

Explorer l'évolution du climat grâce aux glaces de l'Antarctique et du Groenland

Valérie Masson-Delmotte (valerie.masson@lscce.ipsl.fr) et Amaëlle Landais

Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement (CEA-CNRS-UVSQ/IPSU), Bât. 701, L'Orme des Merisiers, CEA Saclay, 91191 Gif-sur-Yvette Cedex

L'analyse des carottes de glace obtenues par les forages profonds en Antarctique et au Groenland permet de connaître précisément l'évolution du climat polaire et de la composition atmosphérique globale.

Ces données ont révélé l'ampleur et la récurrence d'instabilités rapides du climat pendant les périodes glaciaires. Un couplage étroit a été mis en évidence entre variations de la teneur atmosphérique en dioxyde de carbone et climat antarctique, à l'échelle des variations glaciaires-interglaciaires*.

Les informations recueillies permettent d'évaluer la capacité des modèles numériques de climat à simuler les mécanismes de ces changements.

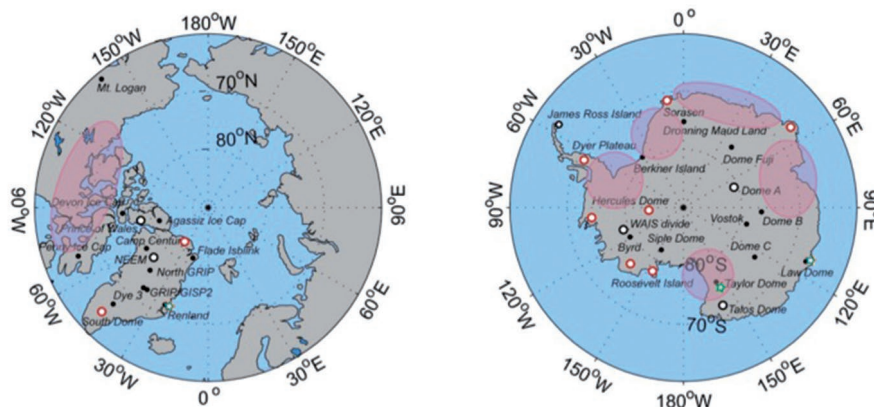
Les termes suivis d'un astérisque sont définis dans le glossaire, p. 17.

Des réseaux de forage

Depuis les années 1960, un ensemble de forages profonds a été effectué au Groenland et en Antarctique (fig. 1). L'âge de la glace au fond d'un forage dépend de l'accumulation moyenne annuelle de neige et de la déformation des couches de glace. Plus l'accumulation est faible, plus l'âge au fond du forage sera élevé. De plus, des études sont maintenant menées afin d'optimiser le choix des sites de forage. Grâce notamment à des mesures radar, il est possible de connaître la topographie du socle rocheux, et de repérer et suivre des couches de glace de même âge (isochrones), afin de choisir des sites peu perturbés par l'écoulement de la glace, c'est-à-dire présentant une stratigraphie de la glace la plus horizontale possible.

Au Groenland, le forage le plus profond a été effectué à NorthGRIP, atteignant 3085 mètres et donnant accès à 123 000 ans d'enregistrements. Ces enregistrements ont récemment été étendus grâce au forage NEEM (fig. 2), remontant jusqu'à 128 000 ans sur une profondeur de 2540 mètres.

En Antarctique, le climat est plus froid et plus sec. Grâce à une accumulation annuelle de neige plus faible qu'au Groenland, il est possible d'extraire, sur des profondeurs comparables, des enregistrements plus anciens. Le forage le plus profond reste celui de Vostok, où la profondeur de 3770 mètres a été atteinte, couvrant 400 000 ans d'histoire du climat sur 3623 mètres de glaces issues de précipitations anciennes, puis de la glace formée par le regel d'un lac sous-glaciaire. Plus récemment, le forage américain WAIS a atteint 3405 mètres



1. Carte des sites de forages profonds au Groenland et en Antarctique.

Depuis 50 ans, un ensemble de forages profonds (cercles noirs pleins) a été réalisé au Groenland (à gauche) et en Antarctique (à droite). Les forages les plus récents apparaissent en cercles noirs et blancs, et les forages en cours ou prévus en cercles rouges et blancs. Les sites où il est prévu de refaire des forages apparaissent en astérisques verts et blancs. Les ellipses roses soulignent les zones d'intérêt où les sites exacts de forages n'ont pas encore été identifiés. (Source : International Partnership for Ice Core Science (IPICS)).



2. Le camp de forage NEEM au Groenland.



3. Carotte de glace, à la sortie de la tige de forage, extraite dans le cadre du programme EPICA, au Dôme C sur la base franco-italienne Concordia, en Antarctique.

de profondeur, mais il ne couvrira que les derniers 70 000 ans, du fait d'une accumulation annuelle de neige plus élevée en Antarctique de l'Ouest. Les carottes de glace les plus anciennes ont été extraites lors du forage EPICA (European Project for Ice Coring in Antarctica) au Dôme C (800 000 ans sur 3260 mètres) (fig. 3) et du forage japonais au Dôme Fuji (720 000 ans sur 3035 mètres). Des efforts importants sont en cours pour identifier des sites de forage permettant de remonter au-delà d'un million d'années.

Dater la glace

Quand l'accumulation de neige annuelle est suffisante (typiquement, une dizaine de centimètres d'équivalent eau par an), il est possible d'identifier les couches d'été et d'hiver par leur signature isotopique et chimique et donc de dater les carottes de glace par comptage de cycles annuels. Cette méthode a été appliquée en Antarctique de l'Ouest, sur la côte de l'Antarctique de l'Est et au Groenland. Pour le Groenland, l'erreur maximale de comptage est de l'ordre de 100 ans pour les derniers 11 700 ans (la période interglaciaire actuelle), et augmente de façon cumulative pour atteindre 800 ans il y a 40 000 ans.

Pour les sites de faible accumulation, et pour les périodes plus anciennes, il faut modéliser l'accumulation de neige annuelle (à partir des relations entre composition isotopique de l'eau, température et pression de vapeur saturante, voir encadré, p. 14), et l'amincissement des couches annuelles de neige (à partir de modèles d'écoulement de la glace).

L'enregistrement dans les glaces de dépôts d'aérosols volcaniques fournit la possibilité de marqueurs d'âge absolu (quand l'éruption est datée) ou relatif (pour synchroniser différents forages). De même, les excursions ou inversions de champ magnétique terrestre entraînent une augmentation de la production de beryllium-10, formé dans la haute atmosphère par spallation, sous l'effet du rayonnement cosmique, des éléments légers de l'atmosphère. L'âge de ces changements de champ magnétique, déterminé indépendamment par des mesures sur des laves, peut alors être attribué aux pics de beryllium-10 mesurés dans les carottes de glace.

Les variations des concentrations en gaz à effet de serre (méthane, dioxyde de carbone) et la composition isotopique du dioxygène de l'air sont également utilisées pour synchroniser les enregistrements issus de différentes carottes de glace. Cependant, deux échelles d'âge doivent être produites pour chaque site : l'une pour la glace, et l'autre pour l'air piégé dans la glace. Le piégeage de l'air se fait essentiellement à la transition névé-glace, à une centaine de mètres sous la surface de la calotte. À une profondeur donnée, l'air est donc systématiquement plus jeune que la glace qui l'emprisonne. Cette différence d'âge est aujourd'hui de l'ordre de 200 ans au Groenland, mais elle peut atteindre 5000 ans pour l'Antarctique de l'Est lors des périodes glaciaires, la densification étant plus lente dans des conditions très froides et sèches. Cette différence d'âge peut être estimée à l'aide de modèles de densification du névé, et également grâce aux isotopes du diazote (voir encadré, p. 14).

Les variations passées d'ensoleillement, liées aux changements des **paramètres orbitaux*** de la Terre, laissent leur signature dans le rapport dioxygène/diazote et la composition isotopique du dioxygène de l'air piégé dans la glace. Dans le premier cas, le mécanisme à l'œuvre est local, puisque les changements d'ensoleillement modifient le métamorphisme de la neige de surface, ce qui affecte ensuite les processus de piégeage des différentes molécules de l'air. Dans le second cas, le mécanisme tient à des modifications du cycle de l'oxygène global. Celui-ci, à travers la photosynthèse et la respiration, est en effet sensible aux changements des moussons et à la productivité de la biosphère, eux-mêmes modifiés par les changements passés d'ensoleillement. Au-delà de 60 000 ans, ces méthodes de datation dites « orbitales » sont déterminantes.

Tirant parti de cet ensemble d'informations sur l'âge absolu et sur la synchronisation de différents forages, des méthodes statistiques permettent d'estimer de façon objective et robuste l'incertitude de la chronologie : de l'ordre de 2000 ans pour des échantillons datant de 125 000 ans, elle peut atteindre 6000 ans au-delà.

Variabilité du climat au cours des derniers millénaires

Au Groenland, les carottes de glace donnent accès à une cartographie de la variabilité climatique avec une résolution saisonnière à annuelle, sur un ensemble de forages superficiels. D'une saison à l'autre, cette variabilité est dominée par un mode de la circulation atmosphérique appelé



► Marqueurs de température dans la glace

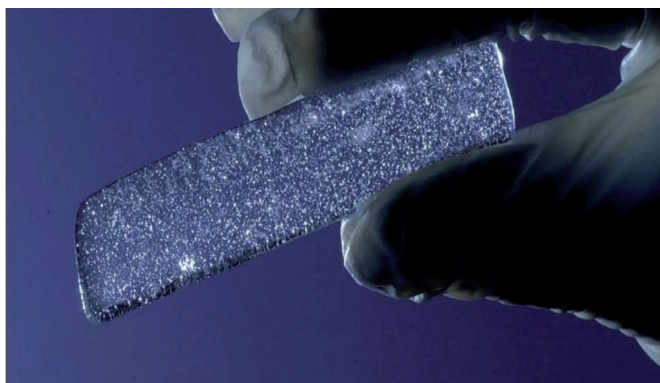
Depuis les années 1950, la spectrométrie de masse a permis de mesurer précisément l'abondance relative des différentes formes isotopiques de la molécule d'eau (H_2^{16}O , H_2^{18}O , HDO et H_2^{17}O) dans des échantillons de quelques millilitres de précipitations. Lors du transport d'humidité depuis les régions tempérées vers les régions polaires, le refroidissement impose la condensation de la vapeur d'eau, et génère donc un processus de « **distillation** » atmosphérique* qui se traduit par son appauvrissement progressif en isotopes plus lourds. Dès les années 1960, l'analyse isotopique d'échantillons de neige de surface prélevés lors de raids allant de la côte au centre de la calotte glaciaire au Groenland et en Antarctique, a permis d'établir quantitativement une relation empirique entre composition isotopique de la neige et température de surface.

Ce « thermomètre isotopique » a rapidement été utilisé pour évaluer les changements passés de température polaire, à partir de l'analyse de carottes de glace de plus en plus anciennes. Cependant, la relation entre composition isotopique des précipitations et température varie au cours du temps, du fait de changements des régions d'évaporation, de transport atmosphérique, de changements du profil vertical de température atmosphérique, de saisonnalité ou d'effets post-dépôt^(a). Ces biais sont abordés en étudiant les processus de fractionnements isotopiques actuels, et en confrontant les changements de composition isotopique des carottes de glace à différentes estimations des changements passés de température, issues d'autres méthodes.

Afin de mieux comprendre les processus de fractionnements isotopiques dans les régions polaires, nous bénéficions, depuis les années 2000, de méthodes de spectroscopie optique permettant la mesure continue, *in situ*, de la composition isotopique de la vapeur d'eau à quelques mètres au-dessus de la surface. Des mesures très récentes effectuées au Groenland montrent un signal piloté par la trajectoire des masses d'air et le processus de « distillation » atmosphérique, ainsi que par les échanges entre neige de surface et atmosphère. Cette nouvelle technologie optique permet également d'analyser en flux continu, sur place, la composition isotopique des carottes de glace, avec une précision qui se rapproche de celle de la spectrométrie de masse en laboratoire.

Une autre façon d'évaluer la validité et les limites du thermomètre isotopique est d'utiliser l'outil de modélisation. La modélisation de la composition en isotopes stables de l'eau était initialement effectuée à l'aide de modèles de « distillation » atmosphérique qui calculent l'évolution du rapport isotopique de la vapeur et de la précipitation à partir d'une source d'évaporation et d'une trajectoire uniques. Elle est à présent couramment intégrée dans les modèles numériques de la circulation générale de l'atmosphère, comme celui qui est développé au Laboratoire de météorologie dynamique, en France.

D'autres méthodes permettent aussi de mieux estimer les changements de température passés. D'abord, en restant dans le domaine des isotopes stables de l'eau, l'analyse conjointe des quatre isotopes permet d'accéder à des paramètres isotopiques de second ordre résultant de la combinaison de deux rapports isotopiques, comme l'excès en deutérium ou l'excès en oxygène 17. Les variations de ces paramètres de second ordre reflètent les fractionnements cinétiques qui se produisent lors de l'évaporation de l'eau, et qui dépendent de la température de surface de la mer et de l'humidité relative de surface. Ces mesures permettent alors de déterminer l'ampleur des changements passés des sources d'humidité, et de corriger les estimations de changements de températures passées effectuées classiquement avec un seul rapport isotopique.



Photographie d'une tranche fine d'une carotte de glace antarctique.

Ensuite, la diffusion de la chaleur depuis la surface des calottes polaires laisse une empreinte des variations climatiques passées dans le profil vertical de température à l'intérieur de la calotte. L'inversion de profils de températures mesurés très précisément le long des trous de forage permet donc d'estimer les variations lentes de température à l'échelle des dernières décennies, des derniers millénaires, et l'amplitude des **variations glaciaires-interglaciaires***.

Enfin, les variations du gradient de température dans le névé polaire, ainsi que les variations d'accumulation, affectent le piégeage de l'air à travers des processus de fractionnement gravitationnel (lié à l'épaisseur du névé) et thermique (lié à l'existence de gradients transitoires de température). Le rapport isotopique entre ^{15}N et ^{14}N de N_2 dans l'atmosphère étant constant à l'échelle du dernier million d'années, ses variations dans l'air piégé dans la glace dépendent uniquement des processus de fractionnement physique (thermique et gravitationnel) dans le névé, et notamment des changements passés de température. Cette méthode offre ainsi la possibilité de quantifier l'ampleur des changements rapides de température au Groenland.

Ces différentes méthodes ont montré que, pour le Groenland, la composition isotopique de la glace est un bon indicateur qualitatif des variations passées de température. Cependant, le « thermomètre isotopique » varie au cours du temps, essentiellement du fait de changements de la saisonnalité des précipitations^(b). Sur le plateau central antarctique, le « thermomètre isotopique » actuel est adéquat pour les climats plus froids, mais pourrait conduire à une sous-estimation de l'ampleur des réchauffements passés. Les informations climatiques ainsi extraites des carottes de glace sont confrontées aux simulations de climats passés, ce qui permet de tester le réalisme des modèles de climat et de comprendre les mécanismes des changements climatiques passés.

(a) Le dépôt du signal climatique ne se fait que lors des événements de précipitation, permettant au mieux d'enregistrer un signal de température pondéré par la distribution des précipitations. Des effets post-dépôt peuvent ensuite altérer ce signal initial, comme le mélange des couches de neige ou leur érosion par le vent, ou le métamorphisme de la neige de surface associé à une diffusion isotopique produite par une succession de processus de sublimation et recondensation. En effet, si le processus de sublimation n'est pas associé à un fractionnement isotopique, la condensation vapeur-solide va modifier fortement le signal isotopique de la neige.

(b) Au centre du Groenland, le dépôt de neige actuel s'effectue tout au long de l'année. Lors des périodes glaciaires, ces chutes de neige ont probablement lieu essentiellement en été. De ce fait, la composition isotopique de la neige est biaisée vers les températures estivales, ce qui modifie la relation entre composition isotopique et température moyenne annuelle.



oscillation nord-atlantique*. Les données issues des carottes de glace permettent de caractériser la variabilité de cette oscillation nord-atlantique au cours du dernier millénaire. Le réchauffement récent du Groenland, très marqué depuis les années 1990 (+1,5°C), sort de la gamme des variations de température reconstruites (voir encadré) pour le dernier millénaire. Il atteint le niveau des températures estimées d'il y a environ 4000 ans. Le lent refroidissement du Groenland au cours des derniers 8000 ans est dû à une baisse graduelle de l'ensoleillement d'été aux hautes latitudes nord, du fait des modifications lentes des paramètres orbitaux de la Terre. Le début de la période interglaciaire actuelle est marqué par un événement froid au Groenland, il y a 8200 ans. Les informations tirées d'autres archives du climat en domaine marin et continental, ainsi que les simulations climatiques montrent que cet événement est dû à une vidange brutale d'un lac recueillant l'eau de fonte de la calotte glaciaire nord-américaine, dont l'afflux a ponctuellement perturbé la circulation océanique de l'Atlantique Nord, ralentissant le transport de chaleur vers les hautes latitudes.

La variation récente du climat en Antarctique est également affectée par la variabilité de la circulation atmosphérique régionale, et particulièrement par le **mode annulaire*** austral. Des études de modélisation ont montré que cette circulation a probablement été modifiée, au cours des derniers 50 ans, par la diminution de l'ozone stratosphérique antarctique. En Antarctique de l'Ouest, les données issues des carottes de glace montrent un réchauffement au cours du 20^e siècle, cohérent avec les observations météorologiques de la péninsule Antarctique. En Antarctique de l'Est, la synthèse des données disponibles ne montre pas de tendance forte au cours du dernier millénaire. Il est indispensable de disposer de nouveaux forages pour mieux identifier la structure spatio-temporelle de la variabilité naturelle du climat péri-antarctique. Le signal le plus remarquable en Antarctique, au cours de la période interglaciaire actuelle, est un maximum isotopique il y a 12000 à 8000 ans (fig. 4). Cet événement peut être expliqué par des réorganisations des circulations océanique et atmosphérique régionales, à la fin de la dernière déglaciation.

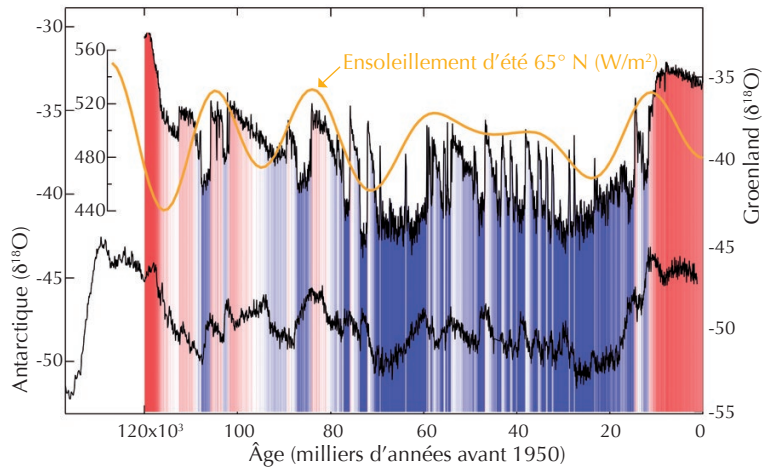
Instabilités du climat glaciaire

Lors de la dernière période glaciaire, entre il y a 115 000 et 11 700 ans, le climat du Groenland a été marqué par une succession d'instabilités rapides. Ces instabilités sont caractérisées par des réchauffements très rapides (8 à 16°C en quelques décennies), de brèves phases chaudes (appelées interstades), puis par un retour plus graduel à une phase froide et plus stable (appelée stade) (fig. 4). La signature de ces événements est détectée dans toutes les archives du climat de l'hémisphère Nord. Ils sont parfois associés à de larges débâcles d'icebergs en Atlantique Nord, identifiées dans les sédiments marins. Dans les tropiques, ils coïncident avec des déplacements de la zone de **convergence intertropicale*** associés à des changements contrastés de mousson entre hémisphère Nord et hémisphère Sud. Ainsi, les phases froides du Groenland correspondent à des moussons plus faibles en Asie du Sud-Est et, à l'inverse, des moussons plus intenses en Amérique du Sud.

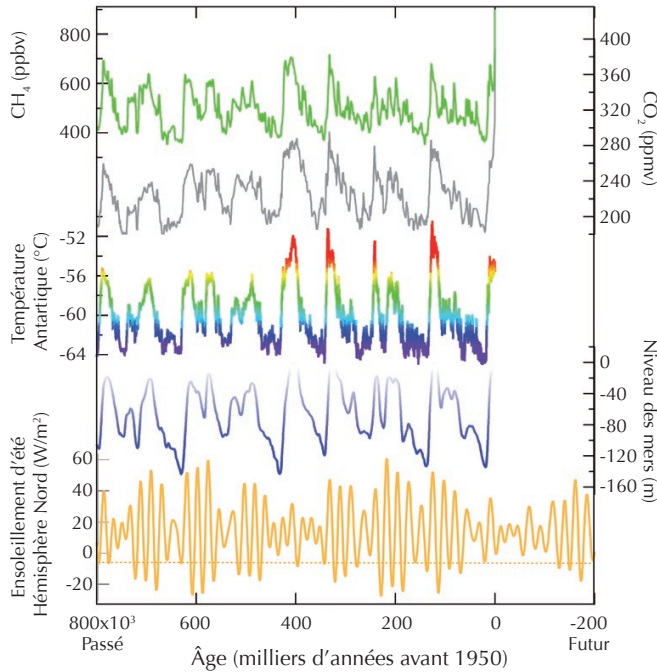
Les modifications hydroclimatiques à la surface des continents entraînent des variations parallèles de la teneur en méthane et de la composition isotopique du dioxygène de l'atmosphère, ce qui permet la synchronisation précise, à

quelques siècles près des enregistrements du Groenland et de l'Antarctique. Ce cadre chronologique précis permet de comparer la séquence des événements entre climats du Groenland et de l'Antarctique. Ainsi, les phases froides (stades) du Groenland correspondent à des réchauffements dans l'hémisphère Sud. Ces réchauffements antarctiques graduels sont interrompus lors des réchauffements rapides du Groenland, puis cèdent la place à des refroidissements graduels autour de l'Antarctique. Cette structure de « bascule inter-hémisphérique » peut être expliquée par des modifications de la circulation méridienne de l'océan Atlantique, modulant le transport d'énergie inter-hémisphérique, et par l'inertie thermique de l'océan Austral, qui produit des changements de température de surface plus graduels dans ce secteur.

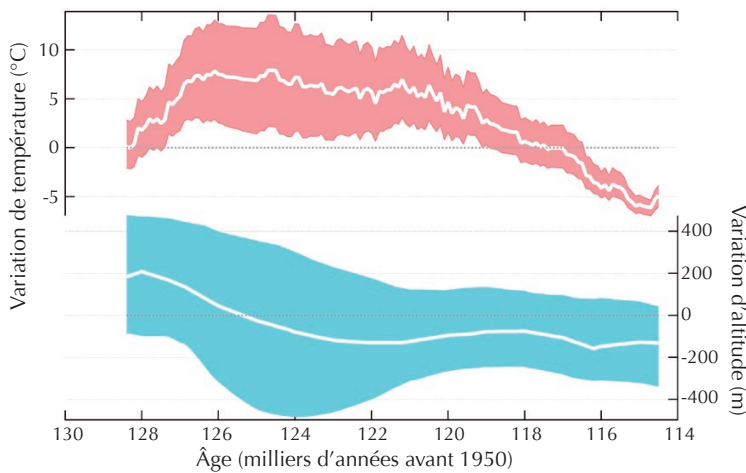
Si ces instabilités rapides du climat sont de mieux en mieux décrites, leur cause exacte reste incertaine. Certains travaux suggèrent qu'elles pourraient être intrinsèques à la circulation océanique en climat glaciaire. D'autres études mettent en évidence des interactions entre circulation océanique et dynamique des calottes de glace de l'hémisphère Nord. Souvent attribuées à la circulation océanique, ces instabilités mettent également en jeu des modifications



4. Comparaison de la variation de la composition isotopique en oxygène-18 enregistrée au Groenland (à NorthGRIP, courbe noire du haut) et en Antarctique (EPICA Dronning Maud Land, courbe noire du bas) sur une échelle de temps commune couvrant les derniers 125 000 ans, incluant la dernière période glaciaire. Les barres verticales en couleurs sont proportionnelles à la composition isotopique mesurée au Groenland (bleu : phases froides ; rouge : phases chaudes). Elles soulignent que les phases froides au Groenland coïncident avec les réchauffements en Antarctique, caractérisant une bascule inter-hémisphérique lors des instabilités glaciaires rapides (à l'échelle millénaire). Les changements de température sont beaucoup plus importants au Groenland (20°C depuis la dernière glaciation, jusqu'à 16°C pendant les réchauffements abrupts) qu'en Antarctique (8°C depuis la dernière glaciation, moins de 4°C à l'échelle millénaire). La courbe jaune indique les variations de l'ensoleillement d'été (en W/m²) à la latitude de 65° Nord, calculées à partir des variations périodiques des paramètres astronomiques de l'orbite terrestre.



5. 800 000 ans d'enregistrements climatiques extraits du forage EPICA Dôme C, en Antarctique, en fonction du temps (de gauche à droite, du passé vers le présent, en milliers d'années avant 1950). De haut en bas : évolution de la composition atmosphérique (vert, teneur atmosphérique en méthane, en parties par milliards en volume, ppbv ; gris, teneur atmosphérique en dioxyde de carbone, en parties par millions en volume, ppmv) et de la température antarctique (arc-en-ciel, estimée à partir de la composition isotopique de la glace). En bleu, changements de niveau des mers estimés à partir de l'analyse de sédiments marins. En jaune, changements d'ensoleillement (W/m^2) d'été à 65°N (proche du cercle polaire arctique) calculés à partir des variations lentes (passées et futures) des paramètres de l'orbite terrestre et reflétant les changements de précession (tous les 20 000 ans) et d'excentricité (tous les 100 000 et 400 000 ans). La ligne horizontale jaune en pointillé souligne le seuil à partir duquel les glaciations passées ont démarré.



6. Évolutions de la température et de l'altitude au nord-ouest du Groenland lors de la dernière période interglaciaire, déduites de l'analyse du nouveau forage NEEEM. Pendant la dernière période interglaciaire, les estimations de température (à altitude fixe, en rose) indiquent un intervalle de réchauffement du Groenland, par rapport au climat préindustriel, entre 128 000 et 118 000 ans. Ce réchauffement est dû à une augmentation de l'ensoleillement local d'été, en réponse aux changements des paramètres orbitaux de la Terre. Il y a 128 000 ans, l'altitude de la calotte au site de NEEEM (en bleu) était plus élevée qu'aujourd'hui d'environ 200 mètres. Cet épaissement est probablement dû à une augmentation de l'accumulation annuelle de neige. L'altitude à NEEEM a ensuite régulièrement diminué jusqu'à atteindre 130 mètres de moins qu'aujourd'hui il y a 122 000 ans. Cet amincissement reflète une réduction du volume de la calotte du Groenland, en réponse à ce réchauffement de plusieurs millénaires.

>>>

rapides de l'extension de la glace de mer (banquise) aux deux pôles, ainsi que des réorganisations rapides de la circulation atmosphérique, depuis les régions tropicales jusqu'aux régions polaires. Le réseau de forages récemment effectués ou prévus (fig. 1) permettra de mieux caractériser la structure régionale de ces réorganisations.

Variabilité glaciaire-interglaciaire du climat

Au cours des derniers 800 000 ans, les enregistrements issus des glaces de l'Antarctique montrent une grande cohérence entre les températures locales, le niveau moyen des mers (reflétant l'englacement des continents de l'hémisphère Nord) et les teneurs atmosphériques en dioxyde de carbone et en méthane^(c) (fig. 5). Ces enregistrements révèlent également le caractère exceptionnel des perturbations de la composition atmosphérique en CH₄ et CO₂, liées aux activités humaines depuis la période industrielle (courbes verte et grise au voisinage du zéro sur l'axe des abscisses de la figure 5).

À cette échelle de temps, le moteur des variations climatiques réside dans la redistribution de l'énergie solaire incidente selon les saisons et les latitudes, du fait des variations des **paramètres orbitaux de la Terre***. Les mécanismes de réponse du climat à cette perturbation impliquent des rétroactions rapides (modulant la réponse du climat à l'échelle de l'année au siècle) ainsi que des rétroactions plus lentes faisant intervenir la **cryosphère*** et le cycle du carbone. En agissant sur l'**albédo*** et l'effet de serre, ces dernières rétroactions modifient en effet le bilan radiatif terrestre global^(d).

L'amélioration de la datation de l'air et de la glace des carottes de glace antarctiques a récemment permis de mieux préciser la séquence des événements lors de la dernière déglaciation, qui a démarré voici environ 19 000 ans. L'augmentation de la température en Antarctique et celle de la teneur atmosphérique en dioxyde de carbone se sont produites en phase, à quelques siècles près, et ont précédé le réchauffement du Groenland. Les variations glaciaires-interglaciaires de la teneur atmosphérique en dioxyde de carbone font intervenir un ensemble de processus, parmi lesquels les changements de circulation de l'océan Austral jouent un rôle déterminant pour stocker ou dégazer du dioxyde de carbone.

Les données issues des carottes de glace peuvent enfin apporter des contraintes précises sur l'évolution passée de la topographie des calottes polaires, en particulier sur leur vulnérabilité lors des périodes chaudes passées. Au cours de la dernière période interglaciaire, il y a 130 000 à 115 000 ans, les données issues de coraux fossiles montrent que le niveau moyen des mers était plus élevé d'environ 6 mètres par rapport au niveau actuel. Le nouveau forage NEEM fournit le premier enregistrement du climat de cette période au Groenland, et indique des variations modestes d'altitude au nord-ouest du Groenland (fig. 6). Les simulations d'écoulement de l'inlandsis compatibles avec les données de NEEM montrent que la calotte du Groenland a fourni une contribution de l'ordre de 1,4 à 4,3 mètres à la montée des mers de cette période. Ce résultat implique une déglaciation partielle de l'Antarctique, qui reste à ce jour très mal contrainte, et pourrait avoir contribué à produire un climat plus chaud. L'obtention de nouveaux forages en Antarctique, remontant à la dernière période interglaciaire, sera donc déterminante pour évaluer les modifications régionales de sa topographie.

Conclusion

De nombreuses questions restent ouvertes : pourquoi le « niveau moyen » est-il différent d'une période interglaciaire à une autre ? Quelles sont les relations entre variations climatiques « lentes » et instabilités rapides du climat ? L'acquisition de nouvelles données, la combinaison d'informations issues des carottes de glace et des autres archives du climat, ainsi que les hypothèses testées grâce à la modélisation du système climatique, sont autant d'outils pour répondre peu à peu à ces questions.

Enfin, l'obtention de carottes de glace plus anciennes en Antarctique sera certainement l'élément crucial pour comprendre pourquoi les cycles glaciaires-interglaciaires ont subi des réorganisations majeures il y a environ 1 200 000 ans, passant de périodes glaciaires peu intenses mais fréquentes, avec une périodicité de 41 000 ans, à des périodes glaciaires à la fois froides et plus longues (100 000 ans). Le défi d'identifier, extraire et exploiter des carottes de glace très anciennes en Antarctique mobilise la communauté scientifique internationale. ■

Glossaire

Albédo : coefficient sans unité, défini comme la fraction d'énergie solaire réfléchiée par une surface. Un miroir parfait aurait un albédo égal à 1. La neige fraîche a un albédo de 0,9, tandis que la surface de la mer a un albédo de 0,1. L'albédo moyen terrestre est de 0,30.

Cryosphère : composante du système climatique, qui englobe l'eau sous sa forme gelée à la surface terrestre. La cryosphère comporte donc le manteau neigeux, les glaciers, les calottes polaires, le pergélisol, ainsi que la glace de mer, de lac et de rivière.

« **Distillation** » **atmosphérique** : lors du transport des masses d'air depuis les régions sources d'humidité vers les régions polaires, le refroidissement graduel de la température entraîne des condensations successives. Lors de chaque épisode de condensation, la phase liquide ou solide formant les précipitations est enrichie en isotopes lourds par rapport à la vapeur d'eau résiduelle, qui est donc progressivement appauvrie en isotopes lourds. De ce fait, les précipitations formées successivement à partir de cette vapeur montrent également une composition isotopique de plus en plus appauvrie le long de la trajectoire des masses d'air.

Mode annulaire : structure hémisphérique de variabilité de la circulation atmosphérique, qui se traduit par des déplacements nord-sud de la masse de l'atmosphère entre les régions des moyennes latitudes et les régions polaires. Cela correspond à des déplacements nord-sud de la position des vents d'ouest. On identifie deux modes annulaires, l'un autour de l'Antarctique (austral) et l'autre autour de l'Arctique (boréal) ; ce dernier correspond à l'oscillation nord-atlantique. Ces modes annulaires fluctuent à l'échelle d'une dizaine de jours, et montrent aussi une variabilité interannuelle et décennale.

Oscillation nord-atlantique : variations de pression de surface de signe opposé entre l'Islande et les Açores. Elles correspondent à des fluctuations de l'intensité des vents d'ouest qui traversent l'océan Atlantique en direction de l'Europe ou du Groenland, qui affectent les trajectoires des passages dépressionnaires, et donc températures et précipitations. L'oscillation nord-atlantique est marquée par une forte variabilité interannuelle à décennale.

Paramètres orbitaux de la Terre : la répartition de l'ensoleillement intercepté par la Terre dépend de trois paramètres astronomiques. L'excentricité de l'orbite terrestre fluctue avec des périodicités autour de 100 000 et 400 000 ans. L'inclinaison de l'axe de rotation de la Terre, ou obliquité, fluctue tous les 41 000 ans environ. La précession climatique module la position des saisons sur l'orbite terrestre, et donc la répartition saisonnière de l'ensoleillement, avec une périodicité autour de 20 000 ans.

Variations glaciaires-interglaciaires : au cours des derniers millions d'années, le climat de la Terre est caractérisé par des variations importantes du volume des glaces continentales, minimum pendant des phases chaudes (appelées interglaciaires), d'une durée typique de 10 000 à 20 000 ans, et maximum pendant des phases froides (appelées glaciaires), d'une durée plus longue (typiquement, 80 000 ans au cours du dernier million d'années). Les périodes glaciaires sont marquées par un niveau des mers bas dû à la formation d'énormes calottes de glace en Amérique du Nord et au nord de l'Eurasie, un refroidissement global, une atmosphère plus sèche, ainsi qu'une diminution des concentrations atmosphériques en dioxyde de carbone (davantage stocké dans les océans) et en méthane (dont la production par les zones humides diminue en climat froid et sec). Le moteur des transitions glaciaires-interglaciaires tient aux changements des paramètres orbitaux de la Terre, dont les effets dépendent du volume des glaces et des teneurs en gaz à effet de serre. Les modifications de la surface englacée et du cycle du carbone, à travers l'impact de leur albédo et de leur effet de serre, jouent un rôle déterminant dans l'ampleur des variations climatiques glaciaires-interglaciaires.

Zone de convergence intertropicale : zone de basses pressions de surface et de forte couverture nuageuse, s'étendant sur quelques centaines de kilomètres de latitude, qui entoure la Terre près de l'équateur. Elle provient de la convergence de transport d'air chaud et humide en surface, donnant lieu à des mouvements convectifs et des précipitations intenses.

En savoir plus

- C. Jeandel et R. Mosseri, *Le Climat à découvert*, CNRS éditions (2011).
- J. Jouzel, C. Lorius et D. Raynaud, *Planète blanche : les glaces, le climat et l'environnement*, Odile Jacob (2008).
- D. Hauglustaine, J. Jouzel et V. Masson-Delmotte, *Atmosphère, atmosphère*, Éditions Le Pommier, Paris (2008).
- J.R. Petit, *Vostok, le dernier secret de l'Antarctique*, Éditions Paulsen, Paris (2013).
- D. Walton, *Antarctica, Global Science from a Frozen Continent*, Cambridge University Press (2013).
- Site du projet de forage NEEM (carnets de terrain, étapes du projet...) : www.neem.dk.
- Site de PAGES (Past Global Changes)/IPICS (International Partnership for Ice Core Science) : www.pages-igbp.org/ipics.
- Site de l'Institut polaire français Paul-Emile Victor : www.ipev.fr.

(c) Ces analyses ont été réalisées, en particulier, au Laboratoire de glaciologie et de géophysique de l'environnement (LGGE), à Saint-Martin d'Hères.

(d) À partir de synthèses globales de température de surface, utilisant un ensemble d'archives du climat, il est possible d'estimer la sensibilité du climat, c'est-à-dire la réponse de la température de surface à une perturbation radiative donnée, qui résulte des rétroactions rapides (vapeur d'eau, nuages, glace de mer, océan de surface...).