

de glace correspond à un volume d'eau d'une hauteur de 6,5 millimètres dans les océans. Le Groenland, plus petit, stocke 10 fois moins de glace, mais, en raison d'un climat plus humide et moins froid, 500 gigatonnes de neige y sont toutefois déposées chaque année.

Ces gigantesques réservoirs de glace sont soumis aux variations du climat et les influencent aussi, probablement. Comment vont-ils réagir au réchauffement climatique qui marque les dernières décennies ? Ce réchauffement engendre une élévation du niveau de la mer estimée à 1,5 millimètre par an. Aujourd'hui, seuls les deux tiers de cette élévation sont expliqués. L'Antarctique et le Groenland y contribuent-ils ? Face à ces questions, les géophysiciens cherchent à modéliser la dynamique des calottes polaires. Cette modélisation se heurte aux mêmes difficultés que toutes celles qui mettent en jeu de nombreux mécanismes physiques. Elle rencontre un obstacle supplémentaire : la très grande diversité des échelles de temps. En effet, certains phénomènes, telles les chutes de neige, suivent «en direct» les variations climatiques, mais il faut des dizaines de milliers d'années pour qu'une fluctuation de température se propage vers le socle rocheux, à quelque 3 000 mètres de profondeur. La glace des

calottes est à la fois inerte, à cause du volume en jeu – elle subit encore les effets des perturbations climatiques qui ont eu lieu depuis des dizaines de milliers d'années –, et sensible, car une variation climatique, même faible, perturbe la calotte et met en jeu des quantités d'eau importantes. Pour interpréter les mesures (vitesses d'accumulation de la neige, taille des grains, etc.), on doit connaître à la fois l'évolution passée et contemporaine du climat qui règne aux pôles.

La modélisation est nécessaire à la fois à l'échelle locale – pour que l'on comprenne la dynamique de l'accumulation de la neige, par exemple –, et globale – afin que l'on évalue les conséquences du réchauffement sur les calottes, en établissant des modèles de dynamique des calottes polaires.

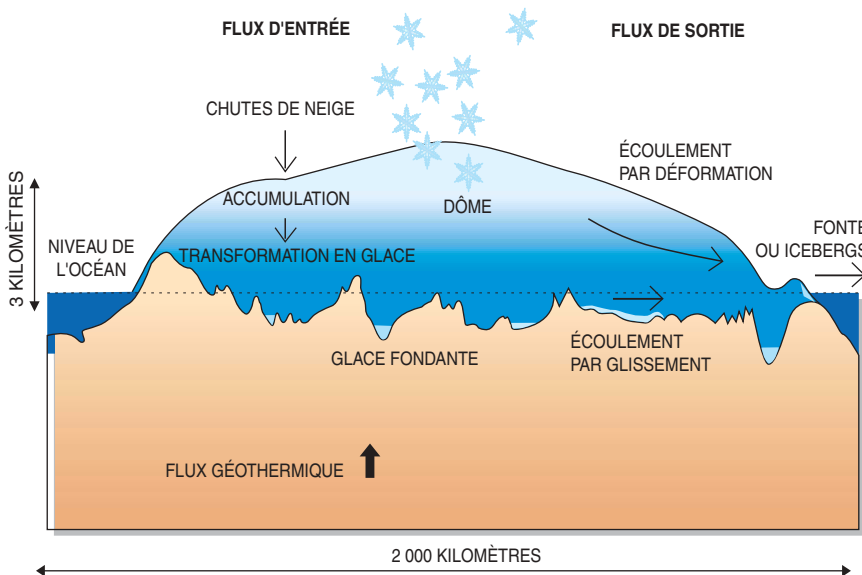
Schématiquement, cette dynamique est simple. La neige qui tombe se tasse, s'enfonce peu à peu et se transforme en glace. Puis, elle s'écoule très lentement, par gravité, du centre constitué d'un vaste plateau surélevé (le dôme) jusqu'à la mer (voir la figure 1). Les vitesses d'écoulement sont extrêmement faibles au centre, mais elles atteignent plusieurs centaines de mètres par an dans les glaciers dits «émissaires», c'est-à-dire qui évacuent la glace. Ces vitesses sont très hétérogènes d'une zone à une autre, contrairement à ce que l'on ima-

ginait il y a une dizaine d'années. Une fois sur la côte, toute la glace est évacuée sous forme d'icebergs en Antarctique. Au Groenland, la moitié de la glace est également rejetée sous forme d'icebergs, l'autre moitié fond dans la bande côtière, où les températures sont positives en été. Finalement, les calottes sont loin d'être des massifs de glace figés et, en réalité, leur dynamique est plus complexe que prévu. La forme et le volume de ces deux gigantesques calottes sont régis par l'équilibre entre les flux d'entrée (les précipitations neigeuses) et les flux de sortie (les icebergs et la fonte des glaces). On accumule des observations pour décrire et quantifier ces phénomènes.

L'observation des calottes polaires

Les toutes premières stations météorologiques automatiques ont été installées au début du XX^e siècle. Cependant, l'ère de l'observation «moderne» du Groenland et de l'Antarctique commence après la Première Guerre mondiale, notamment grâce à l'essor de l'aviation. Durant les années 1950, l'étude systématique de l'altitude et de l'épaisseur des glaces s'entame. La glace est transparente aux ondes radio de basses fréquences et opaque aux plus hautes fréquences. Quand on dirige un signal vers le sol, il se réfléchit à la surface de la glace ou à la surface du socle terrestre selon sa fréquence. On mesure le temps mis par les ondes pour effectuer l'aller et retour, et l'on en déduit à la fois la profondeur de la glace et son altitude.

À la même époque, on obtient les premières estimations de l'écoulement des calottes glaciaires, en comparant des repères placés sur la neige et d'autres fixés sur des affleurements rocheux. On creuse des puits pour y mesurer le gradient vertical de température, ainsi que la température à une profondeur de 10 mètres. La température de surface fluctue de -70 °C en hiver à -50 °C en été à Vostok, en Antarctique. Toutefois, on considère que la température à -10 mètres est proche de la température moyenne annuelle locale à la surface. Les précipitations annuelles de neige sont proportionnelles à cette température moyenne. Dans les puits, on estime aussi les hauteurs de neige accumulées, en comptant les couches d'hiver et d'été. Les couches d'hiver



1. LES CALOTTES POLAIRES ne sont pas figées. La neige tombe en surface, s'enfonce et se transforme en glace. Comme les calottes polaires sont en forme de parabole aplatie, la glace s'écoule vers la côte, soit par déformation, soit par glissement, quand la température est proche de 0 °C près du socle terrestre (à cause du réchauffement dû au flux géothermique) et que la glace fond. Le niveau de la mer détermine le contour de la calotte et influe sur la vitesse d'écoulement. Sous le poids de la glace, la croûte terrestre s'enfonce et, quand une calotte glaciaire disparaît, le socle remonte (isostasie). Aujourd'hui, par exemple, la Scandinavie continue à remonter, alors que la glace a disparu de cette région il y a 9 000 ans.

se différencient de celles d'été, car leurs grains sont plus petits et elles sont donc plus denses.

Au milieu des années 1960, les premiers carottages profonds, à plus de 1 500 mètres, sont entrepris. Comme la glace s'accumule, plus on creuse, plus on trouve de la vieille glace. Ces carottes sont des photographies du passé. Elles indiquent la température, la composition et la pression de l'air, ainsi que les concentrations en impuretés et en aérosols qui régnaient lors des époques passées. On déduit la température de l'air du rapport des concentrations en isotopes de l'oxygène présentes dans une couche : l'eau qui contient l'isotope 16 s'évapore plus facilement des océans que l'eau composée de l'isotope 18, et cette différence s'accroît lorsque la température atmosphérique diminue. La concentration en oxygène 16 dans la neige est plus élevée lors des périodes froides. On déduit la composition, la pression, les impuretés et les aérosols des bulles d'air emprisonnées dans la glace. Le carottage de Vostok a ainsi livré 420 000 ans d'histoires climatiques. Les carottes constituent une source très riche d'informations, à condition toutefois de pouvoir dater les échantillons. En résumé, on estime les dates à partir des vitesses d'accumulation : par exemple, quand on estime à un mètre l'épaisseur de neige accumulée en une année dans une zone, on en déduit qu'une profondeur de 200 mètres correspond à 200 ans. De telles estimations sont grossières : les vitesses d'accumulation varient au cours du temps, la glace s'écoule, etc. Ces difficultés de datation ont motivé les premières modélisations physiques de la glace des calottes. Aujourd'hui, on prélève des carottes dans des zones plates, où l'écoulement est minimal.

Des mesures millimétriques par satellite

Les pôles, immenses et difficiles d'accès, subissent des conditions météorologiques si rudes que les mesures *in situ* (les relevés météorologiques, les poses de balises, les carottages...) restent ponctuelles et localisées sur la côte. On peut aussi prendre de la hauteur : les satellites sont devenus les outils de prédilection de l'observation des calottes polaires. Dans les années 1960, la NOAA (*National oceanic and atmospheric administration*) met en orbite le satellite TIROS (*Television Infrared Obser-*



Bernard Gelly, Oss. Côte d'Azur

2. LES VENTS CATABATIQUES, extrêmement violents, érodent le relief, déplacent la neige et créent ces dunes de neige, nommées sastrugi, près du pôle Sud. On voit l'orientation du vent qui allonge ces structures (il vient de la gauche). Le diffusiomètre, conçu pour mesurer la vitesse du vent sur l'océan, est sensible aux orientations de la surface et permet de mesurer aussi la direction des vents qui soufflent sur la glace.

vation Satellite), équipé de capteurs optiques qui photographient pour la première fois de nombreuses zones inconnues, notamment des mers recouvertes de glace.

Puis arrive l'avènement des premiers capteurs à rayonnement hyperfréquence, capables d'observer à travers les nuages et durant la longue nuit polaire. Grâce à eux, on effectue des mesures en continu tout au long de l'année, et non plus seulement en été. ERS, un des premiers satellites à vocation polaire, envoyé par l'Agence spatiale européenne en 1991, embarque ainsi à son bord quatre instruments à ondes hyperfréquences : l'altimètre, conçu pour mesurer la hauteur de la glace ; le diffusiomètre pour la direction du vent ; le radiomètre, un capteur passif qui mesure le rayonnement émis par la surface de glace ; et le radar imageur qui enregistre le déplacement de la surface. Le diffusiomètre extrait la direction du vent de l'orientation des vagues formées sur la glace. Le radar imageur compare les durées que mettent deux signaux pour atteindre la surface de la glace et s'y réfléchir jusqu'au satellite, et l'on en déduit la vitesse de déplacement de la surface (voir l'encadré page 66).

Ces instruments offrent une vision extraordinaire des calottes. D'avril 1994 à mars 1995, ERS a recueilli environ 30 millions de mesures, à partir desquelles la topographie de surface de l'Antarctique a été reconstruite avec

une résolution de deux kilomètres et une précision sur l'altitude de l'ordre du mètre (voir la figure 3). Grâce à ces observations effectuées depuis les satellites, on a amélioré les modèles de la dynamique des calottes polaires.

Précipitations et accumulation de neige

Dans les modèles, la quantité de neige accumulée chaque année sur la calotte constitue l'unique flux d'entrée. La hauteur de la neige mesurée par satellite ne tient pas compte des écoulements et ne représente donc pas la neige accumulée. On cherche à évaluer les vitesses d'accumulation en mesurant les chutes de neige.

Elles sont contrôlées par des mécanismes atmosphériques complexes et différents selon la zone étudiée. Dans la fine bande côtière, à moins de 1 000 mètres d'altitude, les précipitations sont élevées, en moyenne 35 centimètres par an. L'activité cyclonique circumpolaire (des courants de nuages qui tournent sans arrêt autour des pôles) domine et, quand les masses d'air humide pénètrent sur le continent et remontent pour franchir les montagnes, elles se refroidissent, et il neige. Au centre, en revanche, il neige faiblement : 10 centimètres par an en moyenne. L'air y est plus sec, et les nuages sont refroidis par le rayonnement émis par la glace. Quand il fait très froid, des molécules d'eau forment des cristaux et il neige.