'exposition « Océan, climat, et nous », présentée à la Cité des sciences et de l'industrie dès avril 2011.

« L'océan doit être préservé dans sa stabilité, localement et globalement. Non seulement parce qu'il est beau, sublime et féérique, mais surtout car la survie de nos sociétés en dépend. » Édouard Bard

L'Océan, le climat et nous un équilibre fragile ?

L'Océan, le climat et nous un équilibre fragile ?

Sous la direction de Édouard Bard



Diffusion Belin
090531-01
35,00 €

www.editions-lepommier.fr
www.universcience.fr



universcience
éditions



Éditions
Le Pommier



L'océan mondial

par Édouard Bard

L'océan et l'atmosphère transportent la chaleur

Les échanges d'eau et d'énergie entre l'océan et l'atmosphère gouvernent en grande partie le climat de notre planète. Des perturbations dans l'atmosphère ont des répercussions sur l'océan et vice versa. Atmosphère et océan ont chacun une dynamique et un temps de réaction propres. L'océan a notamment une inertie thermique plus grande du fait de son volume et de la capacité thermique massique de l'eau liquide.

L'énergie que la Terre reçoit du Soleil est de 340 W/m^2 en moyenne annuelle au-dessus de l'atmosphère. Près des pôles, les rayons du Soleil frappent le sol avec un angle faible. Le flux solaire par mètre carré y est donc inférieur (en moyenne de 200 W/m^2 au niveau des cercles polaires à $66,5^\circ \text{ N}$ et S). Par contre, dans la zone équatoriale, où ils sont pratiquement toujours perpendiculaires à la surface du sol, le flux incident est le double de celui qui est reçu au niveau des cercles polaires (400 W/m^2).

Le déficit de chaleur des hautes latitudes par rapport aux basses latitudes est compensé par des échanges de chaleur assurés par la mise en mouvement des enveloppes fluides de la Terre, c'est-à-dire l'océan et l'atmosphère.

L'effet d'homogénéisation de la chaleur se fait plus efficacement par mouvement d'un fluide que par le seul mécanisme de conduction thermique. Les scientifiques utilisent le terme « advection » pour décrire ces mouvements. Ces principes physiques sont à la base de nombreux phénomènes rencontrés dans la vie de tous les jours, comme le mouvement naturel de la soupe dans une marmite et celui qui lui est imprimé par une cuiller. Ces deux actions mécaniques homogénéisent la chaleur et l'empêchent de s'accumuler localement. Sur la Terre, les transports de chaleur sont un peu plus complexes car ils ont lieu au sein des deux enveloppes fluides de notre planète. En effet, l'atmosphère et l'océan transportent de la matière chaude, gazeuse et liquide, de la zone intertropicale vers les zones polaires.

Un troisième mécanisme intervient aussi dans ces transports : il s'agit des échanges de chaleur latente qui apparaît lorsque l'eau passe de l'état liquide à l'état gazeux. Par définition, la chaleur latente est la quantité d'énergie nécessaire pour faire changer d'état 1 g de matière à température constante. Cela s'applique aussi bien à l'évaporation de l'eau liquide qu'à la fusion de la glace. Lors des transformations inverses, condensation de la vapeur et congélation, cette chaleur est restituée à l'eau et aux corps en contact avec elle. Au niveau du globe, la chaleur latente est transportée des tropiques vers les pôles. En effet, l'eau de l'océan s'évapore aux basses latitudes et, après un transport, *via* la circulation atmosphérique, la vapeur d'eau vient ensuite se condenser aux hautes latitudes sous forme de pluie et de neige, restituant la chaleur latente perdue par la zone tropicale.

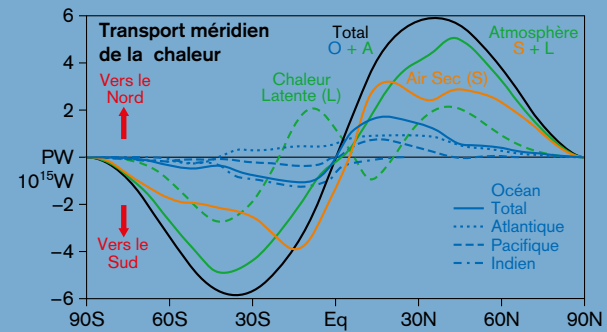
Dans le détail, les échanges méridiens de chaleur sont complexes car ils dépendent de la latitude, de la longitude et des saisons. Un maximum de

double page précédente :
Sternes arctiques (*Sterna paradisaea*) en vol au-dessus du ressac, au large de l'Islande.

ci-contre :
Tempête au phare des Pierres-Noires, en mer d'Irlande.



transport de chaleur, équivalent à 6 millions de gigawatts, a lieu aux moyennes latitudes des deux hémisphères (figure ci-dessous). Vers 40° de latitude nord, par exemple, les trois mécanismes de transport sont importants : la circulation des masses d'air, les échanges de chaleur latente liés à l'évaporation de l'eau de l'océan suivie de sa condensation et enfin les courants marins. Cette composante océanique culmine à presque 2 millions de gigawatts vers 15° de latitude nord dont la moitié en Atlantique.

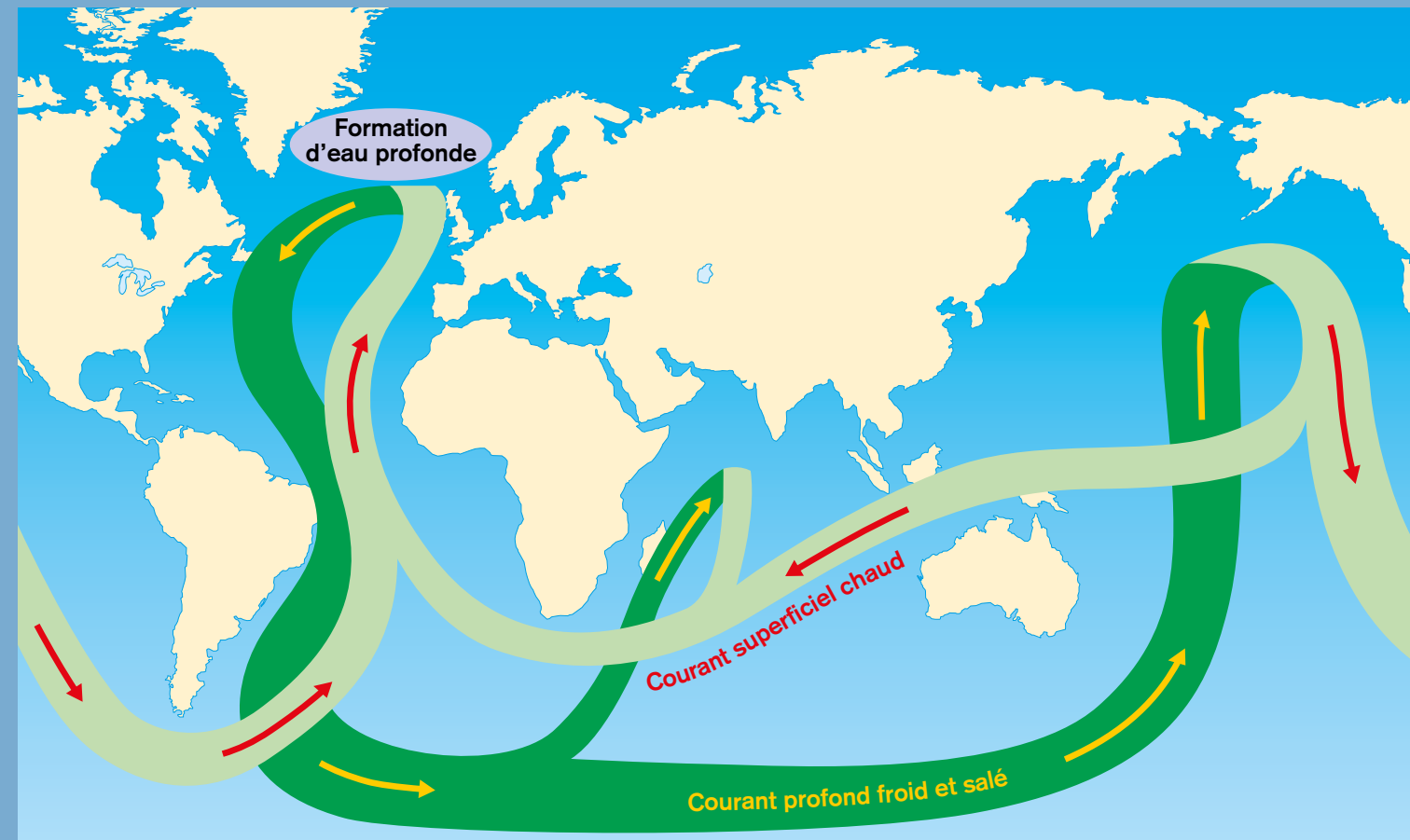


Transport par l'océan profond

Ce rappel souligne l'importance de l'océan Atlantique dans les transports de chaleur à l'échelle planétaire. Globalement, les eaux de surface des régions tropicales de l'océan Atlantique, chaudes et salées, sont transportées vers le nord *via* les courants de surface, en particulier le Gulf Stream et la dérive nord-atlantique (figure ci-dessous). Pendant leur trajet en latitude, ces courants se refroidissent, ce qui entraîne une densification des eaux de surface (plus l'eau est salée ou froide, plus elle est dense). Arrivées en mer du Groenland, d'Islande, de Norvège et du Labrador, les eaux de surface deviennent si denses qu'elles plongent dans les abysses, permettant la réoxygénation des couches profondes de l'océan Atlantique. Ce processus de convection est entretenu continuellement par le transport d'eau de surface depuis les régions tropicales. Peu à peu, les différentes plongées d'eau profonde se mélangent et forment la masse d'eau profonde nord-atlantique, qui entraîne environ de 15 à 20 millions de mètres cubes par seconde (voir « L'océan exploré », p. 46).

à gauche : Transport de chaleur en fonction des latitudes. Les unités sont en 10^{15} watts (petawatts) comptés positivement vers le nord.

ci-dessous : Diagramme de la circulation thermohaline de l'océan. Il s'agit d'une simplification à l'extrême qui ne représente pas tous les aspects de la circulation de l'océan mondial (par exemple les plongées autour de l'Antarctique, les contributions respectives des mécanismes thermohalins et des mélanges mécaniques liés aux vents et aux marées, les boucles secondaires et les aspects intermittents et turbulents du mouvement des masses d'eaux...).



Cette masse d'eau fait partie d'une gigantesque boucle de convection, baptisée un peu abusivement « circulation thermohaline mondiale » et souvent représentée par un énorme « tapis roulant ». Cette simplification exagérée est néanmoins utile pour se représenter les échanges d'eau profonde entre les différents bassins océaniques. En parallèle aux processus thermohalins faisant intervenir la densité des masses d'eau dans les zones de plongée d'eau profonde, des phénomènes de dissipation d'énergie mécanique (vents et marées) et le mélange vertical associé entretiennent la circulation méridienne à grande échelle en permettant aux eaux intermédiaires et profondes de remonter en surface. Il est cependant clair que toute perturbation importante de la densité de l'eau de mer se répercute inévitablement sur la dynamique des masses d'eau, en surface comme en profondeur.

Icebergs provenant du glacier de Jakobshavn, fjord d'Ullissat, au Groenland.



Étudié depuis plus de 250 ans, le Jakobshavn a permis de développer la compréhension des changements climatiques et l'étude de l'inlandsis du Groenland.



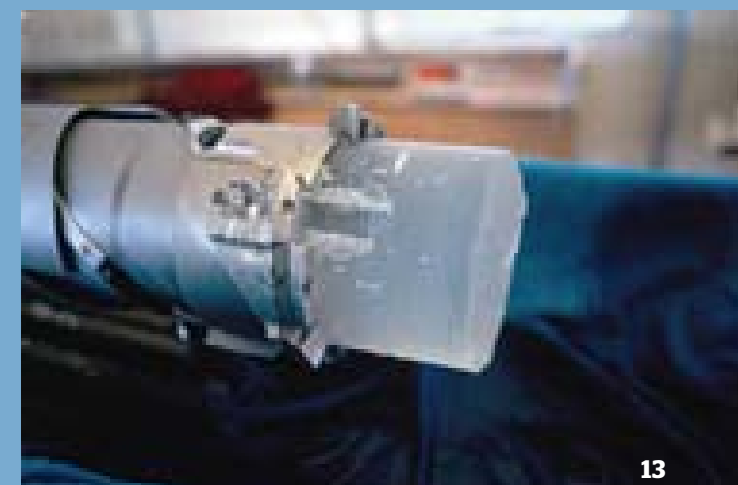
Exemples de variations du couple océan-atmosphère

Les paléoclimatologues ont été les premiers à mettre en évidence des changements de régime climatique en étudiant les sédiments océaniques et les glaces polaires. Ces deux types d'archives peuvent être datés et synchronisés précisément à l'aide de techniques variées et donnent des informations climatiques enregistrées de façon spécifique. Par exemple, les paléotempératures au Groenland sont obtenues à l'aide des isotopes stables mesurés sur l'oxygène et l'hydrogène des molécules d'eau de la glace. Parmi d'autres méthodes, les températures des eaux de surface peuvent être mesurées à partir de l'analyse de molécules spécifiques (en particulier les alcénones) synthétisées par certains organismes du phytoplancton et qui sont bien préservées dans les sédiments marins.

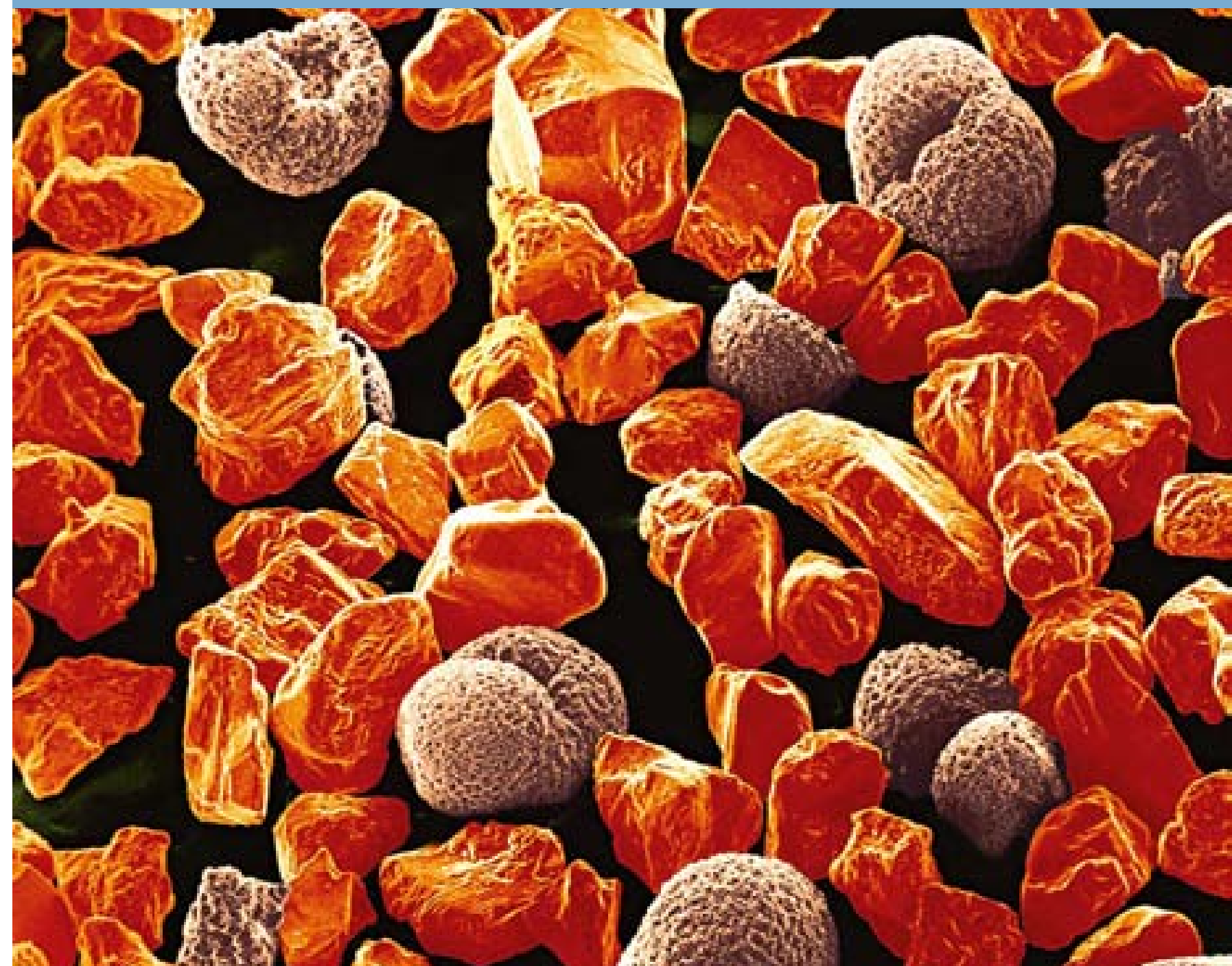
Il est maintenant reconnu que ces changements climatiques ont affecté l'Atlantique Nord et le Groenland au cours des cent mille dernières années. Les caractéristiques les plus remarquables sont des événements chauds se déroulant à l'échelle du millénaire. Ceux-ci sont particulièrement marqués au Groenland (10 à 15 °C) mais relativement atténués dans l'océan Atlantique. Ces intervalles chauds sont appelés « événements de Dansgaard-Oeschger » en l'honneur de deux pionniers de la paléoclimatologie, Willi Dansgaard, de l'université de Copenhague, et Hans Oeschger, de l'université de Berne, qui ont identifié ces événements dans des carottes de glace du Groenland au début des années 1980.

Plusieurs événements de froid intense ont pu être observés dans les sédiments océaniques. Ces refroidissements ne sont pas aussi clairement exprimés dans les carottes de glace du Groenland. Par contre, ces phases froides s'identifient facilement dans les sédiments marins car les niveaux correspondants contiennent aussi des débris rocheux transportés par des icebergs. Ces graviers peuvent être comptés directement sous une loupe binoculaire ou caractérisés par l'analyse de leurs propriétés chimiques et magnétiques dans les carottes de sédiments. Il est clair que chaque période de débâcle d'icebergs est accompagnée d'un refroidissement intense, d'environ 5 °C. Ces couches distinctes contenant les débris détritiques glaciaires ont été découvertes en 1988 par Hartmut Heinrich, de l'Institut d'hydrologie de Hambourg, et les périodes de refroidissement sont maintenant dénommées « événements de Heinrich ». Ces derniers ont eu pour origine principale l'énorme calotte de glace Laurentide, aujourd'hui disparue, qui produisait des sédiments détritiques en rabotant le socle rocheux canadien. Ce transport par les icebergs a pu être cartographié grâce à l'analyse des propriétés minéralogiques, chimiques et physiques des débris détritiques glaciaires contenus dans les sédiments.

Carottiers utilisés pour prélever les archives sédimentaires analysées en paléoclimatologie. En haut et au milieu : carottier du navire *Marion Dufresne*. En bas, carottier de glace du programme européen EPICA de forage de la calotte antarctique.



Photographie en microscopie électronique à balayage de sédiments glaciaires de l'océan Pacifique. On voit en brun des coquilles de foraminifères et en rouge des grains de quartz érodés par les glaciers.

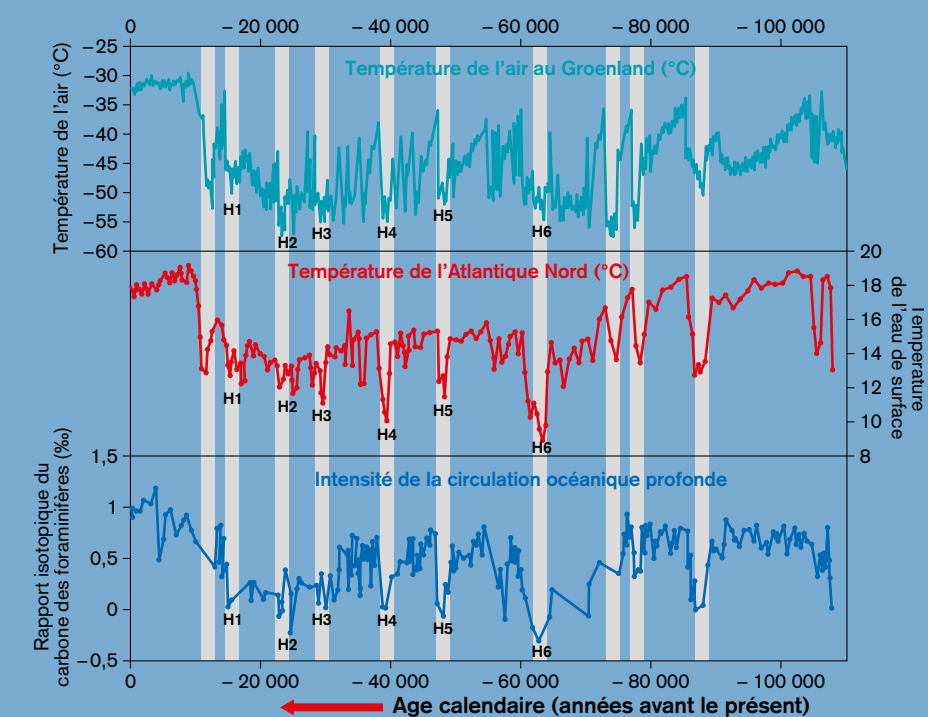


Impact sur les transferts de chaleur

Les paléoclimatologues ont aussi trouvé des indices démontrant le lien avec la circulation profonde de l'océan Atlantique. Les enregistrements sont fondés sur les isotopes du carbone contenus dans les squelettes de foraminifères benthiques, organismes unicellulaires microscopiques qui vivent au fond de l'océan. Ces derniers enregistrent dans leur squelette carbonaté le rapport $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ du carbone inorganique dissous des eaux profondes, lequel dépend directement de la ventilation océanique. Des valeurs élevées indiquent une circulation profonde intense, tandis que des valeurs faibles sont liées à de faibles courants profonds. Durant la dernière glaciation, l'océan oscillait entre deux états caractérisés, pendant les événements de Heinrich, par des valeurs de $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ très faibles et, durant les phases chaudes de Dansgaard-Oeschger, par des valeurs de $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ élevées, quoique plus faibles qu'elles ne le sont actuellement. Les enregistrements sédimentaires présentés dans la figure ci-contre montrent que chaque période de débâcle d'icebergs est associée à une diminution très nette de la ventilation profonde de l'Atlantique. D'autres études fondées sur d'autres marqueurs isotopiques de la circulation profonde sont venues confirmer les conclusions fondées sur les isotopes stables du carbone. Tous ces travaux démontrent que les fluctuations thermiques de surface sont intimement liées à la variation des flux transportés par la circulation méridienne de l'océan Atlantique. Les palynologues ont étudié les restes des plantes terrestres présents dans les sédiments lacustres et marins. Ce travail a été réalisé sur plusieurs sites au sud de l'Europe. Le résultat principal est que la végétation a été profondément marquée par les événements de Dansgaard-Oeschger et de Heinrich. Ainsi, au sud de l'Europe, la végétation a oscillé entre paysages forestiers et steppes froides et sèches. La rapidité des transitions a pu être calculée dans

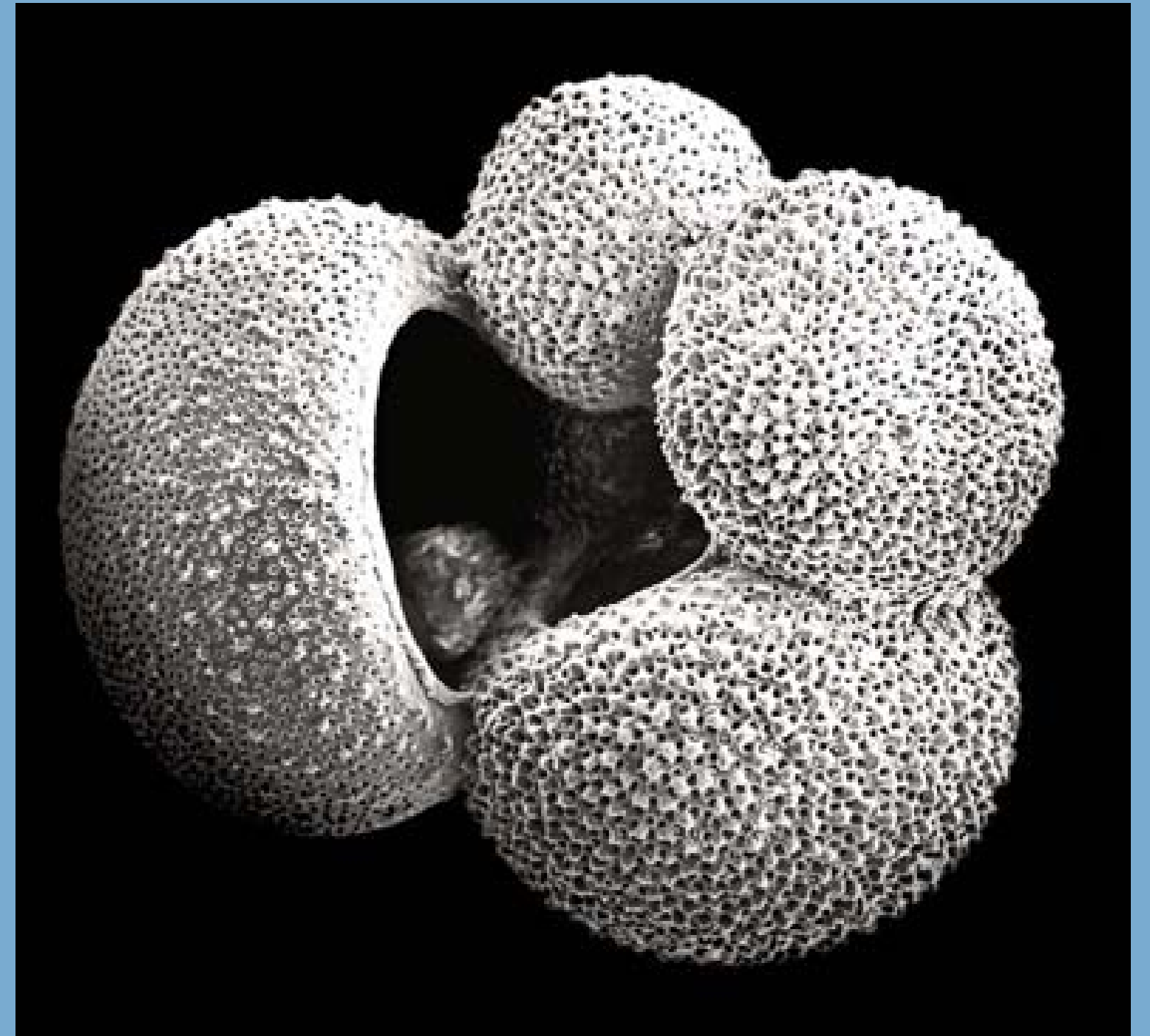
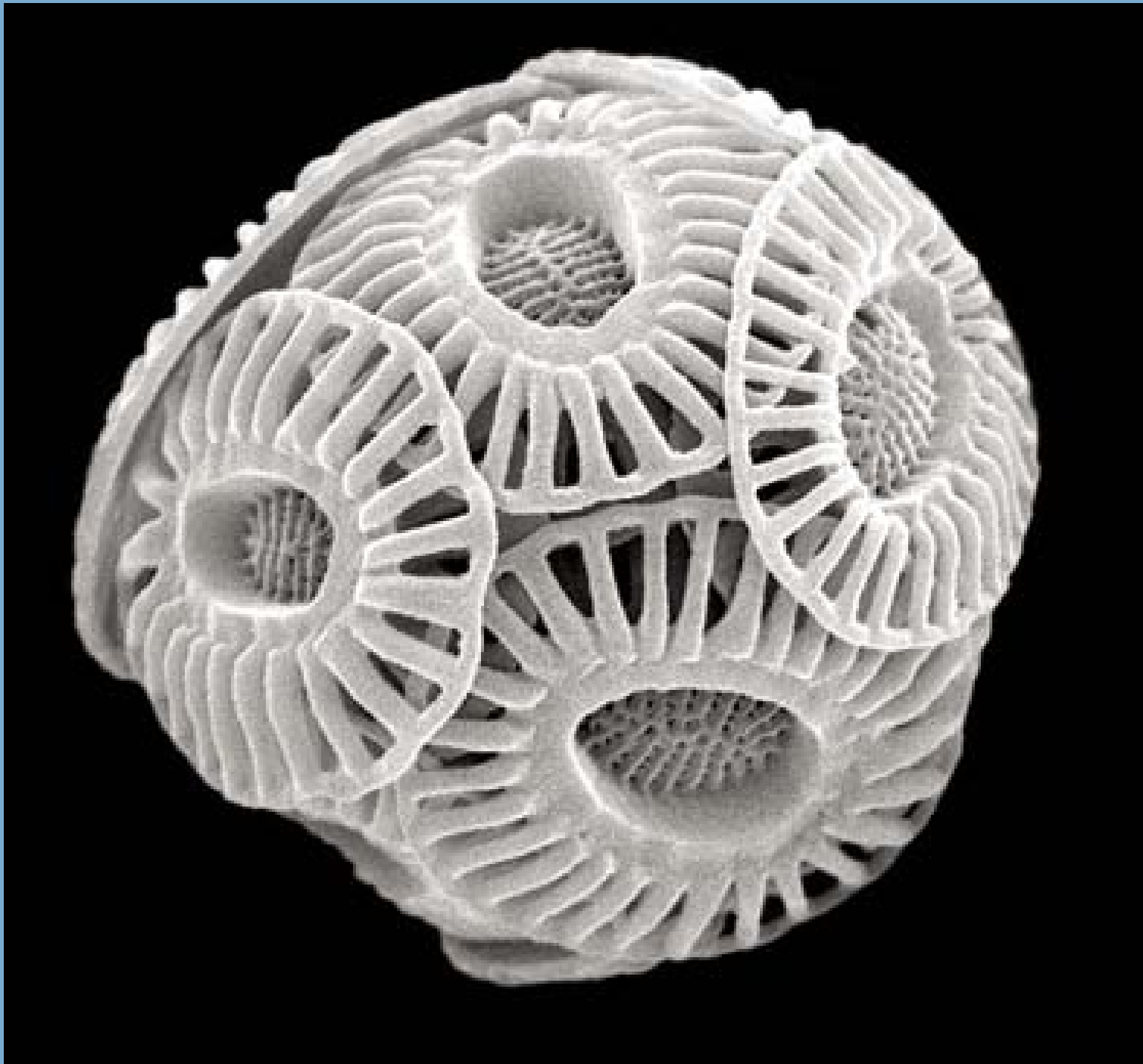
certains cas favorables où les sédiments ont conservé la trace de couches annuelles (appelées « varves »), par exemple sur le site du lac Gosciarz, en Pologne. Les séries lacustres ont permis de remonter jusqu'à treize mille ans en comptant directement les couches annuelles épaisses d'environ 1 mm. L'abondance des différents taxons au cours d'une transition climatique spécifique, autour de -11500, a été étudiée en détail. Avant la transition, on observe une végétation de steppe froide comprenant notamment de l'armoise et du genévrier, alors qu'après la transition la steppe a laissé place à une forêt de feuillus, comme l'orme, le peuplier et le bouleau. Les données biogéographiques actuelles montrent que ces deux environnements, avant et après la transition, ont probablement connu des climats très différents en termes de température (différence d'une dizaine de degrés Celsius) et de pluviosité (un facteur 2). La chronologie précise des sédiments permet en outre d'affirmer que ce changement majeur a eu lieu en moins de cinquante ans. Cette estimation est compatible avec celle qui a été réalisée à partir des glaces du Groenland qui indiquent que cette transition aurait eu lieu au même moment en quelques décennies.

Enregistrements climatiques et océanographiques pour les cent mille dernières années dans la zone de l'Atlantique Nord : température de l'air au niveau du Groenland calculée à partir du rapport $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ de la glace, température de l'océan de surface calculée à partir de l'abondance des molécules alcénones contenues dans les sédiments marins, index de ventilation de l'océan profond fondé sur le rapport $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ des foraminifères benthiques des mêmes sédiments marins.



ci-dessous:
Coccosphère d'*Emiliana
huxleyi* en microscopie
électronique à balayage.

ci-contre:
Squelette carbonaté du
foraminifère *Globigerinoides
ruber* en microscopie électro-
nique à balayage.



Récifs fossiles sur l'île de Maré (Nouvelle-Calédonie, îles Loyauté).

Une influence planétaire

Depuis quelques années, il apparaît clairement que les événements de Dansgaard-Oeschger et de Heinrich ont eu aussi une influence à l'échelle planétaire, bien au-delà de l'Atlantique Nord. L'intensité de la mousson asiatique est corrélée positivement avec les températures de la zone atlantique, comme le montrent des séries d'isotopes stables de l'oxygène (rapport $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$) mesurées dans des stalagmites prélevées en Chine, en Inde et en Oman. Des données similaires obtenues en Amérique du Sud montrent que les brusques variations de l'Atlantique Nord s'accompagnaient de larges migrations en latitude de la zone intertropicale de convergence (« équateur atmosphérique » séparant les systèmes d'alizés des deux hémisphères). Le cycle du carbone marin est aussi affecté par la variabilité atlantique, notamment au niveau des zones riches en nutriments et biologiquement très productives. Plusieurs études ont montré que les teneurs en matière organique des sédiments de certaines régions océaniques varient en phase avec les événements de Dansgaard-Oeschger et de Heinrich. Des enregistrements convaincants ont été obtenus non seulement pour l'Atlantique Nord, mais également dans les océans Indien et Pacifique Est. Ces changements ont été attribués à de grandes fluctuations de la productivité biologique marine dans les couches de surface de l'océan. Leur rapidité pourrait être liée à l'injection par mélange de nutriments dans la couche de surface océanique. L'intensité et la direction des vents seraient la cause première de ce mélange des masses d'eau superficielles. Une deuxième contribution pourrait venir d'un apport direct d'éléments nécessaires à la vie contenus dans les poussières transportées par les vents aux basses latitudes.





Vue aérienne des îles Maldives dans l'océan Indien.

Iceberg et glaciers de l'Antarctique.



Le cycle du carbone continental, comme celui du carbone marin, a également subi des variations importantes. La preuve en est donnée par les mesures du gaz méthane (CH_4) contenu dans les bulles d'air des glaces du Groenland et de l'Antarctique. Les événements chauds de Dansgaard-Oeschger correspondent tous à des augmentations de la teneur atmosphérique en CH_4 d'environ 200 ppb (parties par milliard, *billion* en anglais). La comparaison précise entre les séries du Groenland et celles de l'Antarctique a permis de montrer que la différence entre la teneur en méthane de l'hémisphère Nord et celle de l'hémisphère Sud augmentait pendant les phases chaudes, alors qu'elle s'annulait pendant les phases froides. En tenant compte du temps de résidence du méthane dans l'atmosphère, les géochimistes ont proposé que ces augmentations rapides correspondent au dégel des zones de pergélisol situées à la périphérie des calottes de l'hémisphère Nord. Ces conclusions ont été confirmées récemment par des analyses isotopiques des carottes de glace, invalidant une autre théorie expliquant les variations rapides du CH_4 atmosphérique par la déstabilisation des hydrates de méthane océaniques.

Des échanges entre les bassins océaniques

Un autre exemple du rôle crucial de la circulation océanique dans les changements climatiques nous est donné par la variabilité spatio-temporelle du courant des Aiguilles et de ses dépendances (rétroflexion et tourbillons), notamment le courant marin d'eaux chaudes et salées qui passent en surface de l'océan Indien à l'océan Atlantique au sud de l'Afrique. L'ouverture ou la fermeture de cette véritable « porte » des Aiguilles est liée à la position en latitude du front subtropical et des vents d'ouest (les « quarantièmes rugissants »). Des travaux récents permettent d'expliquer pourquoi certaines périodes glaciaires détiennent les records de froid et de volume de glaces.

Pour arriver à cette conclusion, les chercheurs ont combiné des données sur les glaciations des huit cent mille dernières années aux nombreuses données paléo-océanographiques, permettant de reconstituer l'évolution des courants marins, de la productivité biologique (la richesse en plancton des eaux de surface) et de l'hydrologie de cette région de l'océan. Les arguments sont fondés sur les enregistrements géochimiques ($^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ et $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$, carbone organique, alcénones, uranium) de sédiments marins prélevés au niveau du courant des Aiguilles juste avant la « fuite » vers l'Atlantique et la rétroflexion vers l'océan Indien. Les signaux de température, de productivité et de mélange Atlantique-Pacifique indiquent clairement que la « route chaude » a subi de grandes variations.

Pendant les périodes glaciaires les plus froides, la porte des Aiguilles était pratiquement fermée en raison d'un déplacement de 7° vers le nord du front subtropical, renvoyant le courant en totalité dans l'océan Indien, affaiblissant la circulation océanique profonde et contrariant l'arrivée d'eaux chaudes au nord de l'Europe. Les modèles numériques montrent aussi clairement qu'une migration vers le nord par rapport à la situation actuelle induit une diminution de la « fuite » chaude et salée des Aiguilles et donc un affaiblissement de la circulation profonde atlantique. Cette modulation océanographique expliquerait le refroidissement particulièrement intense du climat global de ces époques.

Niveau de la mer et calottes de glace

Les cycles glaciaires fournissent encore un autre exemple du rôle crucial de l'océan dans les changements climatiques. À l'échelle des derniers millions d'années, l'évolution du climat se caractérise par un phénomène de glaciation accompagné de grandes fluctuations du niveau marin. Une calotte de glace peut croître dès lors que l'insolation estivale laisse subsister une partie de la neige tombée en hiver. Cette neige accélère le refroidissement en réfléchissant le rayonnement solaire. La cause principale des alternances glaciaire-interglaciaire est la cyclicité de la distribution saisonnière et en latitude de l'énergie reçue du Soleil. Ces variations sont dues aux changements de l'orbite terrestre et de son axe de rotation. Les trois cycles majeurs, bien connus des astronomes, sont ceux de l'excentricité de cette orbite, de l'obliquité de l'axe de rotation de la Terre et, enfin, de la précession des équinoxes. Ce n'est qu'au cours des dernières décennies que les scientifiques ont pu reconstituer des séries

temporelles bien datées pour tous les compartiments du système climatique. De multiples indicateurs mesurés dans plusieurs types d'archives géologiques permettent de reconstituer le climat des grands cycles glaciaires du dernier million d'années. Ces données confirment la puissance explicative de la théorie astronomique. En effet, les cycles de l'insolation correspondent aux fluctuations de paramètres climatiques comme le niveau marin, la teneur atmosphérique en gaz à effet de serre ou la température de l'air et des eaux de surface de l'océan. Toutes ces évolutions sont globalement en phase, suggérant que la répartition de l'insolation exerce un contrôle majeur sur les calottes de glace, le cycle du carbone, l'atmosphère et l'océan.

Excellents indicateurs de la variation du niveau marin, les coraux constituent une véritable archive de la dynamique des calottes polaires, de l'océan et du climat du passé. Nécessitant beaucoup de lumière pour se développer, ils vivent

ci-dessous :
Simulation numérique de la température de surface au niveau du courant des Aiguilles (modèle couplé océan-atmosphère du GFDL, Princeton).

page de droite :
Poisson-soldat à l'abri d'une colonie de corail branchu (*Acropora sp.*). (Archipel des Tuamotu en Polynésie française).



Phoque barbu (*Erignathus barbatus*) sur un iceberg au Spitzberg.



dans de faibles tranches d'eau, entre la surface et une dizaine de mètres de profondeur. Lorsque la mer monte, le récif colonise la pente littorale et les coraux plus anciens, envoyés sous une épaisse couche d'eau, périssent par manque de lumière. La datation uranium-thorium (U-Th) des coraux fossiles indique que le niveau marin s'est abaissé de plus d'une centaine de mètres pendant les glaciations et a dépassé le niveau actuel pendant quelques périodes rares et brèves, notamment lors du dernier interglaciaire, centré vers -125 000 (+ 7 m environ). La moitié de cette hausse serait liée à la réduction de moitié de la calotte groenlandaise. Les paléotempératures indiquent un refroidissement généralisé d'environ 5 °C pendant les phases glaciaires, avec une amplification marquée sur les continents et les latitudes les plus hautes. La comparaison de séries de température aux différentes latitudes indique une amplification d'environ un facteur 2 à 3, traduisant l'existence de mécanismes d'amplification spécifiques aux zones polaires. Par exemple, la cartographie des banquises des deux hémisphères suggère que leur influence était beaucoup plus marquée pendant les phases froides. Le bilan des causes de la dernière glaciation suggère que la baisse des teneurs en gaz à effet de serre, notamment le CO₂ (baisse de 100 ppm - parties par million), est responsable pour environ un tiers de la perturbation climatique. Cette cause serait dominante sous les tropiques, ce qui expliquerait leur refroidissement d'environ 2 °C. Au premier ordre, les observations de l'amplification polaire et du refroidissement tropical sont compatibles avec la sensibilité climatique estimée par les modèles numériques. La dernière déglaciation a été étudiée avec une bonne résolution temporelle qui a permis de quantifier les déphasages entre les multiples paramètres du climat. Le réchauffement postglaciaire est rapide à l'échelle géologique, mais relativement lent en moyenne mondiale : quelques degrés sur dix mille ans. L'augmentation postglaciaire de CO₂ atmosphérique n'est pas la cause du réchauffement initial, mais elle n'est pas non plus une simple réponse au réchauffement océanique. Ainsi,

l'effet de la solubilité n'est responsable que d'environ 20 ppm. L'augmentation de CO₂ observée, d'environ 100 ppm, est liée à de nombreuses rétroactions du cycle du carbone impliquant notamment l'océan profond, comme le montrent les enregistrements des isotopes du carbone des foraminifères benthiques.

La chronologie et la structure du réchauffement postglaciaire sont variables d'une région à une autre. Dans certaines zones, les enregistrements indiquent même de grandes amplitudes, des accélérations brusques (par exemple, 10 °C en quelques décennies au Groenland) et des refroidissements transitoires (par exemple, l'événement du Dryas récent dans l'hémisphère Nord et l'inversion froide antarctique dans la zone australe). Le réchauffement semble avoir été initié par l'augmentation de l'insolation estivale liée aux variations de l'orbite terrestre. L'augmentation de l'effet de serre (CO₂, CH₄, N₂O) a suivi les premiers signes locaux d'élévation de température, mais précède l'essentiel du réchauffement. Il s'agit donc d'une rétroaction positive expliquant partiellement le réchauffement.

La remontée postglaciaire du niveau marin

Pour le niveau marin, l'enregistrement le plus fiable est celui qui est obtenu par la datation U-Th des coraux fossiles prélevés par forage de récifs coralliens, notamment ceux des îles de la Barbade, dans les Caraïbes, et de Tahiti, en Polynésie. Le niveau marin suit le réchauffement postglaciaire entre -21 000 et -6 000, avec une formidable remontée d'environ 130 m. Les chercheurs ont montré que le taux de remontée est corrélé avec les événements climatiques globaux, notamment la succession de phases chaudes et froides. En particulier, on observe des ralentissements du niveau marin pendant certaines périodes relativement froides ainsi que des accélérations synchrones aux réchauffements.

Au cœur de la dernière déglaciation, le niveau est monté continûment de plus de 50 m pendant cinq millénaires, ce qui représente l'équivalent de pres-

que toute la glace actuelle de l'Antarctique qui est venue alimenter l'océan pendant cette période. Néanmoins, l'essentiel de cette glace provenait de la Laurentide. Le rythme moyen de remontée du niveau marin était d'environ 1 cm/an, soit le triple de ce qu'on observe actuellement avec les satellites (voir « La terre se rechauffe et la mer monte », p. 76). Un autre résultat majeur est la découverte de variations brusques du niveau marin qui correspondent à des périodes de débâcle glaciaire. Par exemple, un tel événement a eu lieu vers -14 600 et a été marqué par une hausse rapide du niveau mondial à un taux d'environ cinq mètres par siècle. Les scientifiques ne savent pas encore précisément quelle calotte de glace s'est effondrée à l'époque mais les soupçons se portent à la fois vers la Laurentide et vers l'Antarctique. La comparaison et la modélisation géophysique des niveaux marins observés en Atlantique et dans le Pacifique permettent de localiser les sources de glace et la chronologie de la fonte des différentes calottes lors de la dernière période glaciaire.

Ces travaux ont de nombreuses implications dans plusieurs domaines de la climatologie, de la géophysique et d'autres disciplines. La chronologie précise du cœur de la déglaciation est fondamentale pour estimer les déphasages entre les causes climatiques (insolation, gaz à effet de serre) et les variations de la température moyenne et du niveau marin. Cette chronologie est aussi cruciale pour estimer les dates de submersion des zones côtières et de certains bassins importants : ouverture du détroit de Béring et des détroits de la mer du Japon, ennoisement de la mer Noire et du golfe Persique (et légendes du Déluge associées), fermeture de la grotte Cosquer, près de Marseille, etc.

Plusieurs chercheurs ont développé des relations statistiques entre le niveau marin et la température globale sur des échelles de temps allant du dernier siècle à plusieurs millénaires. Ce type de relation statistique a même servi à réviser à la hausse les projections pour les prochains siècles résumées par le Giec (Groupe d'experts inter-





gouvernemental sur l'évolution du climat). Il y a cependant un débat scientifique sur les incertitudes de ce genre d'approche, et l'observation d'une corrélation entre le niveau marin et la température à long terme sera utilisée dans ce contexte ainsi qu'au travers de vraies modélisations des calottes glaciaires.

Les enregistrements du niveau marin sur plusieurs millénaires sont aussi intégrés dans les modèles géophysiques qui simulent le réajustement glacio-hydro-isostatique postglaciaire. En effet, la Terre se déforme sous l'effet des calottes de glace. Un inlandsis de plusieurs kilomètres d'épaisseur crée une dépression de l'écorce terrestre d'environ 1 km, ce qui entraîne des déplacements de masse à grande échelle et même une variation du moment d'inertie de notre planète et donc de la durée du jour. Ces variations produisent un effet similaire à celui d'un patineur qui tournerait sur lui-même et étendrait ses bras ou les ramènerait contre lui. Cet aspect géophysique est aussi crucial pour corriger les données très récentes fournies par les marégraphes et les satellites altimétriques et gravimétriques. Les paramètres de ces modèles sont ajustés pour correspondre aux données observées sur le niveau marin à long terme, notamment à celles qui sont produites en datant les coraux.

Modélisation des instabilités du passé

Ce problème fondamental a pu être étudié théoriquement à l'aide d'une variété de modèles numériques représentant le couple océan-atmosphère. Ces modèles vont de constructions simples – quelques boîtes homogènes –, aux modèles de circulation générale – ayant un maillage tridimensionnel. Le couple océan-atmosphère présente plusieurs régimes stables, ou modes, pour les mêmes conditions extérieures, la transition d'un mode à l'autre se produisant très rapidement quand certains paramètres climatiques atteignent des seuils critiques (points de bifurcation). Ce comportement non linéaire est typique du phénomène appelé « hystérésis » en physique.

Le flux d'eau douce vers l'Atlantique Nord perturbe la densité des eaux de surface, paramètre contrôlant la plongée en profondeur des masses d'eau dans les mers du Groenland, d'Islande, de Norvège et du Labrador. Une légère augmentation de l'apport des pluies, des fleuves ou de la fonte d'icebergs par rapport à la valeur moderne entraîne une légère diminution de la convection profonde et un refroidissement modéré en Atlantique Nord. Le système peut néanmoins basculer vers un autre mode si le flux d'eau douce atteint un seuil critique. Ce nouvel état stable se caractérise par une quasi-absence de circulation profonde et par des températures beaucoup plus basses d'environ 5 °C en Atlantique Nord et sur les continents adjacents, mais sans que cela altère forcément le contraste entre les côtes américaines et européennes. Une telle transition, dénommée « bifurcation » par les modélisateurs, se fait très rapidement, à l'échelle de quelques décennies. Une propriété remarquable de ce comportement de l'hystérésis est que ce nouvel état froid est aussi relativement stable. En effet, le flux d'eau douce doit diminuer vers une autre valeur de seuil critique, beaucoup plus basse que la première, avant que le système ne puisse revenir vers le mode chaud d'origine.

De nombreux modélisateurs du climat ont essayé de simuler la variabilité rapide observée pour le dernier cycle glaciaire, en particulier l'alternance entre les phases chaudes de Dansgaard-Oeschger et les événements froids de Heinrich. Les modèles couplant l'atmosphère, l'océan et les calottes de glace sont encore incapables de simuler correctement cette variabilité à toutes les échelles de temps et d'espace. À ce jour, tous les essais ont été réalisés avec des modèles simplifiés utilisant des facteurs de forçage imposés de façon un peu arbitraire. Par exemple, des apports massifs d'eau de fonte en Atlantique Nord ont été imposés à des modèles de circulation générale.

Certains travaux de modélisation montrent que le couple atmosphère-océan aurait effectivement un comportement typique d'hystérésis. La circulation profonde de l'océan Atlantique répond de

façon non linéaire, par des changements extrêmement rapides et de grande ampleur, à la suite d'une perturbation cyclique du flux d'eau douce d'amplitude relativement limitée, de l'ordre des débits réunis du Mississippi et du Saint-Laurent. Ces fluctuations donnent naissance à des cycles de température de très grande amplitude pour les hautes latitudes du Groenland et, dans une moindre mesure, pour les moyennes latitudes de l'océan Atlantique Nord.

Signatures des instabilités de l'océan

Bien que chaque événement de Dansgaard-Oeschger ait ses spécificités propres, plusieurs caractéristiques générales sont reproduites assez fidèlement par la modélisation numérique :

Une première signature du phénomène est la forme asymétrique de ces événements chauds, en particulier aux hautes latitudes : les températures augmentent rapidement, atteignent brusquement un maximum et diminuent ensuite lentement pendant quelques siècles avant d'atteindre un nouveau seuil après lequel les températures replongent vers les mêmes valeurs froides qui prévalaient avant le réchauffement. Dans le modèle, le réchauffement rapide résulte du transport des eaux chaudes de l'Atlantique vers les mers nordiques, le « plateau » correspond au mode chaud de la circulation atlantique qui s'affaiblit graduellement, et le refroidissement rapide marque la fin de la formation d'eau profonde au nord de l'Islande.

Une deuxième caractéristique des simulations numériques est la distribution spatiale des événements chauds. Le réchauffement maximal est centré sur le nord de l'Atlantique avec un impact qui s'affaiblit pour les autres régions du monde comme l'océan Pacifique, jusqu'à devenir assez faible dans l'hémisphère Sud. Ces simulations sont tout à fait compatibles avec les observations paléoclimatiques qui montrent des variations de température beaucoup moins marquées dans la zone

intertropicale. Néanmoins, ces changements thermiques plus modérés se répercutent sur le cycle de l'eau. La pression de vapeur saturante augmente exponentiellement avec la température, ce qui implique, que dans les zones chaudes, un faible réchauffement doit se traduire par une large augmentation de la disponibilité en eau.

Pour tenter de comprendre la genèse d'un événement de Heinrich, le même modèle a été perturbé par un apport massif d'eau douce en Atlantique Nord provenant de la calotte Laurentide, de l'ordre de l'énorme débit de l'Amazone. Un flux aussi important arrête pratiquement la circulation d'eau profonde atlantique, ce qui cause un refroidissement extrêmement prononcé aux moyennes latitudes de l'Atlantique Nord. Autrement dit, le refroidissement maximal pendant l'événement de Heinrich est situé à plus faible latitude que le réchauffement maximal de l'interstade de Dansgaard-Oeschger. La faible amplitude des variations de température observées au niveau du Groenland serait liée au fait qu'en période froide les zones de convection se situeraient au sud de l'Islande et n'auraient donc pas d'impact thermique plus haut en latitude.

Une autre signature spécifique de la distribution de la température modélisée est que le refroidissement intense centré sur l'Atlantique Nord s'accompagne d'un réchauffement faible mais généralisé à l'hémisphère Sud. Cet effet de bascule climatique est la conséquence de la réduction du transport de chaleur interhémisphérique et de l'augmentation de la formation d'eau profonde et intermédiaire dans l'océan Austral lorsque la formation d'eau profonde nord-atlantique est réduite. La preuve de cet effet de bascule est apportée par la comparaison des enregistrements obtenus grâce aux carottes de glace du Groenland et de l'Antarctique. En particulier, les oscillations de température les plus récentes au Groenland, entre -16 000 et -11 000 ans sont pratiquement en antiphasse avec celles observées en Antarctique.

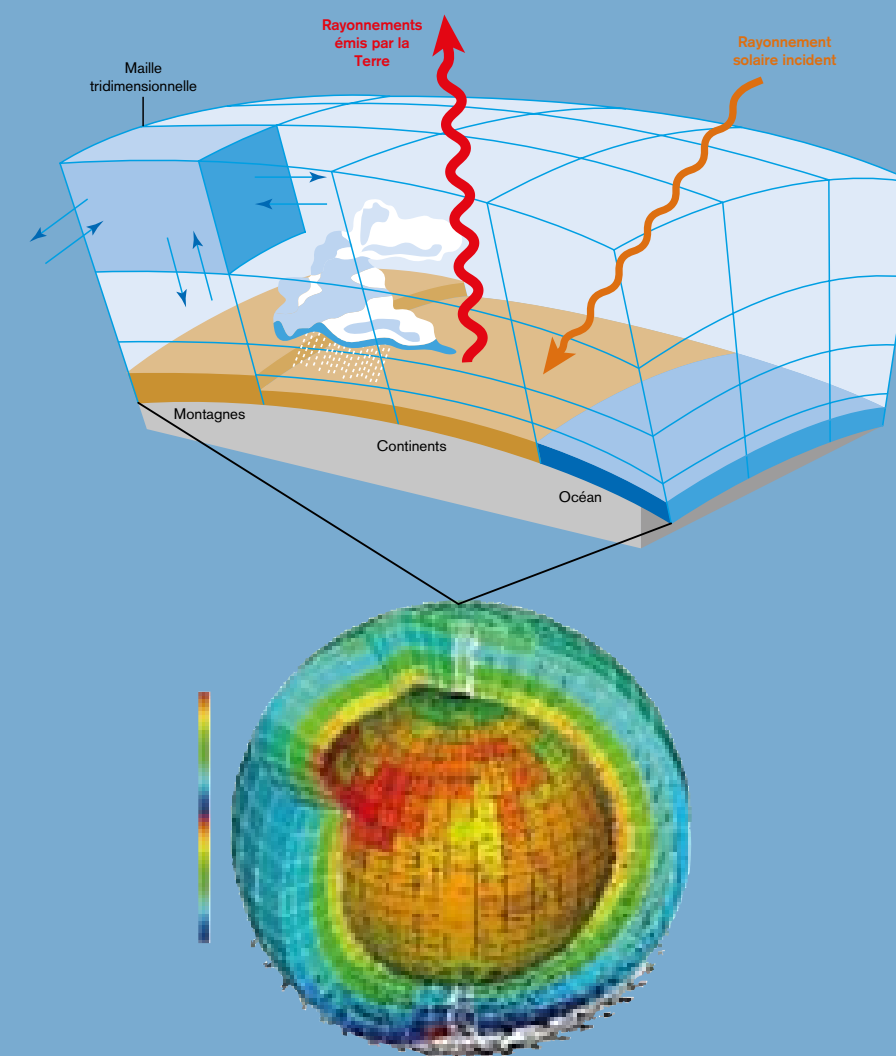
Vers une nouvelle perturbation de la circulation océanique ?

Bien qu'aucun modèle n'ait, pour l'heure, reproduit les détails de la variabilité climatique observée en période glaciaire, la concordance générale entre les données et les simulations suggère fortement que les mécanismes envisagés sont plausibles. Un autre enseignement de la modélisation est que le système océan-atmosphère était particulièrement instable et sensible pendant la dernière glaciation. Les enregistrements paléoclimatiques suggèrent que l'océan est relativement stable durant les périodes chaudes interglaciaires, comme celle que nous connaissons depuis une dizaine de millénaires.

Pendant la période de l'Holocène, les températures du Groenland et de l'Atlantique Nord suivent une tendance continue au refroidissement, mais avec une faible amplitude, d'environ 2 °C (mis à part un événement climatique à -8 200 lié à l'effondrement final de la calotte Laurentide). Les paléotempératures aux basses latitudes confirment la relative stabilité de l'Holocène, bien que les enregistrements obtenus à partir d'archives terrestres indiquent une variabilité plus importante du cycle de l'eau et des éléments qui lui sont associés, comme les niveaux lacustres et le couvert végétal.

Par rapport aux glaciations, le climat actuel est caractérisé par des conditions différentes en termes de volume et de surface des calottes de glace, de répartition spatiale de l'insolation et des concentrations atmosphériques en gaz à effet de serre. Certains auteurs soulignent l'importance de la topographie : en particulier, l'ouverture du détroit de Béring stabiliserait (et sa fermeture déstabiliserait) la circulation océanique.

Néanmoins, cet équilibre naturel pourrait être perturbé par le changement climatique actuel et par ses nombreuses conséquences sur l'atmosphère et l'océan. En effet, il est maintenant bien établi, à



Les modèles climatiques sont des logiciels informatiques conçus pour reproduire le climat et son évolution dans le temps. Les différents compartiments du système climatique, notamment l'atmosphère et l'océan, y sont représentés par un maillage tridimensionnel. Pour chaque « boîte », le modèle fait le bilan des échanges d'énergie et de matière et calcule l'effet d'une perturbation climatique.

Albatros à sourcils noirs
(*Thalassarche melanophris*)
sur une mer agitée
au large des îles Falkland.

partir des données des stations météorologiques, que l'atmosphère s'est globalement réchauffée d'environ huit dixièmes de degré depuis 1860. Cette tendance n'a toutefois pas été régulière et l'on distingue clairement deux périodes: la première correspondant aux deux décennies de 1920 à 1940 et la seconde ayant commencé vers 1975. Celle-ci perdure encore, et les vingt années les plus chaudes enregistrées par les stations météorologiques sont toutes postérieures à l'année 1980.

Cette tendance actuelle s'accompagne encore de phénomènes climatiques qui en sont les conséquences probables. Par exemple, la plupart des glaciers de montagne ont régressé d'environ 1 km au cours du dernier siècle. Cela est vrai dans les Alpes, comme dans les autres chaînes de montagnes du globe. Il faut aussi tenir compte des pertes de masse des calottes du Groenland et de l'Antarctique.

Le réchauffement mondial que nous vivons depuis un demi-siècle peut probablement être attribué aux perturbations d'origine humaine, en particulier la nette augmentation des concentrations atmosphériques en gaz à effet de serre, comme le gaz carbonique et le méthane. Comme l'indiquent les modèles numériques, le réchauffement devrait se poursuivre pendant les prochains siècles, ce qui aura des répercussions importantes sur le cycle de l'eau. En toute logique, celui-ci devrait globalement s'intensifier et s'accompagner d'une augmentation, aux hautes latitudes, des précipitations et des flux d'eau douce *via* les fleuves et la fonte des glaces continentales. Ces changements conjugués de la température et du cycle de l'eau sont donc de nature à diminuer la densité des masses d'eau de l'Atlantique Nord. Une telle chute pourrait donc déstabiliser une ou plusieurs zones de plongée d'eau profonde.



Modélisation des instabilités du futur

Depuis vingt ans, des modèles de complexité croissante ont été utilisés pour étudier l'amplitude, la durée ainsi que les conditions d'initiation de ce que l'on appelle maintenant une « surprise climatique ». La modélisation du couple océan-atmosphère n'en est encore qu'à ses débuts car l'existence et la géométrie de la boucle d'hystérésis sont loin de faire l'unanimité. De plus, la position du climat actuel sur la branche supérieure de cette boucle n'est pas non plus déterminée. Pour l'ensemble de ces raisons, un débat animé se poursuit dans la communauté des modélisateurs au sujet de la possibilité d'une telle instabilité à un horizon de un à quelques siècles.

Des chercheurs pionniers de Princeton, Syukuro Manabe et Ronald Stouffer, ont d'abord utilisé un modèle couplé océan-atmosphère pour simuler des états d'équilibre du climat avec différentes concentrations en gaz carbonique atmosphérique. Si l'on multiplie par 4 la teneur naturelle pré-anthropique (1100 ppm), l'océan bascule dans un régime sans circulation profonde. Au bout de cinq cents ans, la température moyenne mondiale augmente d'environ 7°C, mais cette hausse est moins prononcée en Atlantique Nord et sur les continents limitrophes. Après cette étude pionnière, d'autres équipes de modélisation ont obtenu des simulations plus réalistes, soit au niveau de la prise en compte de la nature transitoire de l'injection de gaz carbonique, soit au niveau de la modélisation elle-même, notamment de sa résolution spatiale et de l'inclusion d'autres compartiments du système climatique.

Des modèles numériques de complexité intermédiaire ont permis d'étudier des états transitoires du couple océan-atmosphère. Dans ces études de sensibilité, les auteurs ont supposé des augmentations en gaz carbonique atmosphérique variant dans une gamme assez large. Dans les cas les plus favorables, la circulation profonde diminue de manière transitoire et reprend après quelques siècles. Lorsque le taux d'utilisation des combustibles fossiles dépasse un certain seuil critique, le système océan-atmosphère bascule dans un mode stable sans circulation profonde conduisant à un refroidissement généralisé de l'Atlantique Nord.

D'autres équipes ont étudié l'évolution de la circulation océanique à l'aide de modèles océan-atmo-

sphère à haute résolution spatiale, une amélioration par rapport à certaines études précédentes. Certaines simulations suggèrent que, sous l'effet du gaz carbonique anthropique, les masses d'eau profondes de la mer du Labrador pourraient effectivement s'arrêter de plonger, mais que les zones situées plus au nord ne seraient pas affectées durant le **xxi^e** siècle. À première vue, ces conclusions diffèrent de celles qui sont obtenues par les modèles de complexité intermédiaire. Cela est probablement lié au fait que la localisation géographique des zones de convection profonde est très schématique dans ces modèles simplifiés.

Incertitudes dans les projections

Il faut aussi noter que ces premiers modèles ne comprennent pas de module glaciologique simulant les flux d'eau douce provenant de la fonte du Groenland. Ces flux sont importants au niveau des zones de convection des mers nordiques qui pourraient donc bien être perturbées. L'impact potentiel de la fonte du Groenland a été testé récemment par plusieurs équipes qui ont couplé leur modèle climatique à un modèle régional représentant la calotte de glace groenlandaise. La perturbation anthropique du climat au cours du **xxi^e** siècle génère un flux d'eau douce provenant de la fonte d'icebergs du Groenland. Dans les modélisations, cette injection d'eau douce supplémentaire suffit parfois à causer une baisse de la densité des eaux de surface qui affaiblit la convection profonde à l'est du Groenland. La réponse atmosphérique est un refroidissement régional de plusieurs degrés, alors même que le modèle prévoit un réchauffement mondial moyen d'environ 3 à 4°C à la fin du **xxi^e** siècle.

Une autre incertitude importante concerne l'influence de la variabilité atmosphérique de « haute fréquence », en particulier de l'oscillation nord-atlantique (NAO). Il s'agit d'une oscillation des masses d'air conduisant à une variation de l'intensité et de la localisation des dépressions traversant l'Atlantique Nord d'ouest en est. L'indice NAO, basé sur les champs de pression, présente des variations interannuelles avec des phases positives et négatives. Certaines modélisations suggèrent qu'une phase positive de la NAO pourrait en fait retarder de quelques décennies le basculement climatique lié à la chute de la convection

Carte topographique mondiale. Les régions en bleu turquoise descendent jusqu'à 150 mètres sous le niveau marin actuel. Les zones abyssales sont représentées en bleu sombre. On voit clairement la ride médio-atlantique d'axe nord-sud incluant l'Islande.



profonde. Ce retard serait lié au refroidissement et à l'évaporation accrue des eaux de surface du nord-ouest de l'Atlantique Nord lors d'une phase NAO positive.

La plupart des modèles climatiques perturbés par les gaz à effet de serre répondent par une diminution progressive de l'intensité de la circulation profonde. Cependant, il n'y a pas de consensus sur l'amplitude de cette diminution, qui varie de 10 à 50 % après un siècle. Il n'est pas exclu qu'à partir d'un certain seuil la circulation bascule dans un autre état stable où elle serait encore plus affaiblie. D'après les modèles, on n'atteindrait pas ce seuil avant plusieurs siècles. Mais tout dépend de l'intensité de la perturbation anthropique et du degré de réalisme du modèle.

À l'échelle du siècle, si l'on ne passe pas ce seuil, le seul effet sera un réchauffement moindre dans la région du nord de l'Atlantique. Mais si l'on atteint un point de bifurcation, alors on pourrait assister, dans une Terre globalement plus chaude, à un

refroidissement localisé sur l'Atlantique Nord. Un débat animé se poursuit encore dans la communauté des modélisateurs au sujet de la possibilité d'une telle instabilité dans un futur de l'ordre de un à quelques siècles. Les difficultés liées à la non-linéarité de la réponse du système climatique et à sa sensibilité aux faibles fluctuations font qu'il est très difficile d'estimer la probabilité pour qu'un tel événement climatique ait lieu avant la fin du XXI^e siècle. Cela d'autant plus que cette probabilité dépend des émissions futures de gaz à effet de serre et des autres perturbations anthropiques. Certains modélisateurs ont même essayé de calculer cette probabilité en fonction de l'ampleur du réchauffement climatique moyen à l'année 2100. Si le réchauffement se limitait à 2 °C, la perturbation hydrologique serait assez faible et la probabilité de basculement resterait très limitée, environ quelques pourcent. Par contre, si le réchauffement mondial atteignait 8 °C, la probabilité grimperait à une chance sur trois.

L'océan Atlantique est-il déjà en train de changer ?

Comme le suggèrent les modèles, il est théoriquement possible que la circulation de l'Atlantique soit déjà perturbée à la suite du réchauffement du siècle dernier. Bien que le recul soit encore très insuffisant pour en être certain, il est donc instructif de considérer l'évolution récente de certains paramètres océanographiques.

Les enregistrements hydrographiques des cinquante dernières années montrent qu'un réchauffement moyen de 0,1 °C s'est propagé des eaux de surface jusqu'à une profondeur de 1 km, voire beaucoup plus dans les zones de convection profonde. La conséquence directe est que l'océan stocke environ 85 % de la chaleur excédentaire liée au réchauffement actuel (correspondant à $20 \cdot 10^{22}$ J [joules] depuis quarante ans). C'est d'ailleurs le phénomène de dilatation thermique de l'océan qui est responsable d'environ la moitié de l'élévation du niveau marin mondial au cours de la dernière décennie, comme l'ont mesuré les altimètres embarqués sur les satellites *ERS*, *Topex-Poséidon* et *Jason-1* et *2* (voir « La terre se réchauffe et la mer monte », p. 76). Les données des satellites indiquent aussi une diminution nette de la banquise de la zone arctique au cours des trente dernières années. La couverture de glace estivale diminue environ de 12 % par décennie. Ces observations spatiales sont corroborées par une diminution importante de l'épaisseur de la banquise arctique mesurée par les sous-marins.

Les océanographes ont étudié en détail l'évolution de la salinité des océans au cours des cinq dernières décennies. La compilation des mesures montre clairement des diminutions de la salinité dans l'océan Pacifique et l'Atlantique Nord. Ces diminutions aux hautes et moyennes latitudes s'accompagnent d'une augmentation de la salinité de la zone intertropicale. Cette évolution est le signe d'un déséquilibre du cycle hydrologique avec une évaporation accrue dans la zone intertropicale et des précipitations plus importantes aux latitudes élevées, ainsi qu'une intensification des échanges d'eau entre l'Atlantique et le Pacifique (voir « L'océan exploré », p. 46).

Les océanographes étudient aussi directement les variations des courants marins en surface et en profondeur. À l'aide des données altimétriques des satellites, certains ont suggéré que l'intensité du tourbillon subpolaire de l'Atlantique Nord avait sensiblement diminué entre les années 1970 et les années 1990.

Ces mesures altimétriques ont été corroborées par des mesures directes de courantométrie au niveau du courant du Labrador. D'autres données plus récentes, fondées sur l'altimétrie et les flotteurs Argo déployés en Atlantique Nord, ont montré que la circulation méridienne de renversement avait un peu augmenté pendant la dernière décennie.

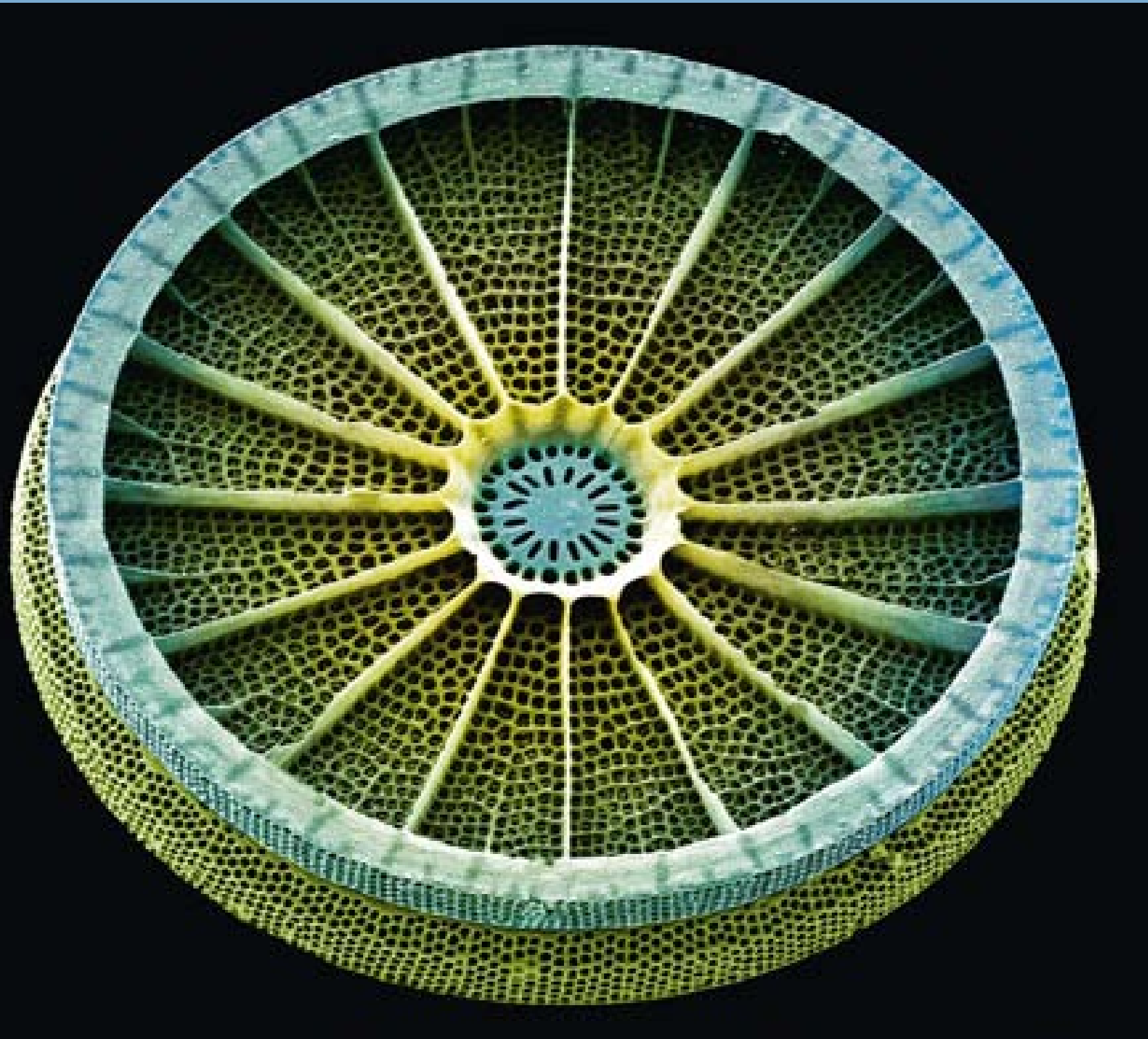
La vitesse instantanée de la circulation profonde est inaccessible aux satellites et est généralement trop faible pour être mesurée directement à l'aide de courantomètres classiques. En effet, les énormes flux, de plusieurs millions de mètres cubes par seconde, sont répartis sur une tranche d'eau importante, ce qui diminue fortement leur vitesse instantanée. Néanmoins, dans certains cas favorables, la circulation profonde est canalisée par la topographie du fond de l'océan, en particulier au niveau de certains détroits profonds ou des failles majeures qui découpent la dorsale médio-atlantique (fractures de Gibbs, de Vema et de Romanche, par exemple). Plusieurs équipes d'océanographes mesurent directement les variations de flux de certaines masses d'eau qui alimentent, plus en aval, l'eau profonde nord-atlantique. Par ailleurs, la comparaison des données hydrographiques à la latitude 25° N permet aussi d'estimer la variation du flux d'eau profonde nord-atlantique au cours des cinquante dernières années.

Ces différentes études récentes indiquent des variations significatives à l'échelle interannuelle et décennale. Néanmoins, il est encore difficile de discerner une éventuelle tendance à long terme. Les fluctuations observées pourraient aussi être liées à une variabilité intrinsèque naturelle encore mal comprise et mal quantifiée à cause du faible recul procuré par les observations. En considérant les zones les plus sensibles, certaines études s'attachent à détecter un éventuel changement de la circulation océanique. À elles seules, elles ne permettent pas d'estimer directement une éventuelle variation de la circulation méridienne mondiale, qui permettrait de calculer les flux de chaleur recherchés par les climatologues. Les calculs de flux de chaleur globaux ne détectent d'ailleurs pas de tendance significative sur plusieurs décennies. Néanmoins, cette méthode globale conduit à des incertitudes importantes sur le flux de la circulation méridienne de renversement atlantique. Il n'est donc pas exclu qu'un changement relativement limité ait déjà eu lieu, ce que pourraient indiquer certaines données océanographiques locales en Atlantique Nord.

Icebergs dans l'océan Austral.



Squelette siliceux (frustule)
d'une diatomée
Arachnoidiscus sp. en micro-
scopie électronique
à balayage.



Et l'océan de l'hémisphère Sud ?

Comme les données paléo-océanographiques le montrent, le courant des Aiguilles et la « route chaude » de la circulation thermohaline jouent un rôle majeur dans les variations climatiques. Ces phénomènes pourraient aussi intervenir dans le climat futur, qui sera marqué pour l'essentiel par le réchauffement climatique provoqué par nos émissions de gaz à effet de serre. En effet, les mécanismes mis en évidence pour les glaciations fonctionnent aussi dans l'autre sens, c'est-à-dire en réponse à une migration vers le pôle Sud des vents d'ouest et du front subtropical dans l'hémisphère Sud. Une telle migration est observée actuellement et devrait se renforcer dans le futur. Les modèles numériques montrent qu'une migration vers le sud par rapport à la situation actuelle induira un renforcement de la « fuite » des Aiguilles.

Cet effet contribuera donc à renforcer la circulation profonde atlantique, même si, comme nous l'avons expliqué plus haut, d'autres phénomènes induiront une tendance inverse au nord de l'Atlantique. Le réchauffement conduirait donc aussi une migration vers le pôle Sud du front subtropical et une intensification de la « route chaude », ce qui contribuerait à alimenter l'arrivée d'eaux chaudes et salées vers l'Atlantique et, en réaction, à favoriser la plongée d'eaux de surface vers les profondeurs dans les mers nordiques. Le risque de voir la circulation océanique profonde s'affaiblir serait donc moindre. Si les conséquences en termes de climat régional (précipitations sur l'Afrique notamment) ou sur la productivité de cette région de l'océan (très riche en poissons le long des côtes namibiennes) sont encore imprévisibles, les recherches récentes mettent en évidence une rétroaction océanographique négative (qui a donc tendance à stabiliser la circulation). Des travaux récents sur l'océan Austral (océanographie satellitale, instrumentale et de modélisation numérique) indiquent clairement que le courant des Aiguilles s'est réchauffé depuis les années 1980 et que le flux de chaleur et de sel vers l'Atlantique a même doublé ces vingt-cinq dernières années.

Comme pour la variabilité observée récemment en Atlantique Nord, il est encore difficile de savoir s'il s'agit d'une fluctuation cyclique naturelle, ou d'une conséquence des activités humaines. Il faut noter que la tendance actuelle des vents d'ouest est attribuée d'abord à la baisse d'ozone au niveau du pôle Sud. Néanmoins, les modèles climatiques montrent que le réchauffement lié aux autres gaz à effet de serre aura aussi une influence dans le même sens avec une migration vers le sud de vents d'ouest et du front subtropical.

Des effets bien réels sur la chimie de l'océan et sur les écosystèmes

L'augmentation de la teneur atmosphérique en gaz carbonique s'accompagne d'une dissolution partielle de ce gaz dans les eaux de surface. L'océan constitue donc un énorme puits qui a pompé environ près d'un tiers du gaz carbonique émis par les activités humaines depuis le début de la période industrielle. En solution, le gaz carbonique se combine à l'eau pour former un diacide faible, l'acide carbonique. On estime que, depuis un siècle, l'acidité des eaux de surface a augmenté, ce qui se traduit par une diminution d'environ 0,1 unité pH. Des mesures directes de la chimie des eaux de surface ont été réalisées par quelques stations océanographiques, indiquant une diminution progressive d'environ 0,02 unité pH par décennie.

Les variations hydrologiques mentionnées plus haut s'accompagnent aussi d'une diminution généralisée du brassage des eaux de la thermocline (de 100 à 1000 m de profondeur environ). Cette baisse de la ventilation se traduit par une chute de la teneur en oxygène dissous dans ces masses d'eau (voir « Quand la vie marine entre en jeu... », p. 102).

La capacité de pompage du CO₂ anthropique par l'océan devrait donc malheureusement diminuer dans le futur. En effet, la solubilité du CO₂ chute lorsque les eaux de surface se réchauffent et s'acidifient. De plus, les baisses de la formation d'eau profonde et de la ventilation des premières centaines de mètres de l'océan pourraient encore diminuer cette capacité de stockage du CO₂ dans l'océan. En effet, la convection nord-atlantique est un des mécanismes primordiaux de ventilation des eaux profondes et de transport du carbone dissous vers l'énorme réservoir océanique.

Les modifications en cours de l'océan auront des répercussions sur les écosystèmes les plus fragiles, comme les récifs coralliens (voir « Et les hommes ? », p. 136). Comme on peut déjà l'observer, l'augmentation de la température peut entraîner la mort des coraux. Il s'agit du phénomène de blanchissement, qui correspond à la rupture de la symbiose entre les organismes animaux du corail et les algues microscopiques qu'ils renferment. Cet effet de « mort thermique » devrait donc se renforcer dans le futur. Malheureusement pour ce magnifique écosystème, les coraux devraient aussi subir l'effet direct de l'acide carbonique dissous dans les eaux de surface. L'acidification de l'eau de mer contribuera à freiner la formation du squelette des coraux constitué de carbonate de calcium. D'autres organismes font l'objet de la même inquiétude, comme le phytoplancton calcaire des



hautes latitudes de l'océan mondial. Au-delà de ces changements liés à la chimie de l'eau de mer, les organismes marins, du phytoplancton aux poissons, seront probablement perturbés directement par le réchauffement planétaire qui devrait continuer à se propager dans l'océan.

L'océan peut-il sauver les hommes ?

Aujourd'hui, l'océan et l'atmosphère suscitent de nombreuses inquiétudes car nos activités perturbent l'équilibre radiatif et physico-chimique de ces enveloppes fluides de la Terre. La science nous donne les moyens de nous replacer dans une perspective historique et de prévoir l'influence des changements sur les populations humaines. Cet impact et les risques associés sont encore difficiles à estimer avec précision, d'autant qu'ils varieraient beaucoup selon les régions du globe et le niveau de développement des sociétés (voir « Et les hommes ? », p. 136).

Certains problèmes liés à l'océan commencent toutefois à faire l'objet de préoccupations sérieuses, notamment pour les régions polaires, les îles basses, les grands deltas et les innombrables villes portuaires. La nécessité de contrôler l'effet de serre anthropique et de limiter le réchauffement à des valeurs raisonnables se fait donc pressante. Les modèles climatiques montrent en effet que l'augmentation de la température varie du simple au triple suivant l'intensité de la combustion des carbones fossiles. Il faudrait, pour que l'augmentation de température ne dépasse pas 2°C à la fin du ^{xxi}e siècle, diminuer au moins de moitié les émissions actuelles de gaz à effet de serre.

Pour stabiliser avant 2100 la concentration atmosphérique en CO₂, nous devrions réduire notre consommation de carbones fossiles de façon drastique, ce qui impliquerait un bouleversement de nos modes de vie. De tels changements nécessitent une prise de conscience à tous les niveaux, depuis l'échelle macroéconomique jusqu'à celle de l'individu, ainsi que de mettre en œuvre une véritable chasse au gaspillage. Les efforts individuels doivent être relayés aux différents échelons de la société, et en particulier au niveau des États. Au-delà des incertitudes scientifiques, il est donc aussi nécessaire de prendre en compte de nombreux facteurs sociologiques, économiques, juridiques, politiques, diplomatiques et philosophiques qui rendent complexes les décisions à prendre.

Dislocation de la plate-forme de Ronne-Filchner en Antarctique (12 au 14 février 2010).



Le bilan des études scientifiques fait apparaître que l'utilisation de nouvelles énergies et technologies ne suffira probablement pas à éviter un réchauffement mondial de plusieurs degrés. Pour contrer cette tendance, plusieurs climatologues renommés envisagent maintenant de « refroidir » artificiellement la Terre, ce qui s'appelle de la « géo-ingénierie ». Ce thème de recherche est demeuré longtemps tabou dans la communauté scientifique pour une raison simple : diffuser auprès du public, des politiques et des industriels l'idée qu'il n'y a qu'à mettre en œuvre de tels dispositifs est dangereux. Cela introduit l'idée, fautive, qu'on peut continuer à injecter sans retenue du CO₂ dans l'atmosphère. Or, ces dispositifs de géo-ingénierie ne devraient être qu'un tout dernier recours, en cas d'aggravation brutale et imprévue de la situation climatique. Néanmoins, certains scientifiques suggèrent qu'il faut désormais sortir du tabou pour commencer à travailler sur cette éventualité. De telles études préliminaires permettent surtout d'évaluer les nombreux risques et incertitudes, afin de ne pas faire croire que nous tenons là une solution-miracle.

Comme on l'a vu plus haut, l'océan mondial nous a déjà sauvés en partie en absorbant de façon naturelle environ un tiers de nos émissions de CO₂. Certains auteurs préconisent donc d'aller plus loin en fertilisant artificiellement l'océan, ce qui permettrait d'accélérer cette véritable pompe à carbone. Il est bien connu que certaines zones de l'océan manquent de certains éléments dissous, comme le fer, ce qui limite la croissance du phytoplancton. Des expériences ponctuelles ont été menées ces dernières années dans l'océan Austral, le Pacifique équatorial et le Pacifique Nord. Des observations satellitaires montrent que l'injection de fer augmente bien la production chlorophyllienne. Mais, là encore, rien n'est simple. Pour que

cette stratégie soit efficace, il ne suffit pas que le phytoplancton absorbe beaucoup de carbone, il faut aussi que celui-ci tombe au fond des océans pour y être durablement stocké... On ignore si c'est réellement ce qui se passe ou si, au contraire, par d'autres mécanismes, il retourne rapidement dans l'atmosphère.

En outre, il est difficile d'évaluer les conséquences en chaîne d'une telle manipulation à grande échelle. Imaginons le scénario suivant : le carbone absorbé est bel et bien transféré vers l'océan profond. Une part de cette matière organique va logiquement s'oxyder en consommant l'oxygène dissous dans l'eau de mer. Il se peut alors que se forment des zones anoxiques, c'est-à-dire dépourvues d'oxygène, dans certaines régions de l'océan. Des bactéries capables de dégrader les nitrates se développent alors, ce qui produirait un gaz, le protoxyde d'azote (N₂O), qui diffuserait au final dans l'atmosphère. Avec, pour l'environnement, des conséquences potentiellement désastreuses car il s'agit d'un gaz à effet de serre plus puissant que le CO₂. Comme on le voit, les effets secondaires pourraient en retour modifier la chimie de l'atmosphère et les écosystèmes marins et nous entraîner dans une spirale inquiétante. Ces conséquences néfastes et encore mal comprises tempèrent les premiers enthousiasmes naïfs pour ces techniques de géo-ingénierie marine. Autant que faire se peut, l'océan doit donc être préservé dans sa stabilité à long terme et sa dynamique naturelle, aux échelles locale et mondiale, non seulement pour sa splendeur, mais surtout car la survie de nos sociétés en dépend.

Tempête en 1981 sur les îles Halligen, (mer des Wadden – mer du Nord – au nord-ouest de l'Allemagne).

