

Bernard Francou Christian Vincent

Les glaciers à l'épreuve du climat

IRD
Éditions

Les glaciers à l'épreuve du climat

Bernard Francou
Christian Vincent

Les glaciers à l'épreuve du climat

IRD Éditions
Institut de recherche pour le développement

Marseille, 2010

Photo de couverture

C. Vincent – Calotte glaciaire dans la région de Vatnajökull (Islande).

Coordination, fabrication

Catherine Plasse

Préparation éditoriale

Corinne Lavagne

Infographie

Bill Production

Cartographie

Stéphanie Guislain

Mise en page

Bill Production

Correction

Yolande Cavallazzi

Maquette de couverture

Michelle Saint-Léger

Maquette intérieure

Catherine Plasse

La loi du 1^{er} juillet 1992 (code de la propriété intellectuelle, première partie) n'autorisant, aux termes des alinéas 2 et 3 de l'article L. 122-5, d'une part, que les « copies ou reproductions strictement réservées à l'usage du copiste et non destinées à une utilisation collective » et, d'autre part, que les analyses et les courtes citations dans le but d'exemple ou d'illustration, « toute représentation ou reproduction intégrale ou partielle faite sans le consentement de l'auteur ou de ses ayants droit ou ayants cause, est illicite » (alinéa 1^{er} de l'article L. 122-4).

Cette représentation ou reproduction, par quelque procédé que ce soit, constituerait donc une contrefaçon passible des peines prévues au titre III de la loi précitée.

© IRD, 2007

© IRD 2010, édition revue

ISBN IRD : 978-2-7099-1698-1

Sommaire

Introduction	p. 10
Partie 1	
Les grandes évolutions du passé	p. 13
La glace et les glaciers, indicateur des changements climatiques	p. 15
La valse des glaciers et du climat dans le passé	p. 33
Les grands mécanismes en jeu	
Le Petit Âge Glaciaire	
La grande avancée des glaciers du dernier millénaire	p. 49
Quelles ont été les causes du Petit Âge Glaciaire ?	p. 69
Partie 2	
Le temps du repli (xix^e-xx^e siècle)	p. 79
Les glaciers des Alpes et du nord de l'Europe après le Petit Âge Glaciaire	p. 81
Le recul des glaciers dans le monde au xx^e siècle	p. 111
Partie 3	
Comment les glaciers varient-ils ?	p. 155
Des fluctuations des fronts aux bilans de masse	p. 157
Comment le climat influence-t-il les glaciers ?	p. 177
Partie 4	
Quels glaciers pour quel climat ?	p. 193
Évolution de la cryosphère depuis les années 1960	p. 195
Le xxi^e siècle vu par les modèles	
Réponses des glaciers au nouveau climat	p. 217
Glaciers en recul : quelles conséquences ?	p. 243
Conclusion	p. 259
Pour en savoir plus	p. 263
Glossaire	p. 265
Table des encadrés	p. 270
Table des matières	p. 271

Remerciements

Les auteurs sont redevables à leurs collègues du Laboratoire de glaciologie et de géophysique de l'environnement (CNRS) et à ceux de l'IRD qui ont relu certaines parties de ce livre, en particulier Marie-Antoinette Mélières, Patrick Wagnon, Christophe Genthon, Delphine Six, Maurine Montagnat, Paul Duval, Bernard Pouyaud, ainsi qu'à Christine Francou et à Marie-Thérèse Vincent. Ils remercient Edouard Bard (Collège de France), Trevor Chinn (Nouvelle-Zélande), Yves Lejeune (Centre d'étude de la neige), Stefan Hastenrath (Université du Wisconsin) et Mark Dyurgerov (Université du Colorado) pour la mise à disposition de données, ainsi que Marcela García (Quito), Patrick Wagnon, Bernard Pouyaud, Bernard Lefauconnier, Georg Kaser (Innsbruck), Vincent Jomelli, Louis Reynaud, Thomas Schuler (Oslo), Jean-Philippe Eissen, Martin Funk (Zurich), et Emmanuel Thibert pour leurs photographies, et Corinne Lavagne et Catherine Plasse, qui ont assuré la fabrication de l'ouvrage. Enfin, ce livre n'aurait pas vu le jour sans Thomas Mourier, directeur des Éditions de l'IRD.

Avertissement

Nous avons voulu présenter dans cette synthèse un panorama de l'état des glaciers du monde en ce début de xx^e siècle. Destiné à un large public, ce livre cherche néanmoins à dépasser la simple description des phénomènes visibles pour aborder les mécanismes physiques et leur complexité. Ainsi, les fluctuations des glaciers ont été mises en perspective avec l'évolution du climat à diverses échelles de temps, allant de notre cycle interglaciaire (les derniers dix mille ans, et en particulier le dernier millénaire) jusqu'aux ultimes décennies du xx^e siècle.

Nous avons souhaité éviter une approche trop théorique de la question en présentant d'abord la réalité des fluctuations glaciaires dans le temps et dans l'espace, afin d'établir un diagnostic de la glaciation actuelle sur les divers continents par référence au passé proche. Les mécanismes liant glaciers et climat sont ensuite évoqués de façon concrète, à partir d'exemples bien documentés appartenant aux terrains familiers des deux auteurs, les Alpes et les Andes tropicales. Ce cheminement expérimental a été préféré à une approche plus conceptuelle des processus et des mécanismes, au risque de donner parfois à l'ouvrage un « tropisme » alpin et andin marqué. Ne pas avoir voulu faire un manuel universitaire procède du même choix, mais cela a exigé de trouver un juste équilibre entre une présentation didactique et une base documentaire suffisamment riche et actualisée. Pour ne pas alourdir le texte, nous avons référencé dans les notes de bas de pages les travaux récents jugés importants, les autres n'étant que mentionnés. De même, les ouvrages et les sites internet cités à la fin du livre ne constituent pas une bibliographie ou une source d'information exhaustive, mais ont été placés là seulement pour servir de guides au lecteur désireux d'en savoir plus. Les lecteurs exigeants trouveront dans les encadrés et le glossaire des éléments leur permettant une meilleure compréhension des termes et des concepts.

Les livres destinés au grand public portant sur le changement climatique actuel devenant chaque jour plus nombreux, nous avons privilégié une approche originale de cette question à partir des glaciers. Aussi les mécanismes concernant le climat proprement dit, son passé et son évolution prévue à l'horizon de la fin du xxi^e siècle sont-ils évoqués de façon résumée et à partir des sources faisant l'objet du plus grand consensus parmi la communauté scientifique. Pour ce faire, nous avons choisi de nous référer aux travaux du Groupe intergouvernemental d'experts sur l'évolution du climat (GIEC), car ses analyses sont les plus complètes publiées à ce jour et celles qui recueillent le consensus le plus large dans la communauté des chercheurs. Ces travaux constituent la seule synthèse, enfin, qui fasse l'objet de rééditions périodiques sur la base de données et d'analyses sans cesse renouvelées. Cela n'exclut pas d'en avoir une lecture critique, chaque fois que nos recherches sur les glaciers nous indiquent cette voie. En effet, la communauté scientifique travaillant sur le climat est loin d'avoir tiré parti des indications précieuses fournies par les glaciers à différentes échelles de temps : cela apparaît au fur et à mesure que la glaciologie se rapproche de la climatologie en utilisant les glaciers instrumentés à travers le monde comme de véritables outils de mesure du climat et de son évolution à l'échelle globale.

« Et d'abord, quel est le phénomène à étudier ?
C'est l'une des apparitions les plus intéressantes et les plus grandioses que nous offre le monde des Alpes. Les glaciers varient de volume. Pendant cinq à dix ans, vingt ans ou plus, nous voyons, sans cause apparente, un glacier augmenter de longueur, dépasser ses limites, repousser ses moraines, parfois des moraines séculaires envahir les pâturages, renverser les forêts, démolir des chalets. Il semble que cette crue irrésistible, qui domine tout obstacle, va amener dans la vallée une nouvelle époque glaciaire. Mais, également sans cause apparente, nous voyons le glacier s'arrêter dans cette expansion étrange, puis diminuer, reculer, se raccourcir, et cela pendant dix ans, pendant vingt ans, pendant trente ans et plus, tellement que l'invasissement précédent étant oublié, on peut croire que le glacier va disparaître dans une fusion progressive. Puis encore, au bout d'un certain nombre d'années, ou de lustres, cette décrue prend fin et le glacier recommence à s'allonger, et ainsi de suite. »

François-Alphonse Forel (1841-1912), Président de la Commission internationale des glaciers. *Les Variations périodiques des glaciers*. Zurich, 1894.

Introduction

Qui n'a pas été surpris d'observer en l'espace de quelques années un **glacier**¹ maintes et maintes fois visité changer d'allure, le **front** propulsé en avant ou, au contraire, replié sur ses bases arrière, son épaisseur, sa forme, parfois sa couleur tellement modifiées qu'il en est devenu méconnaissable ? Et de là d'épiloguer sur le climat qui change...

Les glaciers, c'est un fait, évoluent à l'échelle d'une vie humaine, nous le constatons ces dernières années dans les Alpes où ils ont entamé un mouvement de repli marqué. Il faut désormais marcher davantage pour aller les toucher à leur front, ou plus en amont, descendant un peu plus pour aller les fouler du pied. Dans les grandes parois glaciaires, de minces goulottes sont parfois tout ce qui reste des grands panneaux de glace qui recouvraient tout sans distinction.

Est-ce un phénomène général ? L'observe-t-on sur la plupart des glaciers de la planète ? Est-ce une évolution qui concerne déjà les grandes calottes polaires, Groenland et Antarctique ? N'a-t-on pas vu ces dernières années des glaciers faire de belles avancées en d'autres lieux, Norvège ou Nouvelle-Zélande ? Alors, en ce début de millénaire, existe-t-il vraiment un signal global de retrait des glaciers ? Les données sont-elles suffisantes dans le temps et dans l'espace pour discerner une tendance ?

En se tournant vers le passé, ne voit-on pas qu'elles sont récurrentes, finalement, ces avancées et ces contractions des glaciers ? Un observateur aussi avisé que Forel, l'auteur de l'exergue de ce livre, parlait déjà à la fin du XIX^e siècle des « variations périodiques » des glaciers. De fait, un vieux guide de haute montagne de la vallée de Chamonix aura vu au cours de sa vie les glaciers successivement avancer dans les années 1925-1930, puis reculer dans les années 1940, reprendre du champ dans les années 1960-1970, et enfin régresser de nouveau après 1980. On comprend que de tels allers et venues le rendent confiant en l'avenir, et que beaucoup parient sur l'inévitable retour des glaciers...

Ces allers et venues prennent toute leur importance lorsqu'on les met en perspective avec l'évolution du climat. En effet, au fur et à mesure que l'intérêt scientifique a crû pour les glaciers, on s'est aperçu que ces fluctuations étaient étroitement contrôlées par les variations du climat : quantité des précipitations solides reçues et phénomènes d'ablation subis par leur surface, ces deux termes régulent l'évolution des masses de glace au cours du temps. Ce sont ensuite des processus relevant de la dynamique de la glace qui déterminent l'épaisseur du glacier, son écoulement et sa longueur. Le grand intérêt des glaciers, c'est d'être en définitive des indicateurs du climat.

Et c'est là, le cœur de la question ! Si le glacier est un marqueur du climat, alors les fluctuations anciennes, reconstituées par diverses méthodes, renferment une information sur les climats du passé. De même, les reculs constatés dans de nombreuses régions du monde depuis un siècle, et surtout depuis quelques décennies, contiennent aussi de l'information sur le réchauffement global de la planète, dont tout le monde parle aujourd'hui. Enfin, s'il s'avère que ce réchauffement s'accroît dans l'avenir, sous l'effet des gaz à **effet de serre** déversés dans l'atmosphère par les activités humaines, on peut à l'inverse se risquer à décrire ce qu'il restera des glaciers d'ici la fin du siècle. Une synthèse sur les glaciers ne peut faire abstraction de la question du climat. Pas plus d'ailleurs qu'elle ne peut esquiver la complexité du problème.

En effet, le climat dans son évolution connaît au niveau de la planète de fortes disparités régionales, et il n'est pas étonnant que les glaciers enregistrent cette variabilité comme un bruit de fond. Par ailleurs, la réponse des glaciers au climat est complexe et c'est tout le travail du glaciologue d'y mettre bon ordre, en dégagant les processus clés qui entrent en jeu. Que le lecteur n'attende donc pas de nous des recettes simples, mais plutôt une démarche analytique qui n'occulte en aucun moment ses difficultés ainsi que les incertitudes des résultats obtenus.

¹ Les mots en bleu dans le texte marquent un renvoi au glossaire situé en p. 265.

Sur un sujet encore très controversé – sur lequel prolifèrent, via l'internet ou d'autres médias, quantités de confusions et d'opinions relevant autant de l'affect, de la peur ou de phénomènes irrationnels, que d'intérêts politiques ou économiques –, il nous a paru sensé, dans un premier temps, de décrire la réalité telle qu'elle est. Confrontés directement aux données de terrain, nous jugeons primordial de dresser le panorama le plus complet possible des fluctuations des glaciers dans le monde. Ce faisant, nous avons mis l'accent sur le passé proche (le millénaire, le siècle, les dernières décennies), afin de ne pas trop nous éloigner des conditions climatiques qui sont les nôtres en ce début du XXI^e siècle.

Ainsi, analysant le Petit Âge Glaciaire dans son ensemble (XIV^e-XX^e siècles), nous verrons comment expliquer cette importante fluctuation des glaciers qui reflète la variabilité naturelle du climat. La fin de cette période nous fait entrer dans la déglaciation contemporaine (XIX^e-XX^e siècles), beaucoup moins linéaire et homogène qu'on ne l'imagine d'ordinaire, où les nuances régionales parfois marquées mettent en évidence des mécanismes climatiques complexes et des réponses des glaciers diverses. Le point crucial de cette histoire, ce sont les dernières décennies depuis 1970. Alors que le climat n'a jamais été si bien mesuré et que ces mesures mettent en évidence une tendance au réchauffement à laquelle bien peu de régions échappent, nous nous demanderons si les glaciers y répondent par un recul global et rapide, au point qu'ils soient en passe de sortir de la variabilité des fluctuations des millénaires précédents.

Après cet état des lieux, nous aborderons précisément la question de la relation entre les glaciers et le climat. Celle-ci a bénéficié d'avancées importantes de notre discipline au cours des dernières décennies, en particulier dans la connaissance des processus responsables de l'ablation à la surface des glaciers.

Connaissant mieux ces mécanismes, nous pourrions alors nous demander s'il existe effectivement un risque sérieux que de nombreux glaciers disparaissent dans l'avenir et à quelle échéance. La modestie sera de mise quant au message final, car les simulations reposent sur des scénarios climatiques portant sur le futur et qui comportent de larges incertitudes.

Enfin, les glaciers de montagne, à l'inverse des grandes calottes polaires, sont situés dans des territoires habités. Nous consacrerons donc la dernière partie de ce livre à l'impact que peut avoir leur recul sur la ressource en eau et sur les risques naturels. Par ailleurs se pose également la question des conséquences de la fonte des glaces de massifs montagneux sur le niveau des mers, car même si elles ne sont pas du même ordre de grandeur que celles des calottes polaires (quelques décimètres contre plusieurs mètres à plusieurs dizaines de mètres pour le Groenland et l'Antarctique), ces conséquences ont déjà été significatives à l'échelle du siècle dernier. Au cours du XXI^e siècle, la fonte de ces glaciers pourrait être un élément aggravant de la montée de la surface des océans aux côtés d'autres facteurs liés à leur réchauffement.



Partie 1

Les grandes évolutions du passé

Glacier noir au pied des parois de granite des Baguirati (Himalaya du Garhwal), déroulant ses moraines vers le grand glacier de Gangotri.

La glace et les glaciers, indicateurs des changements climatiques



© IRD/B. Francon

La glace et les glaciers sont de nos jours des outils indispensables pour reconstituer et comprendre les fluctuations climatiques passées et établir des projections pour le futur. C'est l'aboutissement d'un long travail de recherche s'étendant sur deux siècles. D'autres indicateurs climatiques sont apparus parallèlement, tant à la surface des continents que dans le fond des océans, et leur croisement avec les informations issues des masses glaciaires sont à l'origine des progrès de la paléoclimatologie moderne.

Comment la glace et les glaciers racontent-ils le climat ?

La glace fait partie des rares matériaux capables de conserver une information climatique pendant des siècles, voire des millénaires, avec une qualité d'archivage remarquable, en particulier lorsque les couches sont empilées les unes sur les autres, ce qui suppose qu'elles

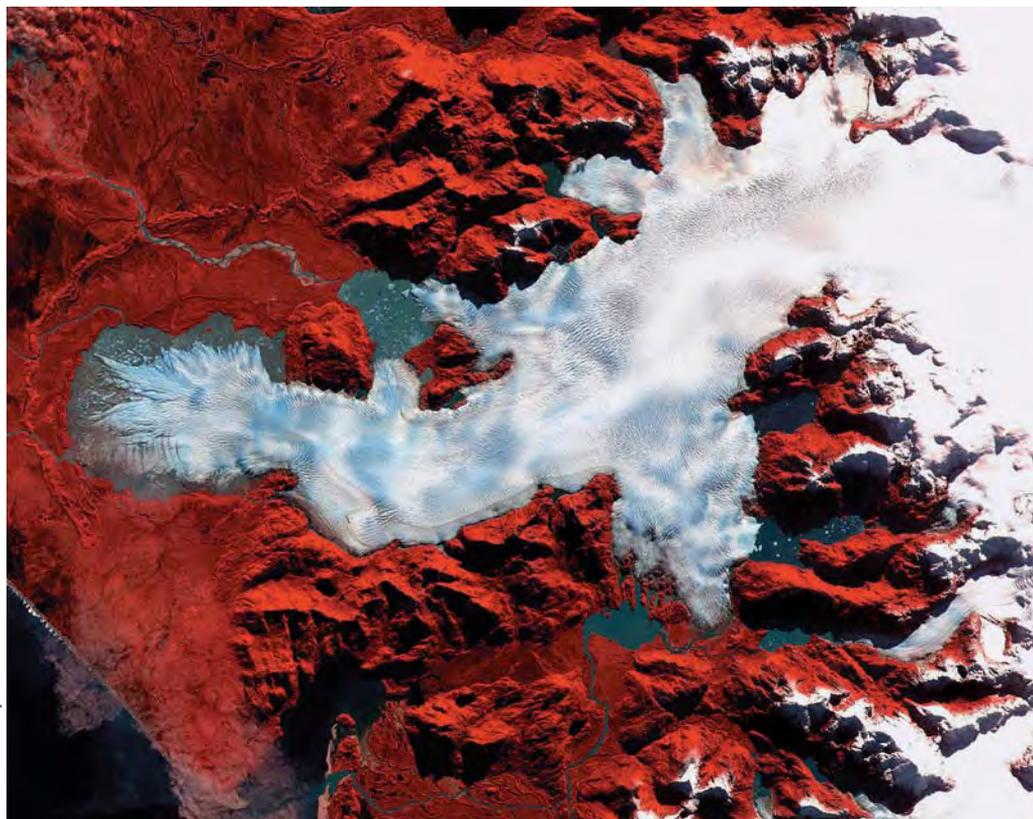
soient à l'abri de la fonte en surface (atmosphère) ou au contact du lit rocheux (**flux géothermique**). En effet, si l'eau pénètre en profondeur, beaucoup d'analyses sont impossibles, comme celles des espèces chimiques contenues dans la glace ou dans les gaz occlus. La neige se tasse dès son dépôt au sol et se transforme peu à peu en glace en profondeur sous l'effet de la pression et d'autres processus complexes. Ces transformations l'isolent de l'influence de l'atmosphère et de la circulation des gaz. La mémoire de l'atmosphère est ainsi

conservée dans la glace et dans les bulles d'air qu'elle contient sans changements notables. Il suffit ensuite d'extraire de cette glace l'information qu'elle contient grâce à des outils analytiques puissants pour reconstituer les grandes tendances climatiques. Les calottes polaires, d'épaisseur kilométrique, offrent des archives qui s'étendent sur une à plusieurs centaines de millénaires tandis que les masses de glace froide conservées en haute montagne n'en fournissent, dans les conditions optimales, que quelques dizaines de milliers d'années.

Cependant, l'empilement ne peut pas se faire indéfiniment car, même une fois compacté à son maximum, avec une densité proche de 90 % de celle de l'eau liquide, ce matériau incompressible mais plastique et visqueux qu'est la glace se déforme avec le temps et se répand. Sur une pente, elle s'écoule et prend la forme allongée d'un glacier. La surface qu'occupe le glacier résulte d'un équilibre entre la masse d'eau

solide reçue de l'atmosphère via les précipitations et le givre – des apports que l'on regroupe sous le terme général d'**accumulation** –, et celle qui est perdue grâce à une combinaison de processus d'origine atmosphérique ou océanique (quand le glacier se jette dans la mer) que l'on intègre sous le nom d'**ablation**. L'accumulation de neige a lieu en général sur toute la surface du glacier, mais elle résiste à l'ablation seulement dans la partie haute. Un excès de charge se produit peu à peu dans cette zone, lequel s'évacue vers le bas en donnant un flux de glace dans cette direction, là où l'attend l'ablation. Cette dernière tend à augmenter au fur et à mesure de la descente de la glace sous l'effet de l'élévation de la température pour atteindre un maximum au front. Il y a donc deux secteurs caractéristiques sur un glacier.

Le premier est la zone où l'accumulation l'emporte sur l'ablation. Il est limité par la **ligne d'équilibre**, où l'accumulation est tout juste réduite à néant



© Nasa et US/Japan Aster Science Team

Le San Quintin en Patagonie, à l'ouest du Campo de Hielo Norte, un glacier de 795 km². Cette image a été acquise par Aster (*Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer*) le 2 mai 2000 et elle couvre une surface de 36 x 30 km avec une résolution spatiale (taille du pixel) de 15 m. La végétation apparaît en rouge à cause de la fausse couleur dérivée du proche infrarouge. Ce glacier, émissaire du second massif glaciaire par la taille d'Amérique du Sud, est en recul, comme le montrent en aval (à gauche sur l'image) l'amphithéâtre morainique datant du Petit Âge Glaciaire et le lac qui matérialisent les étapes de ce retrait.



Le glacier Gulkana, au centre-nord de l'Alaska, par 63° N. Ce glacier est étudié par l'US Geological Survey depuis le début des années 1960 : c'est l'un des glaciers « pilotes » d'Amérique du Nord. On voit ici sa partie médiane et frontale grâce à une photographie aérienne prise le 11 juillet 1993. Le recul récent de la langue, ainsi que celui de ses voisines, est évident, comme le montrent les moraines et les zones proglaciaires à peine colonisées par la végétation.

© Aeromap US, Inc. US Geological Survey

par l'ablation au cours d'une année. La ligne d'équilibre change d'altitude une année sur l'autre, car elle est sensible aux fluctuations du climat. La ligne d'équilibre est aussi, en moyenne, la zone du glacier où le flux de glace est à son maximum. L'autre secteur remarquable est la zone d'ablation, limitée en bas par le front du glacier. Le front est le secteur du glacier où l'apport de glace venant du haut est anéanti par l'ablation. Cela ne veut pas dire que la glace, « épuisée » par une longue descente et « minée » par l'ablation, y devient immobile. Les mouvements mesurés au front témoignent au contraire d'une belle vigueur et si, dans ces conditions, la glace ne peut aller plus loin, c'est tout simplement parce qu'elle est rattrapée par l'ablation. La position du front est donc déterminée à la fois par la quantité de glace qui arrive de l'amont et l'importance de l'ablation : que la première domine ou soit inférieure à la seconde, le front avancera ou reculera. On se gardera donc de prendre au mot l'expression communément utilisée pour qualifier l'état de santé d'un glacier « le glacier avance », ou « le glacier recule », car la glace ne peut qu'avancer, contrainte par la force de gravité. Le « recul » et l'« avancée » d'un glacier ne concernent donc que la position de son front.

Les fluctuations du front d'un glacier sont donc dépendantes du supplément ou du déficit de masse que reçoit ou subit le glacier sur toute sa surface et que l'on désigne sous le nom de **bilan de masse**. On se doute bien que la réaction du front au bilan de masse n'est pas immédiate, mais dépend de la dynamique du glacier qui transfère en direction du front cet excès ou ce déficit de

glace depuis l'amont. Le bilan de masse dépend donc directement du climat, tandis que le positionnement du front à un moment donné est tributaire de ce bilan, mais aussi des modalités du transfert de la glace du haut vers le bas. L'information donnée par le front, une avancée, un recul ou

la stabilité, n'est donc pas directement utilisable en termes d'évolution du climat sur un laps de temps court. En revanche, elle est d'un grand intérêt à l'échelle de plusieurs décennies, quand le temps de réponse du glacier a pu être intégré et si d'autres influences ne sont pas prédominantes, comme le **vélage** du glacier dans un lac ou dans l'océan, ou l'influence de la couverture morainique de surface. Nous y reviendrons.

Les glaciers vont et viennent, reçoivent des fragments rocheux de leurs bordures, parois et éboulis, et en arrachent une partie à la surface rocheuse sur laquelle ils s'écoulent. Ils s'en servent comme autant d'outils pour façonner leur lit, un lit qui, au cours du temps, prend l'empreinte reconnaissable et quasiment indélébile de leur passage : vallées de forme transversale en auge plus ou moins évasées (ce n'est toutefois pas toujours le cas, selon la nature des roches et la géométrie de leurs lignes de discontinuités, fissures et strates), profil longitudinal en gradins faisant se succéder verrous rocheux raides et étroits, ombilics plats et élargis, gorges de raccordement découpées entre les deux en trait de scie, le tout tapissé de roches moutonnées, résultats de l'action abrasive d'une glace chargée de produits rocheux divers. Ces débris transportés jusqu'aux bordures du glacier y sont subitement abandonnés. Ceux qui ne sont pas entraînés par le courant du **torrent émissaire** forment un rempart de sédiments, épousant les limites du glacier à un moment donné. Ces **moraines** sont souvent assez proéminentes et formées d'un matériau assez compact pour résister à l'érosion. Elles sont conservées, même émoussées, pen-

dant des milliers d'années et donc bien après la disparition du glacier. Elles permettent non seulement de délimiter les surfaces anciennement occupées par les glaciers, mais parfois aussi de reconstruire leur volume avec une assez bonne approximation si le creux laissé entre les moraines n'est pas comblé par les flux détritiques venant des bordures ou de l'amont. L'information révélée par les moraines est bien conservée lorsque le glacier connaît un mouvement de recul assez uniforme, avec des étapes de stabilité ou des réavancées mineures. Par contre, une réavancée majeure bouscule tout sur son passage en effaçant les stades antérieurs : le compteur est remis à zéro, en quelque sorte...

Dans leur environnement proche, les glaciers laissent aussi des traces dans la **biosphère**. La végétation, les sols peuvent être bousculés par l'avancée du glacier. C'est le cas classique des forêts envahies et détruites par la glace et des tourbières arrachées, emportées ou simplement ensevelies sous les produits morainiques. La masse de glace crée également autour d'elle un

Lors de leurs avancées au cours du Petit Âge de Glace, et parfois pendant une partie de l'Holocène, les glaciers ont construit des moraines conséquentes, parfois de plus de 100 m de hauteur. Suite au retrait de ces glaciers au cours du xx^e siècle, les moraines frontales sont restées en place, seuls vestiges de ces masses de glace anciennes.

micro-environnement froid et stressant pour les végétaux, qui ralentit la pousse des arbres et favorise la sélection des associations végétales de type « toundra ». Cette évolution peut être ensuite suivie à travers les anneaux des arbres (les cernes sont alors moins denses) et la distribution des pollens conservés dans les lacs ou tourbières, dont le spectre fait la part belle aux espèces adaptées à ce milieu de marge glaciaire.

Il y a aussi beaucoup d'eau liquide dans un glacier, et ce d'autant plus qu'on se rapproche du front. Dans les glaciers dits « tempérés », ceux dont la glace est à température de **fusion** (c'est-à-dire à 0 °C) sur toute son épaisseur, l'eau provenant de la fonte de surface parvient à s'écouler jusqu'au lit rocheux et forme un torrent sous-glaciaire qui contribue à sculpter ce lit en chenaux, canyons, vasques, marmites. L'eau au contact du lit rocheux lubrifie les surfaces et facilite le glissement de la glace, que ce lit soit meuble et déformable, ou dur et rugueux. Surtout, dès lors que l'eau parvient à former une nappe sous pression à la base du glacier, la glace, plus légère, tend à être soulevée comme sous l'effet de vérins hydrauliques et à augmenter sa vitesse d'écoulement en raison de la diminution de son frottement sur le lit. Cela explique que les glaciers s'écoulent plus rapidement en début d'été, en pleine période de fusion, qu'en hiver ; et aussi pourquoi, dans certains cas, ils peuvent « s'emballer » et décrire, pendant un laps de temps limité, des vitesses de deux ou trois ordres de grandeur plus élevés que les normales².



Les torrents sortant du front des glaciers subissent des crues très marquées en été, lors du maximum de la fonte, et leurs flots tumultueux emportent beaucoup de produits grossiers abandonnés à la première rupture de charge qui se présente, lac ou plaine alluviale. Cette crue estivale contraste avec l'étiage prononcé des mois d'hiver, où les transports solides sont plus réduits. Les lacs « tracent » alors la proximité du glacier en fabriquant des dépôts rythmés selon les saisons : en été s'y dépose un niveau grossier, qui résulte de la sédimentation provenant des eaux très chargées en produits granuleux et en sables, tandis qu'en hiver arrivent les fractions plus fines, limons et argiles. Ces dépôts annuels laminés, dénommés **varves**, indiquent donc la plus ou moins grande proximité du glacier. Dès lors que le front du glacier recule et migre vers l'amont de la vallée, les varves sont davantage influencées par les flux d'origine organique, pollens, débris de sols formés sur les terrains abandonnés par la glace, productions d'algues microscopiques comme les diatomées siliceuses. Les produits fins (limons, argiles) qui ont échappé aux torrents sont remobilisés par les vents et vont saupoudrer le glacier et ses marges, ou partent vers des destinations plus lointaines où ils alimentent les couches de loess. Les produits organiques, des arbres aux sols en passant par les tourbières jusqu'aux pollens, sont d'un grand intérêt car ils permettent de dater les périodes du glacier et sont eux-mêmes des indicateurs du climat des marges glaciaires. Rythmes de croissance (cernes des arbres, lichens des blocs morainiques), datations absolues (Carbone 14 et autres **isotopes** à période courte comme le Plomb 210) sont mis à profit par les géomorphologues, avec les varves, les cendres volcaniques et d'autres marqueurs chronologiques, pour dater les fluctuations des glaciers et, partant, les oscillations du climat qui les provoquent.

Directement ou indirectement, le glacier est donc un remarquable indicateur du climat. Les glaces froides peu mobiles archivent des informations sur l'atmosphère, tandis que les glaciers en mouvement informent, à partir de leur bilan de masse, sur les précipitations nivales responsables de l'accumulation et sur le **bilan d'énergie** à la surface qui contrôle l'ablation. Bien au-delà des étendues glaciaires présentes sur un massif,

les traces visibles et bien identifiables laissées en aval sont à la base des reconstitutions des climats du passé. La paléoclimatologie doit en effet beaucoup aux glaciers, car le concept d'« ères glaciaires » a été le premier à rendre compte des amples fluctuations que les climats avaient pu subir en des périodes pas très lointaines et du fait que, en conséquence, notre environnement n'avait rien de statique contrairement à ce que l'on avait pu croire auparavant.

L'idée même que les glaciers aient pu varier de façon considérable n'a été admise que depuis un siècle et demi, et cela ne s'est pas fait sans peine.

Comment a-t-on découvert les fluctuations glaciaires ?

Avant qu'apparaissent les premières preuves de l'existence dans le passé des âges glaciaires, c'est-à-dire des périodes où les glaciations étaient beaucoup plus étendues et empiétaient largement sur des territoires éloignés des montagnes ou des calottes polaires actuelles, les glaciers étaient considérés comme des objets figés dans leurs limites. Ou, quand à l'évidence ils bougeaient au niveau de leur front, les mécanismes de ces mouvements étaient inconnus et personne ne pensait à les relier au climat. La limite des « neiges éternelles » (terme significatif, hérité de cette époque) était encore vue comme une donnée fixée une fois pour toutes par les lois de la nature. Un savant aussi au fait des grandes idées scientifiques de son temps que l'était Alexander von Humboldt (1769-1859) savait pourquoi les sommets des Andes étaient couverts de neiges « perpétuelles » mais, en mesurant leur limite inférieure au cours de son voyage avec Bonpland dans les Andes équinoxiales en 1802, il n'imaginait pas que celle-ci ait pu fluctuer au cours du temps. Ainsi, il écrit dans *La Géographie des Plantes* (1804) : « La limite inférieure des neiges perpétuelles est l'un des phénomènes les plus définis et immuables qu'offre la nature. Bouguer³ la

² Ces phénomènes, appelés **surges**, sont assez courants sur certains glaciers qui subissent une forte accumulation, une forte ablation et qui se jettent dans des lacs ou dans des fjords (voir chap. 7, p. 162).

³ Bouguer visite les Andes vers 1740, donc avant Humboldt, avec l'expédition des Académiciens français venus mesurer les trois premiers degrés méridiens à l'équateur et tenter de vérifier la théorie de Newton sur la forme ellipsoïdale de la Terre. Il s'adonne, avec La Condamine, à toutes sortes de mesures complémentaires, dont celle de l'altitude des volcans enneigés, avec une précision qui ne sera dépassée qu'au **xx^e** siècle.



© CNRS/C. Vincent

Travaux topographiques sur la Mer de Glace (Alpes françaises).

place à l'altitude de 4744 m. Une moyenne de nombreuses mesures me donne un peu plus, soit 4800 m ». Il laisse entendre que la différence vient d'une erreur de mesure, mais il n'envisage pas qu'elle ait pu varier au cours des cinquante ans écoulés.

Une vingtaine d'années auparavant, Horace-Bénédict de Saussure (1740-1799), qui réalisait ses travaux dans les Alpes savait bien que le front des glaciers oscillait, et les premiers à s'en être aperçus et à en avoir été les victimes ont été les paysans de la vallée de Chamornix et des autres vallées alpines qui ont vu, au cours du XVII^e siècle et dans les premières années du XIX^e, leurs territoires envahis et saccagés par les « horribles glacières ». « L'opinion générale des habitants des Alpes est [...] que les glaciers vont en augmentant ». Il accepte l'idée que les glaciers puissent avancer ou reculer en réponse à des événements climatiques particuliers : « Si donc on a quelques étés consécutifs qui ne soient pas bien chauds, et qui succèdent à des hivers abondants en neiges, il se formera des glaciers, dans des places où l'on ne se souvenait pas d'en avoir vu. Les mêmes causes peuvent augmenter les anciens glaciers ; et ainsi la somme totale des glaces peut s'accroître, jusques à ce qu'il y ait plusieurs années de suite,

où il tombe peu de neige en hiver, et où les chaleurs soutenues pendant l'été fondent les nouveaux glaciers et réduisent les anciens dans leurs justes bornes » (*ibid.*). De Saussure a déjà l'intuition de ce qu'est le bilan de masse (la somme de l'accumulation et de l'ablation annuelles), de l'importance des précipitations d'hiver et des températures d'été dans l'évolution de ce bilan au cours du temps. Mais, il tend à penser qu'avancées et reculs se compensent et finalement « que, dans la totalité, il ne se fait pas de grands changements » (*ibid.*). Il admet toutefois que des observations sur de longues années seront nécessaires avant de trancher la question : les glaciers peuvent-ils enregistrer d'amples fluctuations sur de longues durées ? Il a manqué de peu d'avoir été le premier à concevoir la notion « d'ère glaciaire », qui semble pourtant à la portée de ses observations quand il visite la chaîne alpine. Pour imaginer une telle théorie, il aurait fallu qu'il admette que les glaciers aient pu décrire dans le passé de grandes oscillations et qu'ils se soient aventurés bien au-delà des hautes vallées alpines...

Beaucoup de temps et de controverses ont été nécessaires pour que les blocs erratiques (ces fameux blocs de roche d'origine lointaine qui n'ont pu arriver là que grâce à un puissant mécanisme de surface) fussent interprétés comme transportés et déposés par les glaciers. Le rôle qu'a joué Louis Agassiz (1807-1873) dans la théorie des « ères glaciaires » avec son livre fondateur

Études sur les glaciers paru en 1840 a été déterminant, mais ces idées avaient mûri bien avant lui, surtout dans le milieu des naturalistes suisses. Dès 1795, Kuhn avait déjà interprété la présence des blocs erratiques dans la vallée de Grindelwald (Oberland Bernois) comme une preuve que les glaciers s'étaient déjà répandus bien au-delà de leurs limites du moment.

De Saussure, savant perspicace et intime des glaciers, étudie, le premier, leur mouvement. D'abord, il les dénomme « glaciers » et non plus « glacières » comme ses prédécesseurs, puis il identifie leurs dépôts détritiques et les désigne du vieux terme savoyard de « moraines » ; enfin, il met en relation certaines formes comme les roches moutonnées avec le passage des glaciers. Cependant, il ne franchira pas le pas qui consiste à leur attribuer le dépôt des blocs erratiques qui parsèment plaines et plateaux autour de sa ville natale, Genève. Il en appelle à des phénomènes catastrophiques, bien en vogue à une époque où, même dans les milieux savants, la mémoire du Déluge biblique est encore bien ancrée. À peu près à la même époque, un géologue écossais, James Hutton, admet pourtant dans sa somme *The Theory of the Earth* parue en 1795 que les blocs de granites dans le Jura calcaire ont été déposés par d'énormes cou-

rants de glace venant des Alpes. Mais cette hypothèse est vite rangée au rang des théories non démontrées.

Un peu plus tard, un naturaliste autodidacte et curieux, guide et chasseur, Jean-Pierre Perraudin (1786-1858), écrit que les blocs qui parsèment le Val de Bagnes, au-dessus de Martigny (Valais suisse), n'ont pu être déposés que par de grands glaciers s'étendant sur des dizaines de kilomètres en aval des fronts actuels. Avec un solide bon sens, il observe aussi que les « marques ou cicatrices » (dénommées de nos jours *stries glaciaires*) portées par de nombreux rochers jusque très bas dans la vallée sont de même origine que celles que le front du glacier découvre devant ses yeux et qui sont dues pour lui à la forte pression exercée par la glace sur son lit. Perraudin voit donc l'analogie entre les processus actifs et les effets qu'ils ont pu produire dans le passé. La démonstration est implacable mais ne convainc personne, surtout pas les savants qui restent prisonniers de leurs schémas. Un seul, l'ingénieur Ignace Venetz (1788-1859), chargé de la sécurité du lac du glacier Giétro qui menace de déborder et de se répandre sur les villages de l'aval, parcourt le Val de Bagnes en compagnie du chasseur et confirme ses observations. Il les rapporte en 1829 devant la Société helvétique de sciences naturelles et démontre ainsi l'expansion des glaciers avec, pour la première fois, des arguments irréfutables, appuyés sur des observations.

Travail de reconnaissance sur le glacier Marinelli, en Terre de Feu chilienne.



L'idée de ces glaciations du passé commence à germer dans les milieux des savants naturalistes. Peu avant 1840, Agassiz, titulaire d'une chaire de paléontologie à l'université de Neuchâtel, s'empare de cette idée et lui donne la force d'une théorie nouvelle. Mais ce savant va plus loin en entamant des campagnes d'observations systématiques sur un glacier pour étudier ses mouvements et d'autres phénomènes. Il choisit celui de l'Unteraar, dans l'Oberland, et y construit un abri rudimentaire qu'il surnomme avec humour «l'Hôtel des Neuchâtelois». Concurrent d'Agassiz, l'Anglais James Forbes (1809-1868) s'installe, lui, sur la Mer de Glace et y déploie pour la première fois un théodolite (instrument optique capable de déterminer une position avec précision en mesurant des angles) pour étudier le mouvement d'objets repérés à la surface du glacier. L'observation des glaciers était lancée, il restait à l'organiser en la pérennisant.

Là aussi, la Suisse est pionnière : en 1864 naît le Collège des glaciers, émanation du Club alpin suisse et de la Société helvétique des sciences naturelles ; en 1892, le Collège passe le relais à la Commission des glaciers qui va entreprendre un suivi systématique de la longueur des glaciers. Cette honorable institution existe toujours. Parmi les instigateurs de l'observation des glaciers, un nom s'impose : celui de François-Alphonse Forel qui, dès 1881, mesure régulièrement plusieurs glaciers des Alpes. La régularité des observations conduites depuis lors fait que l'on dispose à présent de données, pour certaines ininterrompues, sur une centaine de glaciers suisses, parfois depuis 1870 comme sur le glacier du Rhône.

La France, quant à elle, n'est pas en reste et compte aussi ses pionniers. Joseph Vallot, en particulier, étudie les vitesses d'écoulement de la Mer de Glace dès 1890. Les services forestiers prennent le relais des observations glaciologiques au début du xx^e siècle car ils s'intéressent aux ressources en eau. Cet intérêt croît également lorsque les habitants des hautes vallées s'aperçoivent que les glaciers représentent une menace imprévisible : c'est le cas lors de la catastrophe de Saint-Gervais en 1892. Cette année-là a lieu la vidange brutale d'une masse d'eau accumulée dans le glacier de Tête-Rousse, qui fait beaucoup de victimes dans la vallée. Les entreprises d'hydroélectricité poursuivent de façon indépendante des programmes de surveillance glaciologique lorsque les bassins versants contiennent des surfaces de glace, afin de prévoir les apports de l'eau de fonte dans les barrages. Les observations systématiques et continues, intégrées dans des «services d'ob-

servation», voient le jour seulement dans la deuxième moitié du xx^e siècle lorsque les glaciers sont reconnus comme des indicateurs précis du climat. Cependant, malgré leurs mérites, ces études ne nous disent rien sur les périodes précédentes. Pour connaître les fluctuations des glaciers dans un passé plus lointain, il a fallu développer d'autres compétences et exploiter d'autres ressources.

Les données indirectes, ou le jeu du détective des glaciers

Les sources documentaires

Même si les glaciers ont été mentionnés très tôt dans certains écrits, comme les sagas islandaises du Moyen Âge (ix^e-xiii^e siècles), ou figurent dans certaines peintures de la Renaissance, ils sont apparus comme toile de fond et n'ont jamais été décrits pour eux-mêmes. Il faut dire que les hautes montagnes passent alors pour des territoires inhospitaliers, effrayants, refoulés au plus profond de l'inconscient collectif. Rares sont ceux qui s'en approchent, quelques chasseurs ou bergers tout au plus. Dans la culture occidentale, au contraire des cultures andine ou himalayenne, il y a peu de rituels d'offrandes aux divinités des glaciers, afin qu'elles répandent leurs bienfaits sur les hommes vivant au pied. Les seules mentions exploitables apparaissent assez tard dans les relevés cadastraux et les contrats d'amodiation des alpages.

On dispose aussi de documents précieux qui font état d'interventions auprès des autorités, ecclésiastiques surtout, pour obtenir des exemptions d'impôts quand les ravages des glaciers conquérants sur les territoires des communautés à proximité deviennent par trop manifestes. Des cérémonies de «bannissements» sont alors fréquemment organisées pour conjurer les «glacières» – assimilées au diable – de rester tranquilles et les exhorter à reprendre des proportions plus raisonnables. Les premiers écrits exploitables datent des xvii^e et xviii^e siècles dans les Alpes et en Scandinavie, mais ils relatent des événements exceptionnels, associés à une catastrophe, qui ne concernent qu'un glacier. Nous en verrons des exemples dans un prochain chapitre quand nous évoquerons le Petit Âge Glaciaire.

Les premières véritables descriptions des glaciers sont le fait de voyageurs scientifiques et



Aquarelles de Rudolf Reschreiter représentant des pénitents de glace sur le flanc ouest du Chimborazo (Équateur) vers 6 000 m et l'arête nord-nord-ouest du même sommet au début du xx^e siècle. Ce peintre, qui accompagnait l'expédition en Équateur du géographe allemand Hans Meyer en 1903, a laissé des aquarelles et des huiles d'une grande qualité et d'une haute précision. Elles ont été utilisées pour retracer l'histoire des glaciers dans cette partie du monde.

d'artistes, elles se multiplient à partir de la deuxième moitié du xviii^e siècle. Cette période du début du Romantisme voit naître un véritable engouement pour la nature sauvage. Les glaciers, manifestation grandiose des forces de la nature, deviennent alors une cible privilégiée des naturalistes, artistes et scientifiques, hommes des Lumières grâce auxquels s'opère un renversement des valeurs symboliques : la haute montagne devient positive et sujet d'études. Le géographe français A. C. Besson (1725-1809) décrit ainsi le glacier de Rosenloui au cours du voyage qu'il fit en 1777 dans l'Oberland bernois : «Ce glacier va beaucoup en pente, et forme un amphithéâtre comme s'il avait des marches ; il s'enfonce dans son milieu, et n'a que très peu de pyramides sur la droite, et une marème du même côté. Un rocher qui est sur la gauche dans le haut a interrompu sa marche où la pente du terrain le portait, et l'a forcé de se replier à droite, où il



descend et descendra encore plus, vu la masse énorme qui presse dans le haut, la pente rapide qu'il parcourt, et le peu d'obstacle qu'il trouve dans le bas : aussi n'a-t-il point d'enceinte ou très peu » (cité dans Zumbulh et Holzhauser, 1988). Ou, au cours du même voyage, le glacier du Rhône (Valais), avec ses moraines : «Différentes enceintes très remarquables étaient autour du glacier, elles avaient toutes la même forme circulaire du glacier actuel, et lui étaient parallèles. La plus voisine était à 34 toises⁴, la seconde à 42, une à 86 et la plus éloignée à 120 toises ; le glacier avait donc diminué, et s'était retiré de tout cet espace ; car on ne peut s'empêcher de regarder ces enceintes comme les bornes du glacier, et la marque des différents endroits où il s'est arrêté en

⁴ La toise, remplacée (non définitivement en France) par le mètre en 1799, est égale à 1,95 m environ.



rétrogradant» (*op. cit.*). Descriptions minutieuses et précises que peuvent utiliser les historiens et les glaciologues pour replacer les limites des glaciers et les dater.

Loin des Alpes, on retrouve ce genre d'information dans les travaux des Académiciens français⁵ sur les Andes proches de l'équateur : « Le 20 juillet, nous allâmes réaliser l'expérience du baromètre sur le pic même du Corazón dont la pointe est toujours couverte de neige et dépasse de quarante toises la limite au-dessus de laquelle la neige ne fond jamais. Personne n'a vu le baromètre si bas à l'air libre et probablement personne n'est monté à une si grande altitude, car nous étions à 2 470 toises au-dessus du niveau de la mer, une altitude dont on peut répondre de l'exactitude à 4 ou 5 toises près ». La Condamine et Bouguer ont donné l'altitude correcte de ce volcan (à 30 m près), ce qui rend cette estimation très précieuse pour reconstituer, deux siècles et demi avant notre époque, les limites de la glaciation dans ces territoires équatoriaux⁶.

Quant aux peintures, gravures et autres représentations iconographiques, leur nombre se multiplie au XVIII^e siècle grâce aux voyageurs en tous genres, scientifiques et touristes. Certains sites sont privilégiés pour leur accessibilité et la

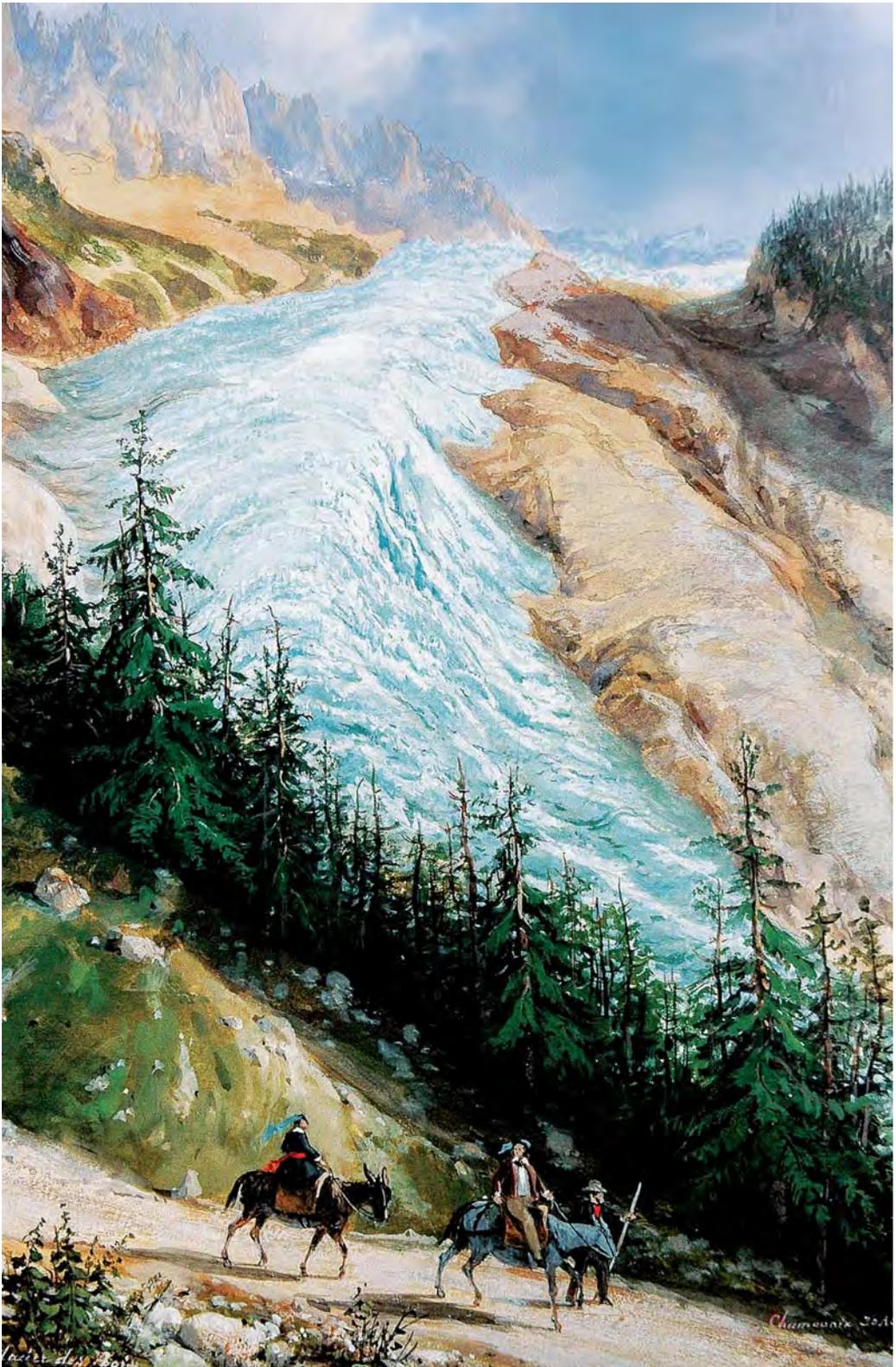
vue panoramique qu'ils offrent, comme les glaciers de Grindelwald, du Rhône, de Rosenlauri, en Suisse, ou les langues descendant dans la vallée de Chamonix dans le massif du Mont-Blanc. Des peintres installent leur chevalet devant ces spectacles enchanteurs pour le seul amour de l'Art ; d'autres, comme J. H. Wüest, sont dépêchés par de riches commanditaires pour enrichir leurs collections : « À cette époque⁷, le lord anglais Strange me demanda si je voulais bien entreprendre à ses frais un voyage en montagne afin de peindre pour lui le glacier du Rhône et d'autres objets dignes d'intérêt. »

Pour que ces représentations soient exploitables, il faut qu'elles soient datées, précises et que l'angle de vue soit facile à retrouver dans le paysage d'aujourd'hui, ce qui n'est pas incompatible avec les qualités esthétiques recherchées. Les exemples fourmillent dans les Alpes, en particulier entre 1770 et 1860, l'âge d'or de la peinture représentative. Quant à la photographie, il faut attendre les premiers daguerréotypes au milieu du XIX^e pour la voir offrir une alternative à la peinture. Au même moment commencent à arriver les levés cartographiques précis des glaciers : la première carte, celle du glacier inférieur de l'Aar (Unteraar), est due à

⁵ La Condamine Ch. M. de, 1751 : *Journal de Voyage (...)*. Paris.

⁶ Grâce à La Condamine, la ligne des neiges permanentes (ou ligne d'équilibre du glacier dans le cas présent) peut être placée en 1740 vers 4 750 m sur le volcan Corazón (4 787 m). De nos jours (2006), la ligne d'équilibre glaciaire est estimée en moyenne à 5 050 m dans cette partie de l'Équateur, soit 300 m plus haut (sources : IRD).

⁷ 1772, selon Zumbulh (1988), in Zumbulh et Holzhauser (cité dans les références en fin d'ouvrage).



Pages gauche et droite : peintures anciennes décrivant les glaciers de la vallée de Chamonix au cours du Petit Âge Glaciaire. À gauche, vue de la Mer de Glace prise du Montenvers. Aquaretine en couleurs de Gabriel Lory Fils (1815). À droite, descente de la Mer de Glace. Aquarelle de De Raynal (1868).

Le 19 septembre 1991, un cadavre pris dans la glace est découvert par deux promeneurs passant par le col de l'Hauslabjoch (Sud-Tyrol), à 3210 m versant italien. Il est admirablement conservé, au point que l'on croit de prime abord qu'il s'agit du corps d'un alpiniste tombé récemment. Mais



© South Tyrol Museum of Archaeology, www.iceeman.it

le doute s'installe vite, car il est vêtu et équipé de façon fort étrange. Ses vêtements sont de peure mais bien cousus, son bonnet de fourrure d'ours, il porte une cape en juncs tressés, ses chaussures sont doublées de foin et il porte avec lui un poignard en silex, une hache en cuivre, une sacoche en herbe tressée, un arc, un carquois avec des flèches, une armature de portage en bois, quelques provisions : tout atteste un personnage sorti tout droit du Néolithique. Effectivement, mettant fin à un début de controverse sur l'authenticité de la découverte, les datations au ^{14}C livrent un âge d'environ 5300 ans BP, en âge calendaire (âge calendaire et âge ^{14}C , voir note 14, p. 40). Ötzi vivait au milieu du Néolithique, à l'âge de bronze. L'ADN atteste qu'il appartenait aux populations alpines proches, ce n'est donc pas un extraterrestre ! Il n'est sans doute pas tombé dans une crevasse car, dans cette éventualité, son corps eût été malmené par le courant de glace et ses objets éparpillés sur une certaine distance. Blessé au cours d'un combat (il porte une plaie dans le dos et une petite flèche de silex coincée sous l'omoplate), il est mort épuisé et la neige l'a vite recouvert. D'après les plantes qu'il a mangées, on sait qu'il a dû mourir au printemps.

Pourquoi Ötzi s'est-il si bien conservé ?

Le contexte était favorable à cette conservation dans la glace car le milieu du Néolithique est une période de transition entre un climat chaud et humide ($2\text{ }^{\circ}\text{C}$ environ plus chaud que le xx^{e} siècle)

et un climat plus froid par la suite. La première période du Néolithique, dite Atlantique, optimum climatique de l'Holocène, a duré environ de 7500 à 4500 ans BP. Un tel climat a dû favoriser les déplacements à travers les hauts cols séparant les vallées alpines. La période qui suit, le Sub-boréal (4500-3000 ans BP environ), apporte une nette dégradation du climat et inaugure des temps plus durs qui se prolongeront, via le Sub-atlantique (début à 3000 ans BP environ) jusqu'au Petit Âge Glaciaire. Cependant, dans ce laps de temps, les glaciers ont fluctué et ont parfois été plus retirés que de nos jours, en particulier pendant la période romaine entre 300 et 150 av. J.-C. Il est probable, donc, qu'Ötzi ait été découvert et exposé à la surface à plusieurs reprises. Même si des oiseaux lui ont picoré le crâne, Ötzi étonne par sa parfaite conservation. Certains chercheurs pensent que celle-ci vient du fait que ses tissus adipeux ont été transformés en une sorte de paraffine protectrice par suite d'une immersion prolongée dans les eaux de fonte froides lors des phases de retrait du glacier. Quoi qu'il en soit, on ne peut plus argumenter que la bonne conservation d'Ötzi est une preuve irréfutable que les glaciers ont subsisté sans discontinuité sur ce site de col entre 5300 ans BP et le début des années 1990. Et donc que les années 1990 représenteraient une phase de retrait de glaciers plus marquée que n'importe quelle autre au cours des 53 siècles écoulés.

J. Wild sur une initiative d'Agassiz, et date de 1842. La cartographie des glaciers ne deviendra précise, avec des cartes au 1/20 000, qu'à partir du début du xx^{e} siècle.

L'archéologie

En remontant plus en arrière dans le temps, avant l'écriture, l'archéologie offre depuis le Néolithique de nombreuses preuves d'occupations aux abords des glaciers. Tout près de Zermatt, des vestiges datent de 5000 ans BP⁸ (avant nous) et d'autres ont été retrouvés le long des passages entre le Valais et le Val d'Aoste sur les hauts cols englacés, le Théodule, le col

d'Hérens et le col Colon. Toutefois, il est difficile d'en déduire une extension précise des glaciers, car ces derniers n'ont jamais vraiment été un obstacle aux passages des hommes, qu'ils fussent en crue ou au contraire dans des proportions réduites. De nos jours, le commerce et le passage des troupeaux se fait en Himalaya par des passages englacés à 5400 m d'altitude, témoignant que l'emprunt de certains cols dans le passé ne devait pas se faire à pied sec. Mais d'autres indices plus probants sont apparus à une date récente, le plus troublant étant la découverte de corps gelés dans la glace, certains remontant à plus de 5000 ans BP, comme Ötzi, l'homme de l'Hauslabjoch dans les Alpes (encadré 1).

⁸ BP (*Before Present*) est synonyme « d'avant 1950 ».

D'autres corps gelés, plus ou moins déshydratés, ont été retrouvés il y a quelques années dans les Andes, parfois à plus de 6 000 m d'altitude, comme *Juanita*, la fameuse fillette de 13 ou 14 ans découverte par des guides d'Arequipa et recueillie par l'ethnologue américain Johan Reinhardt au sud du Pérou sur la calotte sommitale du volcan Nevado Ampato (6 310 m). Sacrifiée et ensevelie dans la neige, *Juanita* témoigne d'une pratique courante pendant l'empire Inca et bien avant, qui consistait à faire des offrandes humaines à la montagne pour qu'elle continue à répandre ses eaux et ses bienfaits, garants de la fertilité de la terre et de la survie des communautés vivant au pied. Retrouvée à l'air libre dans un parfait état de conservation, Juanita atteste que depuis au moins 600 ans, le glacier n'avait pas fondu dans des proportions aussi fortes qu'au cours de ces toutes dernières années. Il faut dire qu'un volcan actif proche, le Sabancaya, a donné un sérieux coup de main au climat en dispersant généreusement ses cendres sur le plateau sommital de l'Ampato...

Les chemins d'alpages, les canaux d'irrigation utilisés ou abandonnés selon leurs rythmes de régression ou de progression constituent également autant d'indices permettant de retrouver, parfois avec une très grande précision, les glaciers dans leurs extensions passées et de les dater. Nous verrons dans le chapitre 3, en étudiant le grand glacier d'Aletsch, comment les chercheurs sont parvenus à faire parler ces précieuses archives relatives au dernier millénaire.

Offrandes déposées au pied du glacier Qolquepunku lors de la fête du Qollur Rit'i dans la cordillère Vilcanota, Cuzco (Pérou). Le glacier incarne les divinités des montagnes (Apus) et reçoit à ce titre des offrandes pour exaucer les vœux et les prières des communautés venues de loin et en grand nombre pour ce pèlerinage annuel qui se déroule en juin.



Reconstituer les anciens glaciers : l'éventail des méthodes utilisées

Les marges glaciaires sont des lieux très riches en information car le glacier, au cours de ses phases d'avancées et de reculs successifs, laisse ses empreintes. Pour accéder à cette information, il faut disposer de relevés cartographiques précis et placer sur ces cartes tous les indices de sa présence au cours du temps.

Prenons le cas d'un glacier dont le front se met à avancer sur des centaines de mètres, après une période de contraction de plusieurs siècles. Depuis sa précédente avancée, le paysage a changé autour de lui. Ses abords ont été colonisés par la végétation, arbres isolés, bosquets, des sols humifères se sont développés çà et là par suite de la conquête d'une pelouse plus ou moins dense, des espèces de lichens se sont installées sur les blocs des moraines. Les tourbières à sphaignes ont ceinturé les lacs les moins profonds formés par le recul du glacier et ont commencé à les combler. Avec le retour à des conditions plus froides, la ligne d'équilibre du glacier s'abaisse de quelques dizaines de mètres et le front finit par avancer de plusieurs centaines de mètres en formant un bulbe proéminent typique des phases de crue. Au cours de son déplacement vers l'aval, le glacier bouscule les objets qu'il rencontre sur son passage, dont les moraines déposées lors de stades précédents. Des arbres sont arrachés, brisés et entraînés dans le mouvement, mais certains sont juste scalpés, et le tronc et les racines sont maintenus en place. Les blocs sont poussés en avant et rejetés sur les bords comme par une étrave, d'autres sont ensevelis sous la glace et pressés contre le substrat rocheux qu'ils strient comme des poinçons. Les sédiments meubles sont parfois déformés en masse par la pression de la glace et comprimés en un bourrelet frontal épousant la forme du lobe terminal. Des cisaillements apparaissent dans cette moraine de poussée, qui témoignent des contraintes appliquées dans le sens horizontal.

Il arrive que des lambeaux de tourbière se fassent pincer dans ces bourrelets, ainsi que des débris de sols et d'arbres raclés par le glacier : une aubaine pour les géomorphologues, car ces objets contiennent de la matière organique qui, une fois datée, donne un âge minimum de la formation de la moraine, donc de l'expansion du glacier. La moraine est donc postérieure (mais de combien ? Cela n'est pas toujours dit !) à l'âge de ces restes organiques.

Souvent, les arbres restés en place sont plus « loquaces ». Dès le début du coup de froid à l'origine de la poussée glaciaire, ils ont réagi en

produisant des cernes de plus en plus étroits et denses. Puis, dès lors que la langue glaciaire s'est rapprochée, les anneaux se sont amincis de façon continue, témoignant d'un environnement continuellement froid et sévère dû à la présence de la glace. De temps en temps, les arbres gardent les cicatrices des blocs ou des avalanches en provenance du front et que l'on retrouve inscrites dans les cernes. Une fois le maximum de la crue atteint et le front stabilisé, la moraine continue à s'élever. Ces moraines imposantes, qualifiées de « remparts morainiques », sont souvent formées par plusieurs crues glaciaires et leur âge peut s'étaler sur des milliers d'années. Quand leurs flancs sont exposés à l'érosion, des coupes s'ouvrent sur les faces aval, puis amont, ainsi que sur l'échancrure provoquée par le creusement du torrent émissaire et l'on peut voir apparaître des lambeaux de tourbes, des troncs d'arbres cassés, parfois des niveaux de cendres volcaniques, éléments qui offrent des possibilités de datations et qui permettent de préciser les étapes de l'expansion du glacier.

Le glacier retiré, les lichens commencent à se développer dix à cinquante ans après sur les blocs de la partie externe et supérieure de la moraine. Leurs thalles croissent rapidement au début, puis de façon ralentie par la suite. Cette vitesse de croissance fournit un autre compteur du temps à prendre en considération, car le diamètre de ces lichens donne l'âge du dépôt pourvu que leur rythme de croissance soit connu.

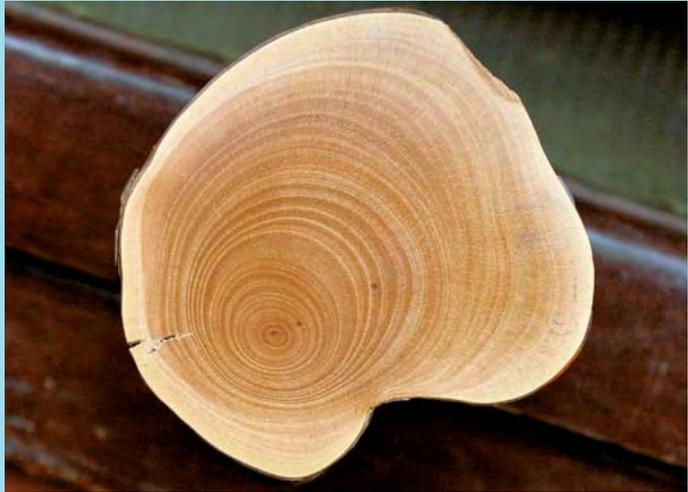
Par ailleurs, le rayonnement cosmique désintègre des isotopes contenus dans les atomes de la roche, comme le béryllium 10 (^{10}Be) ou le chlore 36 (^{36}Cl). Dès lors que les blocs rocheux situés en surface sont stabilisés, cette horloge atomique démarre et fournit, dans certaines conditions, une datation cosmogénique de leur temps d'exposition à ce rayonnement, donc de la période à partir de laquelle le glacier a abandonné la moraine qu'il avait déposée et a commencé à se retirer.

En faisant les comptes, entre les arbres arrachés par le glacier ou maintenus en place en marge de la langue, ceux qui s'installent sur la moraine après le départ du glacier, les lichens qui colonisent les blocs stabilisés, la désintégration cosmogénique de certains radioéléments contenus dans les blocs exposés à l'air libre, les tourbières et les sols recouverts ou arrachés par le glacier, celles et ceux qui se développent ensuite sur les nouvelles marges au fur et à mesure que le glacier se retire, sans compter les sédiments laminés qui tapissent le fond des lacs, cela fait beaucoup de matériel à analyser. De ce puzzle assemblé finissent par sortir des

Ces outils sont souvent complémentaires et donnent des informations de façon indépendante, à des échelles de temps et des résolutions différentes. Voyons cela, sans prétendre être exhaustif et sans trop nous éloigner des glaciers de montagne.

Les anneaux (ou cernes) des arbres

Ils se constituent en principe chaque année et témoignent de la croissance des arbres. Ils livrent une information sur les températures et/ou les précipitations pendant la période de croissance. L'épaisseur et la densité des cernes sont primordiales, mais aussi les rapports isotopiques ($^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$) de la cellulose et la désintégration de radionucléides comme le ^{14}C utilisés comme instruments de datation. Les arbres ont une durée de vie variable – une longévité de 700-1000 ans et plus, comme celle des pins Douglas dans le sud-ouest des États-Unis, fait partie des records ; aussi le recouvrement des cernes caractéristiques entre des arbres dont les âges se chevauchent pendant au moins quelques décennies est nécessaire pour constituer des séries longues de plusieurs centaines à plusieurs milliers d'années. La très haute résolution de cet outil (un an) est un atout pour reconstituer des cycles ou des pseudo-cycles d'échelle décennale, comme la variabilité du Pacifique (phénomènes El Niño et La Niña) ou, au-delà, des oscillations d'amplitude pluridécennale. En revanche, une tendance climatique sur plusieurs siècles portant sur une fraction de degré C, comme le Petit Âge Glaciaire dans son entier, n'est pas facile à mettre en évidence à partir des anneaux des arbres. Ces derniers servent donc à la fois à dater des événements climatiques (dendrochronologie), à reconstituer des tendances courtes du climat (dendroclimatologie), et sont parfaits pour déceler une variabilité climatique sur une période déterminée. Il faut cependant que l'on puisse calibrer les caractéristiques des cernes sur les temps présents en utilisant en parallèle des séries météorologiques, les plus longues possibles. Il est important de prendre en compte l'impact des influences locales comme l'exposition,



© IRD/B. Francoeur

Cernes de *Polylepis tarapacana*, rosacée à feuilles persistantes poussant jusqu'à 5 200 m dans les Andes de Bolivie et du nord du Chili. Le nombre des cernes et leurs caractéristiques permettent de dater cet arbuste et de reconstituer certaines caractéristiques du climat comme les précipitations annuelles. Par superpositions successives des cernes caractéristiques d'arbres d'âges différents, on est parvenu à reconstituer l'évolution des précipitations de cette région sur plusieurs siècles.

Source : Jaime Argollo (Bolivie)

l'altitude, la nature des sols, sans quoi l'information sur le climat à l'échelle régionale n'aurait pas de grande signification. Cette méthode est un moyen puissant de reconstitution des climats des derniers siècles ou millénaires, cela au prix d'un travail long, acharné et très pointu qui n'est pas toujours à l'abri de déconvenues et de conclusions hâtives. La dendroclimatologie est très utilisée pour révéler les climats du passé, néanmoins mieux vaut la croiser avec d'autres méthodes, surtout sur les longues périodes dont on cherche à distinguer des tendances portant sur de faibles valeurs.

Les pollens des plantes

Leur conservation peut atteindre plusieurs millions d'années, et ces pollens sont révélateurs de la présence de certaines espèces végétales et de leur aptitude à s'adapter à des conditions climatiques particulières. Les changements de végétation peuvent révéler des variations d'humidité, de température et de précipitations, ou des changements saisonniers de celles-ci.

Cela n'est toutefois apparent qu'en examinant l'ensemble du spectre pollinique provenant de toutes les espèces en présence, et son interprétation n'est pas un jeu simple. En effet, des espèces voyagent, d'autres sont représentatives des formations végétales du lieu où ont été retrouvés les pollens, lesquels lieux sont le plus souvent des pièges naturels, lacs et tourbières. Les datations se font sur la matière organique (^{14}C), des lamines (sédiments déposés en couches minces témoignant d'un dépôt rythmé) ou, de façon indirecte, en datant des couches volcaniques ou par corrélation avec des isotopes stables rencontrés dans d'autres milieux, sédiments marins ou carottes de glace. La résolution est de l'ordre du siècle, guère moins, et dépend des taux de sédimentation. Sur les derniers siècles écoulés, l'étude des pollens ou palynologie est très utilisée pour suivre les activités agricoles et pastorales là où les archives historiques manquent, par exemple dans les Andes avant l'arrivée des Espagnols.

Les carottes de glace

Elles contiennent une mine d'informations sur le climat auxquelles on remonte par un grand nombre de techniques, allant de l'analyse des rapports d'isotopes stables (oxygène, deutérium) de la glace ou de l'air piégés dans les bulles d'air, des concentrations chimiques des espèces majeures et des traces, d'isotopes radioactifs (tritium, césium, béryllium) aux gaz occlus, gaz carbonique (CO₂), méthane (CH₄), protoxyde d'azote (N₂O), etc. Les aérosols et les cendres volcaniques, la matière organique, le comptage direct des couches, les isotopes stables/radioactifs sont utilisés pour dater les niveaux en tenant compte de la déformation de la glace. La résolution en milieux de moyenne/basse latitude est typiquement annuelle dans les premières dizaines de mètres à partir de la surface, décennale à séculaire en dessous de 50-100 m et dépend des taux d'accumulation de neige. La période documentée atteint 10 000-30 000 ans dans les surfaces froides des basses et moyennes latitudes, tandis que les inlandsis livrent plus de 100 000 ans d'archives du climat (Groenland), et plus de 700 000 ans en Antarctique. La fonction de transfert de la glace ou de l'air piégé vers la température est bonne dans les milieux polaires/sub-polaires et s'opère grâce aux rapports des isotopes stables (oxygène, hydrogène), car les glaces sont d'autant plus appauvries en isotopes lourds (¹⁸O, D) que les conditions sont froides. Sous les tropiques, les rapports isotopiques sont davantage sous l'influence des trajectoires des masses d'air qui transportent la vapeur d'eau, des phénomènes convectifs et des recyclages qui se produisent au niveau des grands réservoirs d'humidité – la forêt amazonienne, par exemple, pour les Andes. Bien que la neige évolue après son dépôt au sol sous l'effet du vent (déflation, sublimation), les carottes de glace peuvent donner de bonnes indications sur les taux d'accumulation annuels, donc les précipitations. Par ailleurs, comme la glace piège et archive toutes sortes d'espèces chimiques ou biologiques, c'est un réservoir d'information quasi inépuisable sur les états successifs de l'atmosphère dans la longue durée.



© IRD/IB, Francou

Carottages à haute altitude dans les Andes centrales.

Parmi les aléas de ce type d'opération figure la qualité de la glace que l'on rencontre. Alors que le site du col de l'Ilimani (6 240 m, Bolivie) s'est révélé conforme aux espérances, avec une glace froide de près de 140 m d'épaisseur, celui du col du Coropuna (6 000 m, Pérou) s'est avéré moins intéressant du fait de la nature tempérée du matériel foré (photo). Quand la glace est à température de fusion, les difficultés de forage augmentent, et, surtout, les éléments chimiques tendent à migrer vers le bas pour se concentrer sur des couches de glace imperméables. Dans ce cas, l'analyse est biaisée, car la concentration des éléments n'est pas représentative de la couche où ils se situent. Il semble, au cours des 25 dernières années, que l'altitude des glaces tempérées ait augmenté et que les glaciers situés à 6 000 m ne soient pas toujours à des températures négatives.



© IRD/IB, Francou

Lichens du genre *Rhizocarpon geographicum* photographiés sur un bloc d'une moraine du Petit Âge Glaciaire en Colombie (en vert). Ces lichens permettent dans certaines conditions de dater la moraine et donc l'extension passée d'un glacier. Les reconstitutions de ces fluctuations glaciaires sont à la base des reconstitutions des climats des siècles passés.

La datation des moraines par la lichénométrie

La lichénométrie n'est qu'une méthode de datation et non pas, comme les marqueurs évoqués ci-

dessus, un outil directement utilisable pour reconstituer les climats. Elle peut rendre de grands services quand on veut établir une chronologie des extensions glaciaires sur les derniers

siècles/millénaires. Cette technique utilise la croissance de certains lichens, comme l'espèce très commune *Rhizocarpon geographicum* (thalle vert-jaune, un peu fluorescent, avec lisérés noirs) qui pousse souvent de façon régulière et circulaire sur les roches riches en silice (granites, gneiss, quartzites, dacites). Le diamètre donne l'âge, pourvu que la croissance soit étalonnée sur des lichens dont la date du support est connue, tombes, barrages, routes, ponts, ruines archéologiques ou mines anciennes. La croissance du diamètre est forte au début et diminue de façon exponentielle par la suite. On mesure en général les plus gros lichens sur une population de blocs appartenant à la même unité morphologique, et, par un traitement statistique adéquat, on parvient à dater le support, date qui admet un intervalle de confiance supérieur à dix ans. Il faut aussi tenir compte du fait que, sur les blocs immobilisés et dénudés, les premiers lichens apparaissent au bout de dix à cinquante ans. La résolution va typiquement de vingt à cinquante ans pour le dernier millénaire. La lichénométrie ne permet pas d'aller raisonnablement au-delà de deux à trois millénaires, car les thalles croissent ensuite très lentement et les espèces de lichens entrent en compétition les unes avec les autres.

Autres techniques utilisées en milieu marin, dans les lacs et dans le sous-sol

Citons pour mémoire les immenses possibilités que recèlent les sédiments marins, avec les isotopes des microfossiles comme les foraminifères, qui donnent des indications sur les températures et les volumes de glace, la salinité, le CO₂ contenu dans l'atmosphère et les courants marins, avec également les dépôts grossiers provenant des débâcles d'icebergs, etc. Les résolutions vont de la saison aux milliers d'années, selon les taux de sédimentation, et l'information récoltée peut s'étendre sur des millions d'années.

La croissance des coraux informe sur les conditions de surface des mers (via les rapports isotopiques), température, salinité, débits des fleuves et précipitations. Sans parler des coraux fossiles, les échelles de temps couvertes de façon continue par les coraux vont jusqu'au demi-millénaire, avec une résolution annuelle, voire mensuelle.

Des stalactites et dépôts de calcite appelés spéléothèmes, on tire une information climatique via l'eau de surface qui s'infiltre dans le sol et laisse ses « empreintes isotopiques » figées et archivées dans les concrétions calcaires formées dans le sous-sol. Des séries de données sur le

climat à résolutions annuelles ont été ainsi constituées sur plusieurs milliers d'années. Pour rester dans le sol, citons une technique de reconstitution climatique bien différente, celle utilisant les températures des trous de forage. Ces températures peuvent être indicatrices des conditions thermiques de surface ayant régné dans un passé plus ou moins lointain, mais le signal est délicat à interpréter, car une partie de la chaleur, d'origine géothermique, vient du bas, et une partie est issue de l'atmosphère et traduit ses changements. Ces flux se mélangent et sont atténués par la diffusion au cours du temps, aussi la déconvolution de ce signal est-elle délicate à opérer. C'est avec un bon modèle thermique et au prix de la multiplication de ce type de mesures dans les forages et de leur intercorrélations que cette méthode donne des informations précises. Cette technique est efficace pour révéler des évolutions sur un ou plusieurs siècles, et vient tout à fait en complément d'autres méthodes comme l'analyse des anneaux des arbres ou des coraux, qui archivent, eux, des informations sur de courtes durées et sont plus adaptés à saisir la variabilité interannuelle du climat que des évolutions sur plusieurs millénaires.

informations qui se recourent et « racontent » les étapes des fluctuations du glacier. Un travail de détective, auquel des chercheurs consacrent leur vie avec passion...

Relier le glacier au climat

Une fois le glacier reconstitué dans son étendue et son volume, et la crue et le début de la décrue postérieure contraints par des dates précises⁹, commence une autre étape de la recherche. Quelle est la cause de cette crue ? Comment la relier au climat ?

La glaciologie joue avec les concepts qu'elle s'est donnée au cours de son développement depuis la fin du XIX^e siècle. Savoir ce qui peut provoquer une crue ou une décrue glaciaire, pouvoir distin-

guer des facteurs imputables au climat et à ses variations de ceux qui sont liés à la seule dynamique du glacier, telle doit être la compétence du glaciologue. Le problème auquel il est confronté est en apparence simple : d'un côté, les précipitations solides incorporent de la masse solide au glacier (l'accumulation), de l'autre, l'ablation en fait disparaître une quantité supérieure, inférieure ou équivalente. L'ablation résulte de l'énergie absorbée par la surface du glacier et de la façon dont elle est utilisée pour faire fondre la glace ou la faire s'évaporer. Le glacier est une machine complexe, et sa réponse au climat laisse la part belle à l'interprétation. Du temps des naturalistes, les solutions découlaient de l'intuition et de la connaissance du terrain, de nos jours, ce sont des modèles plus ou moins élaborés qui

⁹ En tenant compte des incertitudes inhérentes aux techniques des datations, qui offrent des dates avec des barres d'erreur de plusieurs décennies à plusieurs siècles pour les derniers millénaires, et non des chiffres à l'année près.

simulent la réalité avec plus ou moins de fidélité. Nous y reviendrons plus loin dans un chapitre qui sera entièrement consacré à cette question.

Les autres marqueurs du climat

Quelle que soit la qualité de la relation que l'on découvre entre le glacier et le climat, mieux vaut, quand on cherche à reconstituer la variabilité climatique passée, s'appuyer sur plusieurs indicateurs du climat. Les glaces froides d'altitude, les indices de croissance des arbres à partir de leurs anneaux, certains traceurs biologiques comme les pollens retrouvés dans les sédiments lacustres, tous ces indicateurs combinés peuvent aider à cerner les facteurs climatiques ayant orienté à un moment donné les glaciers vers une phase d'expansion ou de repli. Ce n'est donc que combinés à d'autres

indicateurs que les glaciers peuvent donner sur le climat une information fiable. Cette approche « multi-marqueurs » (en anglais, *multi-proxies*) exploite tous les indices, quelles que soient leurs constantes de temps (quelques années, des siècles, des millénaires), leurs résolutions (du mois à plusieurs centaines d'années) et les temps de réponse. Dans l'encadré 2, nous rappelons les indicateurs les plus courants qui ont peu à peu enrichi la panoplie des outils dont dispose la paléoclimatologie.

Après avoir présenté une vue d'ensemble des techniques de la paléoclimatologie, et en particulier de l'information qu'il est possible d'extraire des glaciers par rapport à d'autres indicateurs, voyons quelles ont été les grandes glaciations aux différentes échelles de temps de l'histoire de notre planète.

La valse des glaciers et du climat dans le passé

Les grands mécanismes en jeu



© IRD/B. Francon

Si l'on considère les 4,5 milliards d'années de l'âge de la Terre, on s'aperçoit que les périodes froides, avec des glaciations importantes, n'ont guère occupé plus de 10 % de cette histoire, les autres ayant été plus chaudes que notre époque. On sait aussi que les climats ont été changeants, et que ces fluctuations sont dues à plusieurs causes, évolution de l'énergie reçue du Soleil par la surface de la Terre, modifications chimiques subies par l'atmosphère, mais aussi changements induits par les mouvements du relief (formation des chaînes de montagne, mouvement des plaques tectoniques) et l'activité volcanique. Ce n'est que depuis 30 millions d'années environ que le climat s'est refroidi. Les premières traces de glaciations sont apparues dans l'hémisphère nord il y a 7 millions d'années.

Les glaciations ne datent pas d'hier...

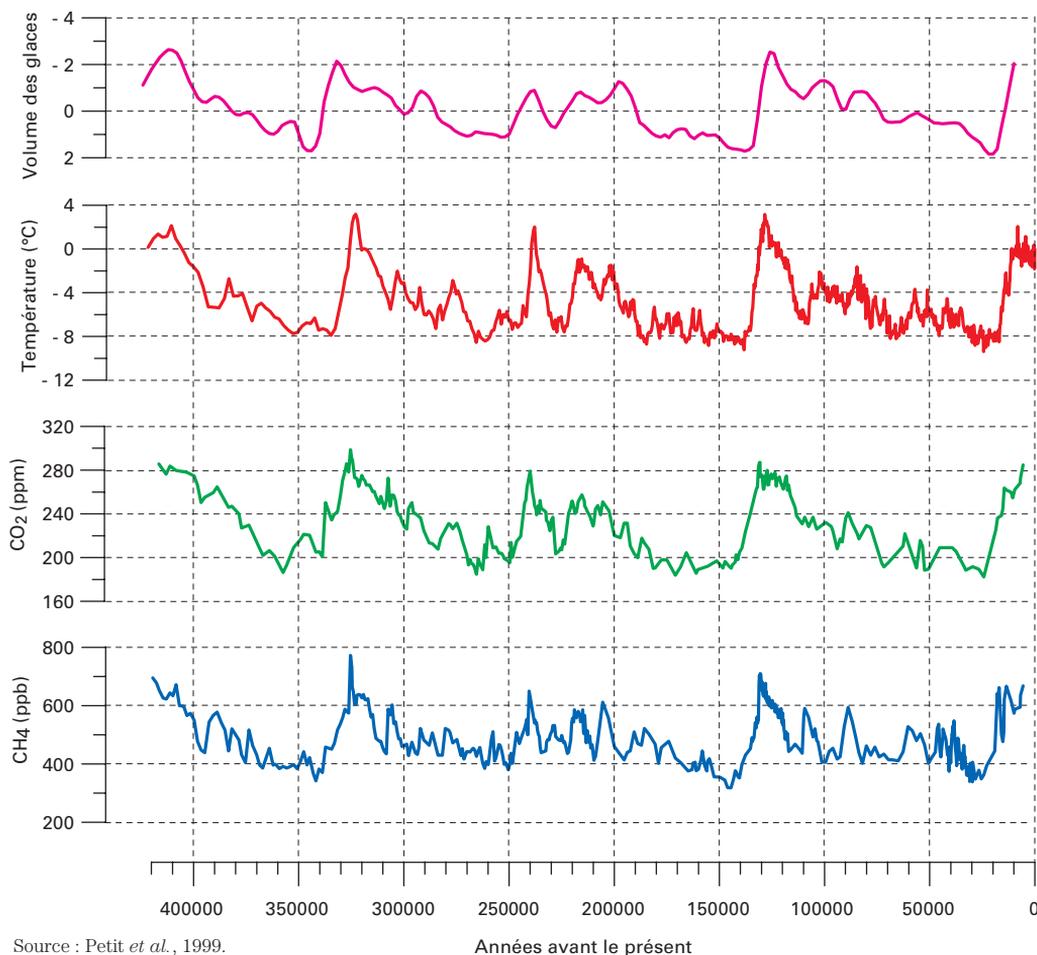
Des éventuelles glaciations datant de temps géologiques très anciens, il ne reste plus aucune trace, du fait de l'érosion de la croûte terrestre.

Les premières extensions glaciaires identifiées dans des sédiments datent de 2,4 milliards d'années. Cette glaciation dite « huronienne » a duré 300 millions d'années environ, donnant naissance à des dépôts glaciaires plus ou moins bien conservés qui ont été retrouvés en Amérique du Nord, en Finlande et en Afrique australe. À cette époque, le rayonnement solaire était

inférieur à 20 % de sa valeur actuelle, et il est difficile dans ces conditions d'expliquer pourquoi la Terre n'était pas complètement englacée. En fait, cette glaciation et sa répartition géographique résultent, comme les glaciations postérieures, d'une combinaison très particulière entre la disposition des continents, situés ou non à proximité des pôles, l'altitude de ces continents, notamment la présence de chaînes de montagnes propices au développement des glaciers, l'érosion de la surface terrestre, consommatrice de gaz carbonique – qui est un gaz à effet de serre –, l'activité biologique – qui augmente la teneur en oxygène au détriment du gaz carbonique –, et l'activité volcanique. Mais les données qui concernent cette époque sont trop réduites pour en savoir davantage.

Les dépôts de l'ère glaciaire suivante, entre 800 et 550 millions d'années, sont beaucoup plus constants et nombreux : on en retrouve des traces sur tous les continents, qui étaient alors situés aux basses latitudes. En particulier, la glaciation datant de 750 millions d'années s'est produite à un moment où les continents étaient rassemblés en un supercontinent dénommé « Rodinia », centré sur l'équateur. Il n'est pas facile d'expliquer, de prime abord, les causes de cet englacement à l'équateur. Certains ont évoqué une obliquité très forte de l'axe de rotation de la Terre par rapport au plan de l'orbite de celle-ci autour du Soleil, mais cette hypothèse a été infirmée par d'autres observations. Il semblerait que le gaz carbonique ait joué un rôle majeur : la fragmentation de ce supercontinent aurait entraîné une augmentation des précipitations et du ruissellement, ce qui aurait conduit à une altération des roches et, par voie de conséquence, à une forte consommation du gaz carbonique de l'atmosphère. L'effet de serre associé à la présence de ce gaz aurait diminué dans de fortes proportions. À cette époque, le globe terrestre se serait transformé en une

Figure 1
Les cycles glaciaires/interglaciaires depuis 420 000 ans selon le carottage de Vostok (Antarctique).
Volume des glaces ; température ; gaz carbonique ; méthane.



grosse boule de neige où les seules terres dégla-
cées formaient une mince frange le long de
l'équateur...

Les glaciations suivantes, au Phanérozoïque
(après -550 millions d'années), au contraire
des précédentes, se situent sous les hautes
latitudes, à proximité des pôles. Une belle
poussée glaciaire se produit, en plein
Paléozoïque, à -450 millions (Ordovicien), à
une époque où l'Afrique, l'Amérique du Sud,
l'Europe, l'Inde, l'Antarctide et l'Australie ne
forment qu'un seul continent, le Gondwana. De
très belles traces de cette glaciation subsistent
en plein cœur du Sahara, qui était alors à
proximité du pôle Sud. Une autre glaciation
s'est produite à -300 millions d'années à la fin
du Carbonifère et au début du Permien. Les
causes, la durée et le rythme de ces glaciations
restent obscurs. Il a fallu ensuite attendre la
seconde moitié du Tertiaire (Néogène), après
une longue période chaude sans glaciers ni
banquise, pour voir le climat commencer à se
refroidir et une calotte de glace se mettre en
place sur l'Antarctique. Vers -34 millions d'an-
nées, ce morceau de continent autrefois collé à
l'Australie a dérivé et est venu se fixer sur le
pôle Sud. Une calotte de glace commence à
s'installer sur le Groenland vers -7 millions
d'années, ainsi que des glaciers de montagne
sur le pourtour de l'Arctique comme en
Islande. Avec ce refroidissement général
débutent un régime à alternances de périodes
glaciaires et interglaciaires marqué par des
phases successives d'extensions et de réductions
des calottes polaires et des glaciers de
montagne. Ces cycles deviennent plus réguliers
vers 1,8 million d'années, à l'entrée du
Quaternaire, alors que l'Homme, sous sa forme
Habilis puis *Ergaster*, commence à essaimer
sur la Terre. Cette régularité n'implique pas
que ces cycles se soient reproduits identiques
à eux-mêmes au cours du temps. La périodicité
des glaciations en ses débuts est assez courte,
proche de 40 000 ans, mais elle tend à augmen-
ter pour se fixer sur 100 000 ans à partir de
-600 000 ans, tandis que le climat des périodes
glaciaires et interglaciaires devient plus
contrasté (fig. 1). Comment décrire les périodes
glaciaires qui se sont succédé depuis
600 000 ans, environ tous les 100 000 ans ?

Le plus remarquable, ce sont les immenses
calottes de glace qui se développent au cours
des périodes glaciaires : centrées sur les pôles

ou à proximité, elles s'étendent jusqu'aux
moyennes latitudes, accompagnées d'une
grande extension des glaciers de montagnes
qui, comme dans les Alpes, les Andes du Sud ou
les chaînes nord-américaines, viennent envahir
les piémonts. Alors que l'Antarctique, isolé des
autres continents par sa ceinture océanique, ne
peut guère croître, les calottes de l'hémisphère
nord se développent de façon extraordinaire,
formant de grands ensembles centrés sur les
Laurentides (à l'est du Canada) – une calotte
aussi vaste que l'Antarctique à ces époques –
ainsi que sur le Groenland, la Scandinavie (trois
fois plus vaste que le Groenland !) et le nord-
ouest de l'Amérique du Nord. Parallèlement, les
températures plongent de plus de 10 °C sous
les hautes latitudes, mais moins sous les tropi-
ques, si bien que la baisse moyenne pour l'en-
semble du globe atteint une valeur proche de
5 °C. Il n'y a pas que la température atmosphé-
rique qui change, les gaz à effet de serre dimi-
nuent dans l'atmosphère, fixés par divers
réservoirs. Le gaz carbonique, dont la teneur
passe sous les 200 ppmv¹⁰, est absorbé en par-
tie par les eaux océaniques froides qui en
constituent le puits le plus efficace. Avec autant
de glace capitalisée par les calottes sur les
continents, le climat est plus sec et le niveau
des mers s'abaisse de plus de 100 m, modifiant
la géographie des continents et la répartition
des ceintures végétales.

Quant aux cycles interglaciaires, ils sont loin
d'être alignés de façon systématique sur le
nôtre, l'Holocène. Les analyses géochimiques
des sédiments marins ainsi que celles des carot-
tes polaires ont prouvé que les cycles intergla-
ciaires ont connu des fortunes diverses :
certains, très longs, comme le « stade isotopi-
que 11 » survenu il y a environ 420 000 ans, ont
duré près de 30 000 ans, tandis que l'avant-dernier,
l'Eémien, daté d'il y a 125 000 ans, plus
chaud que l'actuel, n'a pas dépassé 10 000 ans.
Cette constatation n'est pas anodine pour nous
qui vivons dans la douceur d'un cycle intergla-
ciaire depuis 10 000-12 000 ans ! Aurons-nous
un sursis avant de replonger dans le froid ?
Cette question pose le problème de l'origine de
ces cycles glaciaires-interglaciaires, dont les
échelles de temps varient de la dizaine à la
centaine de millénaires. Quels sont les méca-
nismes sous-jacents à cette lente pulsation du
climat ?

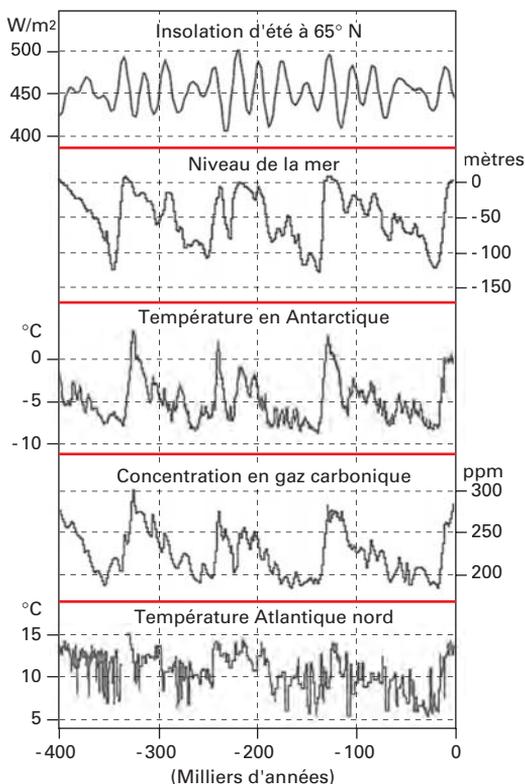
¹⁰ ppmv : partie par million en volume, soit 1 cm³ par m³. En période interglaciaire, cette concentration tourne le plus souvent autour de 280 ppmv. Elle est actuellement proche de 380 ppmv pour des raisons liées à l'activité humaine (voir chap. 11, p. 243).

Les variations de l'orbite de la Terre autour du Soleil

On soupçonnait déjà depuis le milieu du XIX^e siècle – une hypothèse développée séparément par Joseph-Alphonse Adhémar et James Croll – que les mécanismes des changements climatiques des derniers millions d'années étaient réglés par les modifications périodiques de la position de la Terre par rapport au Soleil. Cette hypothèse a été reformulée mathématiquement par Milutin Milankovich au début du XX^e siècle et, depuis lors, sa théorie astronomique du climat n'a trouvé qu'une série de confirmations à partir de l'analyse des sédiments anciens, au prix de réajustements pour rendre compte d'une réalité en fait plus complexe. Selon cette théorie, ce sont les variations de l'énergie du Soleil sous les diverses latitudes qui rythment les grandes oscillations du climat. Mais les variations les plus déterminantes sont celles qui intéressent les hautes latitudes, car

elles mettent en jeu des rétroactions qui finissent par faire basculer le climat mondial d'un état à un autre. En effet, à la moindre baisse du niveau d'énergie reçue par les hautes latitudes boréales (typiquement au parallèle 65° N), l'enneigement tend à se pérenniser au cours des années, ce qui entraîne une augmentation du pouvoir réfléchissant de la Terre¹¹ : la surface de celle-ci tend alors à renvoyer vers l'espace plus d'énergie venant du Soleil qu'elle n'en absorbe, ce qui amplifie le refroidissement. En raison de la disposition actuelle des terres et des mers, les inlandsis ne peuvent croître librement que dans l'hémisphère nord.

Ces variations d'énergie aux alentours du cercle polaire arctique au solstice d'été ont joué au cours des 400 000 dernières années sur une amplitude de 100 W/m² environ, ce qui n'est pas rien quand on sait que cette région reçoit en cette période de l'année 450 W/m² en moyenne (fig. 2, courbe du haut). Elles sont commandées pour l'essentiel par les divers paramètres qui affectent la forme de l'orbite de la Terre autour du Soleil. Celle-ci décrit en effet une trajectoire changeante, qui va du cercle presque parfait vers une ellipse légèrement aplatie pour revenir à un cercle au bout de 400 000 ans : c'est l'excentricité, qui atteint au maximum 6 %, mais qui est aujourd'hui de 1,7 % (donc plus proche du cercle), avec une distance du Soleil à la Terre minimale en décembre (fig. 3A). Sur ce

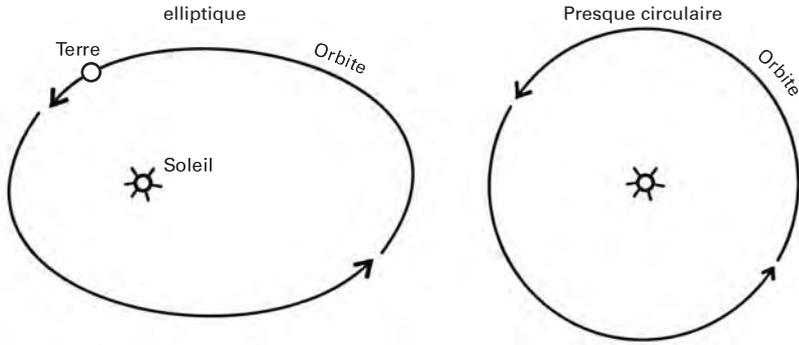


Source : Jouzel et Debroise, 2004, éditions Dunod.

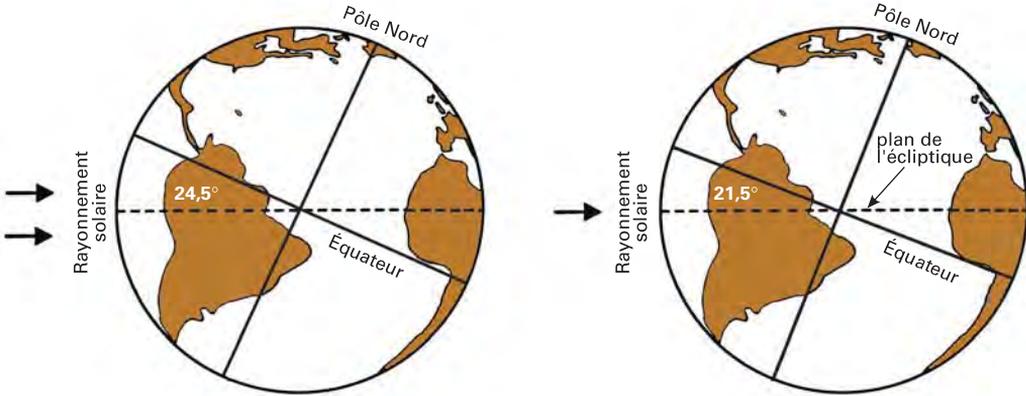
Figure 2
Variation de l'insolation d'été à 65° N (en W/m²), du niveau de la mer, de la température en Antarctique, de la concentration de gaz carbonique (CO₂) et de la température en Atlantique nord durant les 400 000 dernières années. Sur cette période, on observe nettement 4 périodes glaciaires et 5 interglaciaires, avec une périodicité proche de 100 000 ans. À noter que les taux maximum de concentration de CO₂ dans l'atmosphère pendant les périodes interglaciaires sont typiquement compris entre un peu plus de 250 ppm et un peu moins de 300 ppm. Les réchauffements marquant les périodes interglaciaires sont asymétriques, avec une phase de réchauffement brutal suivie d'une phase de dégradation plus lente des températures.

¹¹ On parle en physique d'albédo, lequel atteint l'unité quand tout le rayonnement est réfléchi, ou la valeur de 0 quand tout le rayonnement est absorbé, cas des corps noirs (voir glossaire, p. 265).

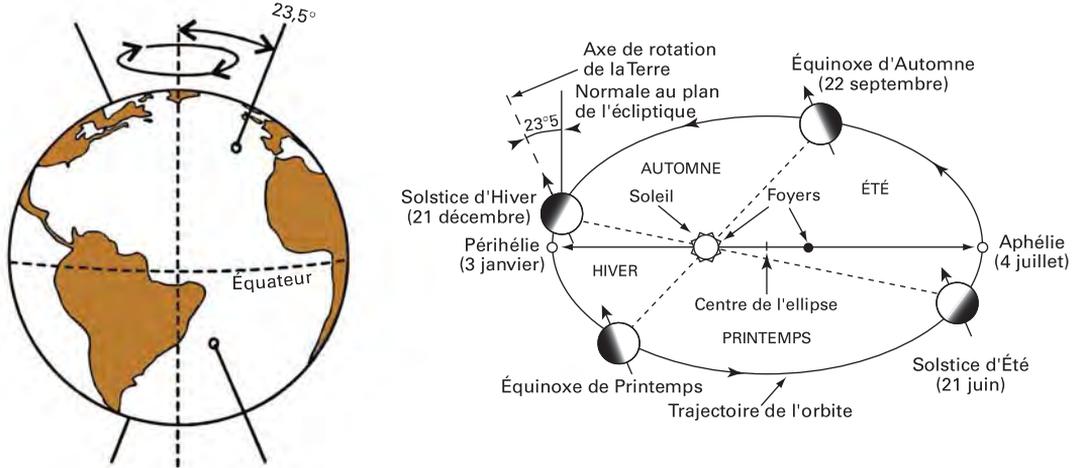
A/ Périodicité 96 000 ans



B/ Périodicité 42 000 ans



C/ Périodicité 21 000 ans



Source : Nesje et Dahl, 2000.

Figure 3
Les diverses périodicités prises en compte par la théorie astronomique :
A/ l'excentricité de l'orbite ;
B/ l'obliquité sur le plan de l'écliptique ;
C/ la précession des équinoxes.

cycle se manifeste une oscillation qui suit une quasi-période de 100 000 ans. L'inclinaison de l'axe de rotation de la Terre sur le plan de

l'écliptique (le plan décrit par sa rotation autour du Soleil) varie également (fig. 3B). Elle peut former un angle de 22° à 25° par rapport à la normale de l'écliptique, passant de l'un à l'autre de ces extrêmes suivant un cycle de 42 000 ans (l'axe de rotation de la Terre est actuellement penché de 23°27'). Ces variations ont pour conséquence d'atténuer ou d'augmenter les contrastes saisonniers du climat, c'est-à-dire les différences de température entre l'été et

l'hiver¹². Pour compliquer les choses, un autre mécanisme affecte la hauteur du Soleil dans le ciel et donc la quantité d'énergie reçue sur la Terre, c'est le mouvement de l'axe de rotation de la Terre, qui décrit un cône autour de la normale à l'écliptique, un peu comme le fait une toupie (fig. 3C). En conséquence, la position des équinoxes est lentement décalée entre le moment où la Terre est le plus proche du soleil (périhélie) et celui où elle s'en éloigne le plus (aphélie). Ainsi, la position de la Terre change constamment sur son orbite : au cours des 11 000 dernières années, l'aphélie a remplacé peu à peu le périhélie au 21 juin, ce qui fait que l'hémisphère sud reçoit de nos jours davantage d'énergie pendant son été, tandis que la situation s'inverse en hiver, avec un hiver boréal désormais plus doux (fig. 3). L'effet de cette «précession des équinoxes» est de moduler celui de l'obliquité, avec une périodicité moyenne de 21 000 ans.

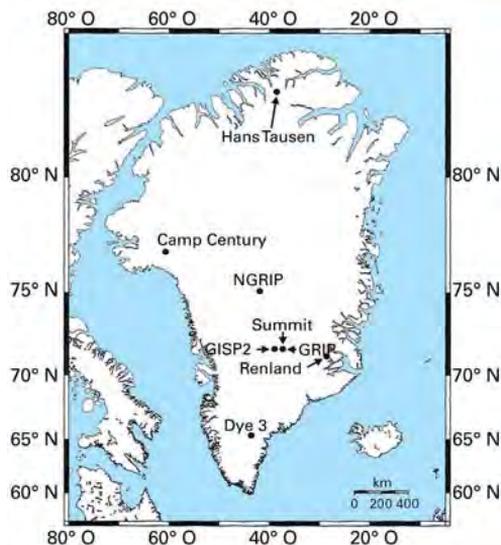
Paradoxalement, les cycles astronomiques de 100 000 ans qui correspondent aux cycles des dernières glaciations induisent de très faibles variations d'énergie moyennes (quelques watts par m²) entre périodes glaciaires et interglaciaires. Aussi, cette «mécanique céleste», comme on disait en d'autres temps, est loin d'être seule en cause dans les oscillations du climat sur cette échelle de temps, car l'on sait depuis la théorie astronomique de Milankovitch que de forts effets induits (rétroactions) viennent se greffer sur ces fantaisies orbitales.

Parmi les rétroactions affectant le système climatique, les plus importantes concernent la vapeur d'eau (le plus important gaz à effet de serre), l'océan et sa circulation profonde, les calottes glaciaires et tous les autres objets qui modifient le pouvoir réfléchissant de la surface de la Terre : banquises, couches de neige, changements dans les ceintures végétales, expansion des déserts, etc. Les autres gaz à effet de serre semblent également jouer un rôle primordial. On s'en doutait déjà, mais la confirmation est venue de la carotte de glace extraite à Vostok en Antarctique. Les courbes décrivant les variations de la température atmosphérique et les teneurs en gaz à effet de serre, gaz carbonique et méthane en premier lieu, tendent à être parallèles (fig. 1). Sur les 420 000 dernières années, gaz et climat ont donc évolué de façon conjointe, avec de légers décalages. La teneur du CO₂ dans l'atmosphère augmente de 40 % entre une période glaciaire et un interglaciaire.

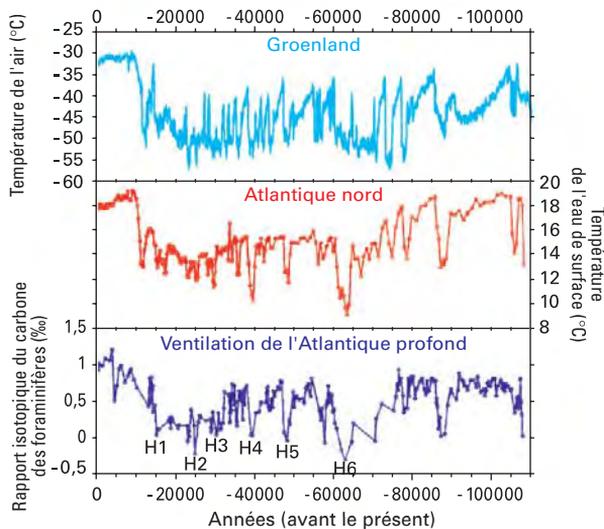
Un dernier cycle glaciaire bien chaotique

Dans l'histoire de l'évolution des climats au cours du dernier million d'années, quand viendra le moment pour les historiens des sciences de préciser quels ont été les apports des archives glaciaires, nul doute que l'on citera les grandes carottes de glace antarctiques pour nous avoir donné les clés des grands cycles glaciaires/interglaciaires, et celles du Groenland pour avoir livré celles des variations climatiques du dernier cycle glaciaire (100 000 ans environ). Il suffit de regarder la figure 2 pour voir combien la température de l'Atlantique nord a été perturbée au cours de ce cycle. Il est vrai que le Groenland nous livre des informations à plus haute résolution temporelle, car pour une épaisseur pas très différente de celle de l'Antarctique, soit entre 3 000 et 4 000 m, la période de temps couverte par les archives y est six fois plus réduite : quand l'Antarctique offre plus de 700 000 ans d'archives au Dôme Concordia (programme européen Epica), le Groenland en donne environ 130 000. Ces différences s'expliquent par des taux d'accumulation beaucoup plus importants au Groenland. Aussi sont-elles précieuses, ces archives du

Figure 4
Le Groenland, avec les sites de forages principaux.



¹² Rappelons que « climat » vient du grec *klima*, qui signifie « inclinaison d'un point de la terre par rapport au soleil ».



Source : E. Bard, 2004, *La Recherche*.

Figure 5
Température de l'air au Groenland (en °C) d'après la composition isotopique de la glace (haut). Température (en °C) des eaux de surface de l'Atlantique nord d'après des molécules spécifiques du phytoplancton conservées dans les sédiments prélevés par des carottes océaniques au large du Portugal (milieu). La ventilation des eaux profondes de l'Atlantique (bas) est reconstituée à partir des isotopes du carbone provenant de micro-organismes marins prélevés dans ces carottes. Les événements de Heinrich (H1 à H6) correspondent à des refroidissements brutaux.

Groenland, car elles permettent de fouiller dans le passé « proche » en mettant en évidence des événements d'une durée réduite à quelques millénaires, parfois même à quelques siècles. Et comme le nord de l'Atlantique est une région très sensible aux à-coups du climat et de l'océan, il n'est pas étonnant que les carottes extraites au Groenland dans les années 1990 par les programmes européens et américains GRIP et GISP¹³ aient pu offrir une moisson de données extraordinaires pour connaître la variabilité du climat à une échelle de temps où d'autres facteurs que les paramètres orbitaux entrent aussi en jeu (fig. 4). Que voit-on ?

Si l'on compare les carottes groenlandaises à celles de l'Antarctique, on voit que les grandes tendances sont bien reproduites, mais le signal recueilli au Groenland est beaucoup plus perturbé. Un examen de la période la plus froide de ce dernier cycle glaciaire, entre -75 000 et -15 000 ans BP, fait ressortir d'amples oscillations qui hachent la courbe des températures (fig. 5). Celles qui ont la plus grande amplitude se succèdent tous les 5 000 à 10 000 ans, mais des oscillations de plus haute fréquence (un cycle se déroulant sur 1 500 ans environ) apparaissent aussi.

Ces variations rapides du climat ont été identifiées à partir de divers isotopes – dont ceux de l'azote et de l'argon piégés dans les bulles d'air de la glace – et portent sur une amplitude de 10 °C et plus (jusqu'à 16 °C au cœur du Groenland !). Au cours de ces cycles, la hausse des températures s'effectue très rapidement, sur quelques dizaines d'années, tandis que la

baisse est plus lente et se déroule sur plusieurs siècles. Le cycle dure de 1 500 à 2 000 ans. Mis en évidence par les équipes des chercheurs danois et suisse W. Dansgaard et H. Oeschger au début de années 1980, ils ont pris le nom d'« événements de Dansgaard-Oeschger ». On en relève une vingtaine au cours des 60 000 ans qui constituent la période la plus froide du dernier cycle glaciaire (-75 000/-15 000 ans BP).

Les sédiments marins révèlent également des refroidissements brutaux qui seraient liés à des débâcles d'icebergs en provenance des grandes calottes du nord de l'Atlantique. C'est le géologue H. Heinrich, de Hambourg, qui, scrutant au binoculaire les carottes forées dans les sédiments de l'Atlantique nord, a montré dans les années 1990 que les couches formées d'éléments plus grossiers interstratifiées dans des dépôts plus fins devaient provenir des débris arrachés par les glaciers au substrat rocheux des inlandsis. Des icebergs ont été libérés en masse à certains moments et ont dérivé vers les latitudes moyennes, alimentés par la débâcle des glaciers exutoires des inlandsis. Certains chercheurs pensent que les calottes de glace, lors de leur croissance, ont pu atteindre tous les 5 000 à 10 000 ans (c'est à peu près la périodicité des « événements de Heinrich ») une taille critique et que leurs bords se sont effondrés, générant des débâcles qui ont duré environ 1 000 ans. En conséquence, le niveau de la mer s'en est trouvé chaque fois exhaussé de plusieurs mètres, tandis que la température descendait de 4 °C environ en quelques dizaines d'années seulement. Cette baisse des tem-

¹³ *The Greenland Ice Core Project* (européen) et *The Greenland Ice Sheet Project* (américain).



© B. Lefauconnier

pératures est sans doute associée à une forte perturbation de la [circulation thermohaline](#), l'irruption dans l'océan de ces énormes quantités d'eau douce – froide mais légère – réduisant la plongée des eaux au nord de l'Atlantique (voir encadré 3, p. 42).

S'il ne fait plus de doute que les événements de Heinrich sont dus à la dynamique des inlandsis qui entourent l'Atlantique pendant les périodes glaciaires et à leur interaction avec la circulation océanique, l'origine des événements de Dansgaard-Oeschger n'est quant à elle pas encore bien connue. Décelables à la fois au Groenland et dans les sédiments marins, ces événements sont aussi probablement le résultat d'interactions complexes entre l'océan et l'atmosphère qui restent à élucider.

La dernière période glaciaire aurait pu se terminer « tranquillement », avec un recul progressif des inlandsis sous l'effet du retour à des valeurs

Pages gauche et droite : paysages d'inlandsis au Svalbard (Spitzberg). Les continents nord-européen et nord-américain ainsi que les chaînes de montagne des moyennes latitudes devaient souvent présenter ce type de paysage il y a 20 000 ans, avec de grands courants de glace s'étirant sur des centaines de kilomètres et vélant dans d'immenses lacs ou dans les océans.

élevées d'insolation dans l'hémisphère nord grâce une géométrie orbitale favorable. C'est comme cela que les choses se sont déroulées au début, lors du Tardiglaciaire, après le gros de la période froide qui s'est terminée peu après 19 000 ans BP et a vu l'arrivée de températures assez voisines des nôtres entre 15 000 ans BP et 13 000 ans BP. Mais, un peu avant 12 000 ans BP en âge calendaire¹⁴, brutal retour en arrière : en quelques dizaines d'années, la température au

¹⁴ Âge calendaire et âge carbone 14 : quand on calcule l'âge d'un échantillon, on suppose que l'activité spécifique du ¹⁴C dans le CO₂ atmosphérique a été constante durant les 40 derniers millénaires, temps de désintégration de cet isotope. Ce n'est cependant pas tout à fait vrai, car l'activité du ¹⁴C dans l'atmosphère et dans les autres réservoirs (océans et biosphère) a varié dans le temps. Une courbe de calibration est nécessaire pour convertir les âges radiocarbone conventionnels en années réelles. Pour construire une série de données chronologiques de calibration, on étalonne donc l'âge ¹⁴C sur des « horloges » infaillibles, par exemple les cernes de croissance d'arbres très vieux et d'âge connu, ou encore des varves ou des dates données sur des coraux par le rapport uranium/thorium (U/Th). Il faut donc préciser « âge ¹⁴C » ou « âge calendaire » quand on présente ces âges.



© B. Lefauconnier

Groenland chute de 10 °C, l'Europe grelotte de nouveau et subit les conséquences d'une baisse de plus de 3 °C des températures. Le coup de froid de cette période du Dryas récent va durer seulement un millénaire environ, mais les grandes calottes de glace cessent leur recul ou avancent à nouveau et les glaciers de montagne redescendent de quelques centaines de mètres. Dans les Alpes, ce climat froid permet aux petits glaciers de cirques de descendre de 300 m en dénivellée environ en dessous des positions du maximum du Petit Âge Glaciaire, malgré une baisse estimée de l'ordre de 30 % des précipitations. Dans les secteurs les plus secs – comme l'Engadine, le Valais, le Briançonnais et le Queyras – ce sont les **glaciers rocheux** qui conquièrent l'espace en se déployant jusqu'à 2 000 m d'altitude environ (ils sont actuellement actifs au-dessus de 2 500 m). Quelle est l'origine de ce dernier baroud d'honneur de la glaciation ?

Cette question a déjà fait couler beaucoup d'encre, à une époque – avant les années 1980 – où le « coup de froid » du Dryas récent était perçu comme un phénomène limité à l'hémisphère nord, voire centré autour de l'Atlantique nord. On ignorait aussi la forte instabilité qui avait marqué la dernière période glaciaire. De nos jours, on pense qu'il s'agit là du dernier avatar des événe-

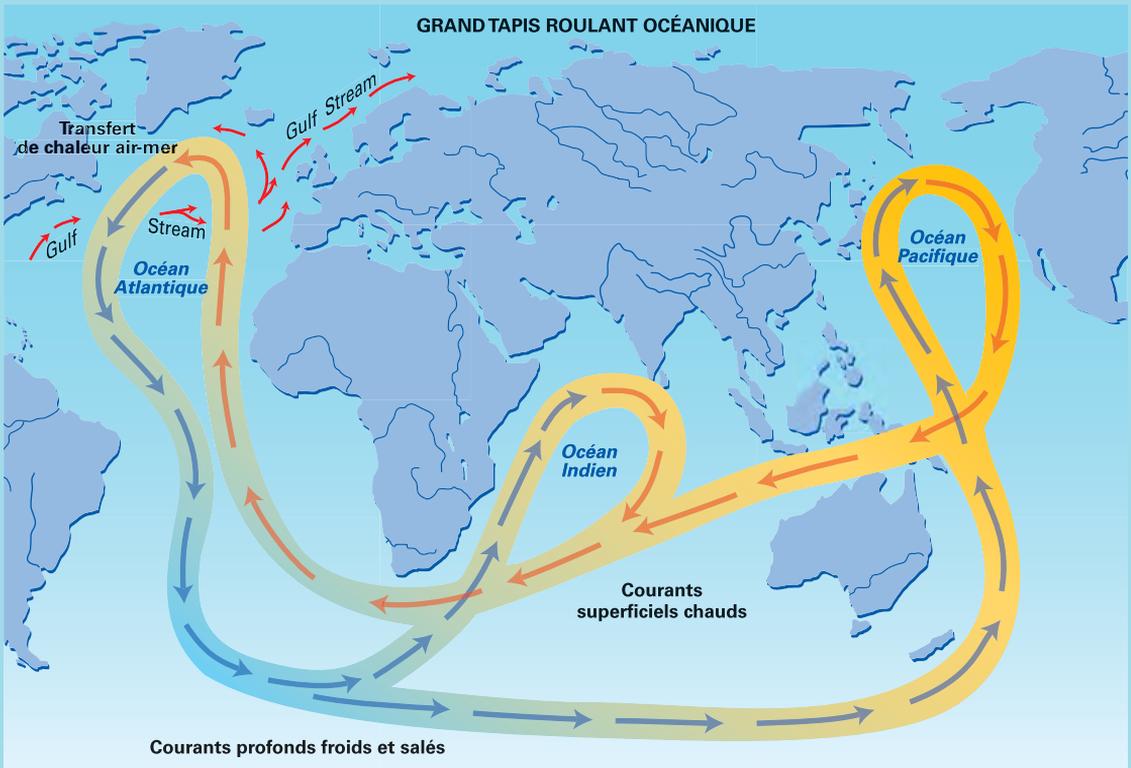
ments brutaux qui l'ont précédé. L'augmentation de l'insolation due à la géométrie de l'orbite sous les hautes latitudes nord aurait dopé la fonte des inlandsis avant le Dryas récent et l'apport massif d'eau douce qui en a résulté aurait bloqué la circulation thermohaline dans l'Atlantique nord. Certains chercheurs sont allés plus loin et ont imaginé l'existence d'un lac immense formé par le recul de la calotte des Laurentides, une sorte d'ancêtre des Grands Lacs américains, qui aurait changé brutalement de drainage, passant du golfe du Mexique au Saint-Laurent dès lors que celui-ci aurait été libéré des glaces. Le résultat aurait été un énorme apport d'eau douce bloquant la plongée des eaux au nord de l'Atlantique. Au-delà de ce qui demeure des hypothèses, il existe une certitude : la clé de ce brutal retour au froid réside dans une perturbation de la circulation thermohaline de l'Atlantique nord. Le refroidissement a été ressenti à l'échelle mondiale, les glaciers des Andes tropicales ont stoppé leur recul et même avancé à nouveau à cette époque en déposant une belle moraine, même si, vers l'hémisphère sud, ce refroidissement semble s'être un peu atténué. Ainsi, l'Antarctique n'en a reçu qu'un écho (dit *Antarctic reversal*) atténué et différé de 2 000 ans environ, preuve, selon certains, que c'est bien l'océan profond qui en a été le transmetteur.

La circulation océanique profonde, dite *thermohaline* parce qu'impulsée par les différences de température et de salinité de l'eau de mer, décrit autour de la Terre une vaste boucle (fig. 6). Les eaux denses, froides et salées, plongent au nord de l'Atlantique dans les mers de Norvège, du Groenland et du Labrador, puis décrivent un très long périple en profondeur le long de l'Atlantique vers l'hémisphère sud. Prises ensuite par les forts courants tournant autour de l'Antarctique et renforcées par les eaux profondes se formant autour de ce continent, notamment en mer de Weddell, elles finissent par émerger dans l'océan Indien entre l'Arabie et l'Inde, et dans le Pacifique au sud de

l'Alaska. Réchauffées au cours de leur parcours de surface sous les basses latitudes, elles reviennent dans l'Atlantique nord après un périple qui aura duré un millier d'années. L'intensité de cette circulation a varié au cours du temps. Son ralentissement, voire son arrêt, consécutif à des apports massifs d'eau douce plus légère provenant entre autres de la fusion intense des inlandsis est suivi de refroidissements brutaux dans l'Atlantique nord et les continents riverains. En effet, le courant de surface méridien, appelé Gulf Stream, puis Dérive nord-atlantique, réchauffe considérablement l'atmosphère au-dessus et autour de l'Atlantique nord ; il est à lui seul responsable de près du tiers des apports méridiens à l'échelle mondiale, selon Trenberth et Caron (2001), les deux autres tiers étant le fait d'autres courants océaniques et surtout de la circulation atmosphérique. C'est dire l'importance qu'a ce transport méridien océanique sur le climat mondial ! Les

périodes interglaciaires vont de pair avec un mode intensif de cette circulation profonde qui, transportant largement vers le nord la chaleur produite sous les tropiques, favorise le recul des inlandsis. Ce tapis roulant se comporte comme un vaste régulateur de la température au niveau mondial, mais ses changements de modes (rapide/lent/inexistant) et ses déplacements peuvent entraîner des variations climatiques très rapides et d'échelle planétaire. Beaucoup de changements brutaux des températures observés dans le passé, d'abord dans l'Atlantique nord et au Groenland, puis sur toute la planète, sont de nos jours associés aux changements de mode de la circulation thermohaline. L'arrivée massive d'eaux douces dans le nord de l'Atlantique est donc un élément de perturbation du climat à l'échelle mondiale, dans la mesure où elle est un facteur de déclenchement d'un mode lent de circulation thermohaline.

Figure 6
Schéma simplifié
de la circulation
océanique profonde.



Source : d'après Broecker et Denton, 1990.

La fausse tranquillité de notre période interglaciaire

La courbe des variations de températures de l'Holocène, établie à partir des rapports isotopiques des glaces du Groenland (voir fig. 7), présente, si l'on filtre le bruit des pulsations haute fréquence réduites à un millénaire environ, une relative stabilité : rien de comparable avec les zigzags de grande ampleur de la période précédente.

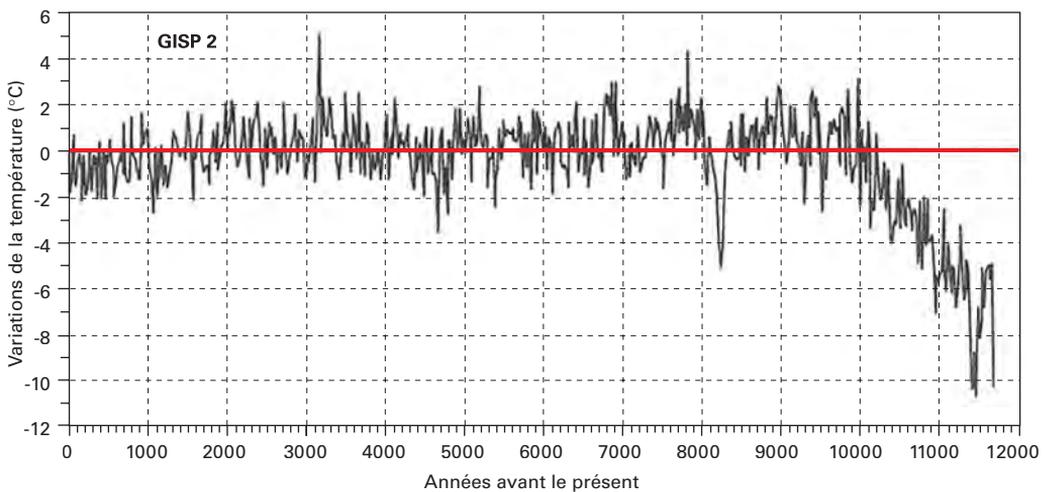
Après le Dryas récent qui rappelle pendant un millénaire les rigueurs du climat du dernier cycle glaciaire – les températures passent en 2 000 ans, soit sur une durée équivalente à notre ère chrétienne, à des niveaux voisins des températures actuelles à un ou deux degrés Celsius près. Cette hausse s'accompagne d'un recul très marqué des glaciers de montagne, dont la ligne d'équilibre, sur cette courte période, s'élève d'environ 900 m par rapport à son niveau du maximum glaciaire¹⁵.

L'Holocène n'est cependant pas une période où règne un calme plat. D'abord, on note dans la

plupart des enregistrements climatiques une lente dégradation des températures, surtout sensible après 6 000 ans BP : la première partie de l'Holocène a été chaude, la seconde, qui débute après 6 000 ans BP et se confirme après 4 000 ans BP, est sensiblement plus fraîche. Cette baisse de la température ne porte cependant que sur une faible valeur, de l'ordre de 1 °C, et se superpose à des oscillations plus courtes d'une durée de 1 à 2 millénaires. Ces oscillations sont sans doute à mettre en relation avec les nombreuses fluctuations que connaissent les glaciers de montagne dans le monde. Les mouvements d'avancée restent sages toutefois, ne dépassant guère les limites qui ont été celles des glaciers alpins au cours du dernier millénaire (voir chap. 3, fig. 9), tandis que les mouvements de recul, sensiblement réévalués à la suite de découvertes récentes, ont pu être plus importants. Les Alpes, le massif le mieux documenté pour cette époque, nous en donnent une bonne illustration. En dehors des glaciers, d'autres indicateurs du climat, comme les arbres et les pollens, permettent d'identifier également des périodes qualifiées de « plus froides » ou de « plus chaudes » que la nôtre. Voyons comment se présentent ces fluctuations.

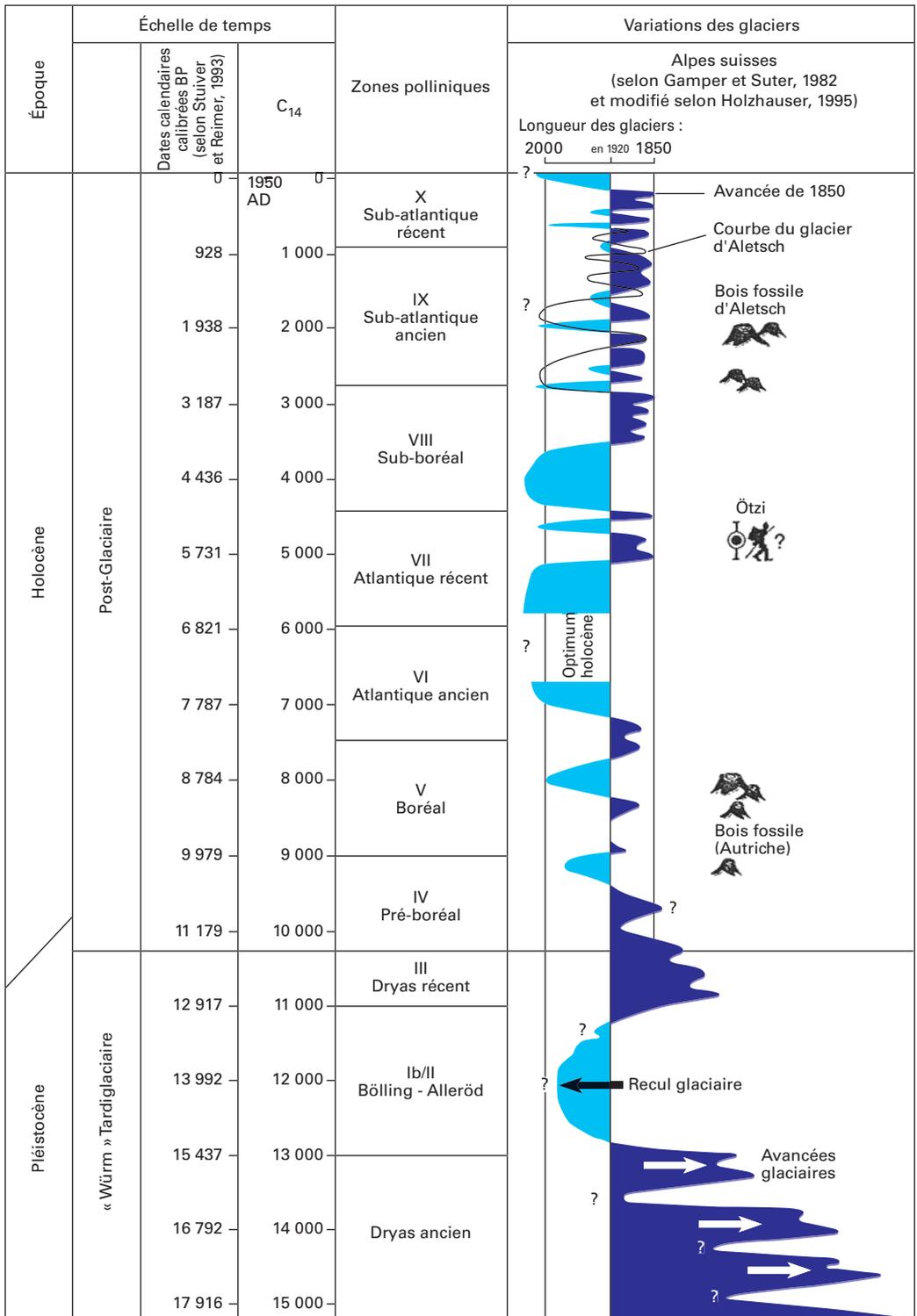
La figure 8 due à Max Maisch, de l'université de Zurich et synthétisant des données rassemblées par d'autres chercheurs suisses et autrichiens, dresse le panorama des oscillations glaciaires au cours des derniers 18 millénaires dans les Alpes centrales et orientales. Bien entendu, ces variations des fronts caractérisent un état moyen des glaciers de cette région des Alpes, grands et petits glaciers confondus.

Figure 7
Variations de la température du Groenland par rapport à l'actuelle, reconstituées à partir des isotopes de la glace et des paléotempératures au trou de forage du site GISP2.



Source : Nesje et Dahl, 2000, d'après Cuffey *et al.*, 1994.

¹⁵ Il s'agit d'une moyenne au niveau mondial établie par certains auteurs et qui ne tient pas compte des disparités régionales.



Source : Maisch, 2000, simplifié

Figure 8

Chronologie des fluctuations des glaciers des Alpes suisses à la fin du Pléistocène et au cours de l'Holocène. Les deux colonnes du centre gauche présentent les âges calendaires (BP) et les âges radiocarbones (BP). Les droites englobant les fluctuations glaciaires représentent les longueurs des glaciers en 2000 apr. J.-C. (à gauche) et en 1850 apr. J.-C. (à droite). La droite centrale montre la position approximative des glaciers en 1920 apr. J.-C. Dans la colonne de droite sont signalées des découvertes archéologiques aux abords des glaciers suisses et autrichiens, dont celle d'Ötzi.

Peu de temps après le début de l'Holocène, il y a environ 10 500 ans en âge calendaire, les glaciers se trouvent sur des positions très proches de celles qu'ils occupent de nos jours. Une des premières avancées notables de cette première partie de l'Holocène se produit vers 8200 ans BP. Elle est synchrone d'une baisse de quelques degrés de la température sur une très courte période (moins de 200 ans) que l'on voit bien inscrite dans les glaces du Groenland. Dans les lacs d'Europe de l'Ouest, elle a pu être identifiée grâce aux isotopes contenus dans les coquilles d'ostracodes. On la suit sur d'autres continents et jusque dans l'océan Indien et le Pacifique.

Juste après 8000 ans BP commence une époque de recul des glaciers, apparemment ininterrompue, correspondant à un épisode chaud et humide qui s'étale sur 2000 ans environ. Cet « optimum climatique postglaciaire », dénommé aussi « l'optimum atlantique » par les paléobotanistes et les palynologues, est la période la plus chaude de l'Holocène. Les températures y sont supérieures de 2 °C à celles du xx^e siècle et, de ce fait, les glaciers dans les hautes vallées se trouvent dans une position plus repliée que l'actuelle. Ce climat doux favorise l'expansion des cultures néolithiques : la pénétration des hommes dans les Alpes se fait jusqu'aux abords des glaciers, comme en témoigne le corps de ce chasseur de la fin de l'optimum atlantique retrouvé à 3210 m d'altitude dans le Sud-Tyrol (voir encadré 1, p. 26).

D'autres environnements bénéficient également de conditions favorables, comme le Sahara. Grâce à des conditions d'insolation fortes dans l'hémisphère nord, la mousson africaine est plus abondante et apporte de l'humidité au cœur des territoires sahariens, permettant à une végétation et une faune de type savane de s'y épanouir : de splendides gravures rupestres, aujourd'hui entourées de dunes de sable, nous apportent le témoignage saisissant d'un Sahara couvert de végétation et de lacs... Dans les Andes tropicales, le climat de cette période est placé au contraire sous le sceau de l'aridité : la dénommée « mousson amazonienne » venue de l'Atlantique, dont dépendent les pluies qui arrosent les Andes et l'Altiplano, est moins active que de nos jours, le lac Titicaca est donc réduit, avec un niveau de 100 m inférieur à l'actuel, et les glaciers se replient au moins 200 m au-dessus de leurs limites actuelles : il est peu probable que les cordillères en aient abrité en dessous de 5500 m ; mais cette question fait à l'heure actuelle l'objet de recherches.



© Université d'Alberta, Nasa et US/Japan Aster Science Team

Image du satellite Aster présentant la baie Dobbin avec plusieurs glaciers de grandes dimensions typiques de la Terre Ellesmere dans l'Arctique canadien. Le retrait des glaciers après le maximum glaciaire en Europe du Nord et en Amérique du Nord a pu créer à une très grande échelle des paysages semblables à ce que l'on peut encore observer actuellement dans les territoires arctiques. Image prise le 31 juillet 2000.

Un premier coup de froid met fin provisoirement à cet optimum, et les glaciers des Alpes reprennent leur marche en avant vers 5700 ans BP. Simple coup de semonce, car le retour à des conditions relativement chaudes se fait sentir au début du Sub-boréal (5000 ans BP environ). La fin de cette période (environ 4000 ans BP) et celle qui suit (le Sub-atlantique) inaugurent une dégradation durable du climat, qui entraîne une succession d'avancées glaciaires. C'est sous ce régime frais et humide, tempéré par des périodes un peu plus chaudes, mais pas autant que l'optimum climatique évoqué plus haut, que se placent les deux derniers millénaires de notre histoire.

Le tableau des fluctuations glaciaires dans les Alpes ébauché ci-dessus est encore très approximatif, et l'on n'est pas encore à l'abri de surprises dues à des découvertes au pied des glaciers. Ainsi, des chercheurs de l'université de Berne¹⁶

¹⁶ Hormes A., Müller B. U., Schlüchter C., 2001 – The Alps with little ice: evidence for eight Holocene phases of reduced glacier extent in the Central Swiss Alps. *The Holocene*, 11, 3.

ont récolté depuis une dizaine d'années une grande collection de débris de bois et de tourbe au front de plusieurs glaciers suisses, en Valais, en Engadine et dans l'Oberland. Ces débris proviennent de zones situées sous les glaciers actuels où se trouvaient donc des arbres et des tourbières en place. Arrachés et entraînés par le glacier ou le torrent sous-glaciaire, comprimés sur le lit rocheux ou malmenés par les eaux de fonte, ils sont néanmoins assez bien conservés pour avoir pu livrer des dates au ^{14}C . Et ces dates sont assez nombreuses (plus de 100) et cohérentes entre elles pour faire apparaître des périodes où les glaciers étaient plus retirés qu'actuellement, condition nécessaire pour que des arbres et des tourbières, parfois multiséculaires, aient pu prospérer. Les « créneaux chronologiques » (selon l'expression de Schlüchter¹⁷) de retraits glaciaires les plus importants se placent entre 9 000 et 8 000 ans BP, 7 300 et 6 800 ans BP (le recul le plus marqué) et 5 200 et 3 400 ans BP, mais il y en a d'autres, plus brefs. Le dernier s'étend sur plus de 500 ans, entre 2 500 et 1 900 ans BP et apporte la preuve que pendant la période romaine des langues glaciaires étaient plus réduites qu'actuellement et pouvaient s'arrêter 300 m plus haut en altitude.

Si l'on se fie à ces découvertes et si l'on cumule les temps pendant lesquels les glaciers des Alpes étaient plus en retrait qu'à notre époque, on constate que cela représente un peu plus de la moitié des dix derniers millénaires !

Grâce à l'utilisation de plusieurs types d'indicateurs (sédiments fluvioglaciaires, lacustres et dendroclimatologie), des études ont été aussi réalisées en Norvège ces dernières années sur les fluctuations des glaciers au cours de l'Holocène¹⁸. Il apparaît que ces derniers ont été en forte régression entre 9 700 et 8 300 ans BP, puis de 7 600 à 5 700 ans BP, soit pendant la première partie de l'Holocène, avec toutefois la courte interruption marquée de 7 600-8 300 ans BP où ils ont repris du terrain (comme dans les Alpes). Après 5 700 ans BP, et surtout 3 600 ans BP, les avancées des glaciers se sont faites plus nombreuses, grâce à un climat plus frais et plus humide, mais toujours entrecoupées de reculs sur quelques siècles où les langues étaient sur les mêmes positions que de nos jours, voire plus en retrait.

L'Holocène a donc connu des variations de température de faible ampleur par rapport à celles de la dernière période glaciaire, et le climat y a

été beaucoup moins saccadé. Mais les variations ont quand même été suffisantes pour que les glaciers connaissent des fluctuations importantes, avec des avancées notables, mais surtout des phases de recul plus marquées que celles que nous avons connues au cours du dernier millénaire. Ces oscillations sont donc suffisamment importantes pour que les chercheurs se posent la question de leur origine. Et n'allons pas croire, parce que ces oscillations ont été de faible amplitude, que leur origine est facile à identifier !

Dans cette recherche, certaines causes peuvent être éliminées, comme les variations de l'insolation dues à la géométrie de l'orbite de la Terre, car si ces variations peuvent jouer à l'échelle de 10 000 ans (le demi-cycle de la précession des équinoxes), donc entre le début de l'Holocène (maximum d'insolation dans l'hémisphère nord, rappelons-le) et la période actuelle, elles ne peuvent pas rendre compte d'oscillations sur deux ou trois millénaires. Il en est de même des gaz à effet de serre dans l'atmosphère, qui varient peu sous l'effet de causes naturelles à cette échelle de temps. De même, l'homme d'avant la révolution industrielle n'a pas pu altérer de façon significative la composition de son atmosphère, bien que certains chercheurs aient émis quelques doutes à ce sujet en raison des forts taux de défrichement subis par la planète depuis la révolution néolithique.

En revanche, une baisse brutale des températures sur quelques siècles sous l'effet d'une instabilité des calottes glaciaires fondant à grande vitesse, évoquée plus haut pour les « événements de Heinrich », est plausible pour le bref coup de froid de 8 200 ans BP, qui pourrait être l'écho – très atténué – des grandes débâcles d'icebergs qui ont perturbé la circulation thermohaline à plusieurs reprises au cours du dernier cycle glaciaire. En effet, au début de l'Holocène, période de forte insolation sous les hautes latitudes nord, les grandes calottes glaciaires – en dehors du Groenland – sont loin d'avoir été résorbées, d'autant plus que leur retrait a été stoppé net au Dryas récent.

En dehors de cet épisode froid de 8 200 ans BP, les autres variations, moins marquées, pourraient présenter, au prix d'une tolérance avec la mesure du temps, une certaine périodicité. La question est encore très controversée, mais certains chercheurs ont évoqué la possibilité que l'Holocène ait été rythmé par de petits cycles climatiques périodiques d'une durée de l'ordre de 1 500 ans.

¹⁷ Schlüchter C., Jorin U., 2004 – Le bois et la tourbe : des indicateurs de climat. Les Alpes sans glaciers. *Les Alpes, Revue du Club Alpin Suisse*, 6.

¹⁸ Matthews J. A., Briffa K. R., 2005 – The « Little Ice Age »: re-evaluation of an evolving concept. *Geografiska Annaler*, 87A.

Ainsi Gérard Bond, de l'université de Columbia à New York, a observé de tels cycles dans les sédiments extraits du fond de l'Atlantique nord, qui traceraient des épisodes de forte production d'icebergs et donc de ralentissement de la circulation thermohaline¹⁹. À l'origine, il note la bonne concordance observée tout au long de l'Holocène entre ces dépôts de débris qui viennent du fond rocheux des calottes de glace du nord de l'Atlantique et la production des cosmonucléides, qui est, elle, indicatrice de l'activité solaire. Ces arrivées de débris ont été fréquentes et massives au cours du dernier cycle glaciaire et ont correspondu à cette époque à des débâcles d'icebergs et à des coups de froid très marqués (événements de Heinrich). Poussés du nord vers le centre de l'Atlantique par des vents violents, ces radeaux de glace ont déposé leur charge sédimentaire sur leur chemin. Ces épisodes brusques ont été liés à l'instabilité des calottes et leurs conséquences se sont avérées importantes sur la circulation thermohaline qui, chaque fois, s'est vue ralentie, ce qui a contribué à refroidir l'atmosphère. En mettant en relation les dates auxquelles se sont produits ces épisodes et l'activité solaire au cours de l'Holocène, Bond et ses collaborateurs observent que la production d'icebergs est assez bien corrélée avec les phases de baisse d'éclairement.

Il est intéressant de relever que les traceurs de ces événements à débâcles d'icebergs indiquent qu'ils se sont produits neuf fois au cours des 12 000 dernières années, à des intervalles non parfaitement rythmés, mais laissant toutefois apparaître une certaine périodicité de 1 500 ans. D'aucuns objecteront que la variation de l'éclairement solaire n'est pas le candidat idéal pour pouvoir produire de tels cycles, s'ils existent. Cependant, les dates provenant des « phases de

bois et de tourbes » des Alpes pourraient apporter un support aux théories qui mettent en avant le rôle de l'activité solaire dans les fluctuations climatiques holocènes. Les chercheurs suisses de l'université de Berne, mentionnés plus haut, ont montré que les dates au ¹⁴C obtenues sur les échantillons retrouvés au pied des glaciers les situent juste après des périodes de production réduite de ¹⁴C dans l'atmosphère. Or, le taux de production du ¹⁴C dans l'atmosphère est modulé par l'activité solaire : il est moins élevé quand l'activité solaire augmente et inversement. Les glaciers auraient donc pu être réduits lors des phases d'augmentation de l'activité solaire. Il reste cependant à expliquer comment une variation d'énergie provenant du Soleil peut entraîner les glaciers dans un mouvement de recul significatif, une question que nous retrouverons plus loin avec le Petit Âge Glaciaire (voir chap. 4, p. 74).

Quoi qu'il en soit, périodicité ou pas, variations dans l'intensité de l'activité solaire ou pas, l'Holocène apparaît traversé par des variations climatiques qui ont eu pour résultat de faire fluctuer les glaciers. Seule une meilleure connaissance de l'Holocène et des fluctuations glaciaires qui s'y sont produites à l'échelle mondiale pourra permettre de relier ces variations à une éventuelle périodicité climatique. Gageons que cette question va entraîner un regain d'intérêt pour l'étude des fluctuations glaciaires de l'Holocène.

Laissons ce thème en l'état, et portons notre regard sur les fluctuations glaciaires de notre dernier millénaire. Par delà l'intérêt qu'elles représentent pour documenter l'histoire du climat, elles sont la clé pour comprendre l'ampleur et la nature du retrait glaciaire que nous observons depuis un peu plus d'un siècle, et qui est le thème central de notre livre.

¹⁹ Bond G., Kromer B., Beer J., Muscheler R., Evans M., Schowers W., Hoffmann S., Lotti-Bond R., Hajdas I., Bonani G., 2001 – Persistent solar influence on North Atlantic climate during the Holocene. *Science*, 294.

Le Petit Âge Glaciaire

La grande avancée
des glaciers du dernier millénaire



© Collection particulière

Au cours du dernier millénaire, période durant laquelle on dispose de sources dignes de foi – vestiges archéologiques, datations au radiocarbone, indications étayées sur les cernes des arbres, puis documents historiques –, les glaciers ont fluctué sur une assez grande amplitude, avec des avancées succédant à des reculs. Une grande avancée se manifeste juste après la période relativement chaude du Petit Optimum Médiéval (x^e-xiii^e siècle) et se poursuit, avec des hauts et des bas, jusqu'au fort mouvement de récession enclenché au xix^e siècle. Dénommée le Petit Âge Glaciaire, cette période caractérisée par un climat plus froid que l'actuel a duré cinq à six siècles. Elle est considérée aujourd'hui comme l'une des phases de progression les plus spectaculaires qu'aient connues les glaciers à l'échelle de notre cycle interglaciaire.

Il serait faux de dire que le recul des glaciers date des dernières décennies. La preuve, ce sont ces grandes constructions morainiques situées parfois plusieurs kilomètres à l'aval des fronts ou juchées plus d'une centaine de mètres au-dessus des langues actuelles et qui jalonnent le retrait des glaciers avant le xx^e siècle. Les gla-

ciers reculent dans le monde depuis au moins 1880, beaucoup ayant commencé leur décrue vers 1850-1860, d'autres vers 1830 comme dans les Alpes. Certains sont même en recul quasi continu depuis le xviii^e siècle comme en Norvège ou en Bolivie. Les avancées les plus spectaculaires se sont produites dans les Alpes

au cours du Petit Âge Glaciaire (que l'on nommera ici PAG pour plus de commodité), c'est-à-dire vers 1570-1650 et 1780-1830. Mais on sait maintenant que les premières expansions glaciaires des débuts du PAG remontent au ^{xiv}^e siècle. Juste avant cette période, les forts reculs des glaciers observés dans les Alpes suisses, en plein Moyen Âge, attestent d'un « petit optimum climatique » au tournant des deux millénaires. En outre, d'autres indicateurs s'ajoutent aux glaciers, comme la dendrochronologie, les dates des vendanges, pour démontrer que les températures étaient proches, entre le ^x^e et le ^{xiii}^e siècle, de celles que nous avons connues au cours du ^{xx}^e siècle. Comme pour le PAG lui-même, on aura à se demander si cet événement climatique s'est étendu à la plupart des montagnes de la Terre ou bien s'il a été limité à l'hémisphère nord, voire à l'Europe. Si l'on ajoute à tout cela que le PAG lui-même est traversé de périodes où les glaciers ont reculé, par exemple dans les Alpes au ^{xviii}^e siècle, on voit que le dernier millénaire, et le Petit Âge Glaciaire, est un laboratoire fort intéressant pour étudier les fluctuations des glaciers.

Pourquoi étudier les fluctuations des glaciers pendant ces derniers siècles ?

Les fluctuations antérieures à l'ère industrielle sont intéressantes pour ceux qui étudient le

changement climatique actuel, car elles sont liées à des oscillations climatiques sans doute naturelles, associées aux mouvements d'un climat qui n'avait pas encore subi l'effet des rejets massifs des gaz à effet de serre dans l'atmosphère qui se manifestera au cours du ^{xx}^e siècle. Aussi les péripéties qu'ont connues les glaciers avant la période actuelle font-elles l'objet d'un effort tout particulier de la communauté scientifique car les mécanismes climatiques en jeu sont intéressants pour comprendre le climat de notre époque. La question souvent posée est la suivante : et si le recul actuel, observé depuis le dernier quart du ^{xx}^e siècle, n'était finalement qu'une réplique amplifiée des fluctuations naturelles qui ont ponctué le dernier millénaire ? Autrement dit, a-t-on assez de recul pour affirmer que la déglaciation actuelle est exceptionnelle au regard des précédentes ? Voyons cela à partir d'un glacier alpin bien documenté, le grand glacier d'Aletsch, en Suisse.

Le massif de l'Oberland bernois, dans les Alpes suisses, limité au nord par la vallée de l'Aar, les lacs de Brienz et de Thoune et, au sud, par la vallée du Rhône. Le grand glacier d'Aletsch, au centre, orienté sud puis sud-ouest, se distingue par sa taille (24 km).



© Earth Science, Image Analysis Laboratory, Nasa-ISAC

Les soubresauts d'un glacier alpin au cours du Petit Âge Glaciaire

Le grand glacier d'Aletsch a été particulièrement bien étudié par les historiens et les glaciologues. Que nous disent-ils sur son histoire ?

Le glacier d'Aletsch avant 1550

Les archives historiques restent la source principale pour reconstituer dans le détail les fluctuations des glaciers des siècles passés. Le fait qu'il n'en existe pratiquement pas au Moyen Âge et dans les temps antérieurs est un sérieux handicap, et amène donc à se replier sur des données indirectes, comme la végétation ou les archives sédimentaires. C'est à ce travail de détective que se sont livrés Hans Peter Holzhauser, de l'université de Zurich, et Heinz Zumbühl, de l'université de Berne, sur quelques glaciers suisses²⁰.

Le glacier d'Aletsch est le plus grand fleuve de glace d'Europe, si on exclut l'Islande et le Svalbard. Il s'étendait en 1999 sur près de 127 km² et 24 km de longueur. Son volume en équivalent-eau est de l'ordre de 15 à 20 milliards de mètres cubes. À Konkordia, où trois langues se rejoignent, il a près de 900 m d'épaisseur et étire son long ruban de glace à raison de 200 m par an en surface vers un front situé à 1 700 m au milieu des verts alpages de l'Oberried, à l'orée d'une gorge profonde. Il a une réputation un peu à part dans le monde des glaciologues alpins, car, sans doute du fait de son énorme masse, son front est peu sensible aux fluctuations climatiques qui se manifestent sur moins d'une décennie : il poursuit son chemin sans se soucier des « à-coups » que ressentent les autres glaciers, ceux qui sont plus raides et plus courts. C'est un peu comme s'il lissait la variabilité climatique à l'échelle des 10 ans pour ne retenir que les grandes tendances qui s'expriment au minimum sur deux ou trois décennies. C'est du moins l'image qu'il a donnée de 1860 à nos jours, laps de temps au cours duquel il n'a pratiquement pas cessé de reculer.

Avec Aletsch, on a la chance de disposer d'informations sur plus de 2 500 ans grâce aux data-

tions absolues au ¹⁴C obtenues sur des restes végétaux, des troncs d'arbres trouvés dans les moraines, une information suffisamment continue pour tracer une courbe de ses oscillations à partir de l'an 800 de notre ère grâce à la dendrochronologie. Plus près de nous, on peut suivre à la loupe ses aventures grâce aux sources historiques qui font leur apparition à partir de la fin du XVII^e siècle, en plein maximum du PAG. À partir du XVIII^e siècle, l'information historique s'appuie aussi sur des sources iconographiques. Comme les glaciers de Grindelwald, de Zermatt, des sources du Rhône et de la vallée de Chamonix, mais dans une moindre mesure car il est situé en dehors des passages les plus fréquentés, il inspire les peintres et graveurs de l'époque romantique accompagnant les débuts du tourisme. Pour le Moyen Âge, on doit se contenter d'une source d'information en rapport direct avec l'intérêt économique que représentaient ces glaciers pour les communautés paysannes, qui se disputaient âprement les eaux des torrents sortant des glaces : en effet, la question de la position des captages des canaux d'irrigation (dénommés « bisses » en Valais) se posait chaque fois que le glacier fluctuait, une aubaine pour les historiens, car les archives ont souvent gardé les traces de ces aléas.

Avant l'An Mil, on sait, grâce aux arbres poussant aux abords du glacier – mélèzes et arolles, tour à tour en pleine expansion lors des périodes de retrait, puis bousculés et brisés lors des phases d'avancée – que le glacier avait déjà connu de forts soubresauts. Il y a 2 900 ans par exemple, des mélèzes poussaient en rive droite vers 2 200 m au bord d'un glacier encore plus réduit que de nos jours. Ces arbres furent détruits lors d'une avancée qui dura environ 300 ans et qui culmina entre 600 et 500 avant J.-C. Le glacier connut ensuite une forte contraction au tout début de notre ère, à l'apogée de la période romaine, entre 300 avant J.-C. et 150 après J.-C. Plus les données s'accumulent sur ce « Petit Optimum Romain », plus on s'aperçoit que les glaciers des Alpes, et c'est le cas d'Aletsch, s'étendaient sur des surfaces plus réduites que de nos jours (cf. chap. précédent).

Mais, vers l'an 250 de notre ère, une nouvelle avancée clôt ce Petit Optimum Romain, et au cours du haut Moyen Âge, Aletsch se distingue par quatre grandes crues « qui se succèdent pratiquement tous les 200-250 ans » (Holzhauser).

²⁰ Holzhauser H., 1997 – « Fluctuations of the Grosser Aletsch Glacier and the Gorner Glacier during the last 3200 years: new results. ». In Frenzel B., (éd.) : *Glacier fluctuations during the Holocene. Paläoklimaforschung/Palaeoclimate Research*, 24.
Holzhauser H., Zumbühl H. J., 1999 – *Glacier fluctuations in the Western Swiss Alps and French Alps in the 16th century. Climatic Change, special issue.*

Une première, vers 600 après J.-C., crée un glacier plus étendu que de nos jours ; elle est suivie d'un fort retrait peu après, puis à nouveau d'une avancée du glacier vers 750-850 après J.-C., qui écrase de nombreux mélèzes sur ses bords, une occasion mise à profit par les dendrochronologistes. Vers 900, cette expansion s'interrompt et le glacier prend les proportions qu'il présente de nos jours.

Malgré une petite poussée vers 1100-1200, le XII^e siècle et la première moitié du XIII^e sont caractérisés par une belle expansion de la végétation : elle s'étend alors jusqu'aux limites du glacier qui sont celles de 1957 sans qu'aucune crue d'ampleur de celui-ci n'ébranle cette longue période de contraction, qui durera au total près de quatre siècles, de 900 à 1300 environ. Aletsch enregistre donc la clémence du climat du Petit Optimum Médiéval, une clémence favorable en Europe aux défrichements, à la croissance de la production agricole, et en conséquence à la démographie (encadré 4). Il faudrait toutefois se garder de penser que les glaciers étaient alors réduits à leur plus simple expression, ou même qu'ils avaient retrouvé leurs dimensions restreintes de la période romaine. Leur taille était en définitive à peu de chose près celle qu'ils ont eue

vers 1990. Rien n'indique, en effet, contrairement à ce qui est dit parfois, qu'ils aient reculé au point que les hauts cols alpins à plus de 3000 m comme le col du Géant dans le massif du Mont-Blanc ou le col du Théodule dans le Valais, aient été tout à fait libres de glace et ouverts à la circulation des hommes et des troupeaux. Sur la base de datations précises d'arbres, Holzhauser estime que le grand glacier d'Aletsch aurait reculé de plus d'un kilomètre et demi au cours du XII^e siècle, ce qui est moins que les 2,5 km du recul de la période 1892-2001.

Après la douceur des X^e-XIII^e siècles, le climat va se gâter durablement au début des années 1300, à tel point que beaucoup considèrent le « tournant climatique » opéré lors de cette première moitié du XIV^e siècle comme le vrai début du PAG. En effet, il faudra désormais attendre le XX^e siècle pour retrouver des conditions climatiques meilleures et des glaciers de taille plus réduite.

Aletsch enregistre au début du XIV^e siècle une importante poussée. À raison d'une vitesse de progression de 40 m/an, le front du glacier regagne des territoires perdus et occupe des positions comparables à celles qu'il aura plus tard

Le Petit Optimum Médiéval, un des temps chauds du dernier millénaire

Encadré 4

C'est le paléoclimatologue anglais Hubert Lamb qui, en 1965, a été à l'origine du concept de *Medieval Warm Epoch*. Il se fondait sur des données historiques portant sur l'Europe de l'Ouest et du Nord, l'épisode le plus célèbre étant la colonisation du Groenland par les Vikings conduits par Éric le Rouge, qui supposait une banquise assez réduite pour permettre une bonne navigation dans ces eaux septentrionales. Les estimations des températures faites par Lamb pour cette période dépassent de 1 °C à 2 °C la moyenne du XX^e siècle, attendu que la période prise pour référence est 1900-1939, une série de décennies plus fraîches que les trois dernières que nous venons de traverser. Depuis, de nouveaux indicateurs indirects du climat, incluant les anneaux des arbres, les carottes de glace, et bien sûr les documents historiques dont les précieuses dates de vendanges, ont confirmé qu'entre 1000 et 1200,

les températures avaient été très voisines, à une fraction de degrés près, de la moyenne 1961-1990. D'ailleurs, les études existantes sur cette période, dans les Alpes par exemple, indiquent des positions de fronts nettement plus en amont que celles du PAG. Probablement, les fronts glaciaires devaient approcher les limites des dernières décennies du XX^e siècle. Mais ce constat reste jusqu'à présent limité à l'hémisphère nord, à l'Europe en particulier, faute de données pour les autres continents.

À la recherche d'indices clairs

Il y a bien ici ou là des indices d'un climat à hivers doux et/ou à étés chauds, en Chine (d'après les archives historiques), en Amérique du Nord, en Patagonie (d'après les anneaux d'arbres), mais le « timing » reste imprécis, et surtout on manque d'indices clairs d'un climat chaud s'étendant sur plusieurs siècles. C'est

pourtant ce que suggère le haut niveau d'éclairement solaire reconstitué entre 1000 et 1250 (voir chap. suivant) à partir des radionucléides comme le ¹⁰Be. Dans diverses régions du monde, la période 900-1300 de notre ère est plutôt caractérisée par des déficits de précipitations. Ainsi, sur une grande partie de l'Ouest américain, du Canada à la Californie, il existe de forts indicateurs de sécheresses prolongées entre 900 et 1300. Plus au sud, sur l'Altiplano de Bolivie, les données archéologiques et les glaces de la calotte de Quelccaya témoignent d'une sécheresse sévère et durable dans les années 1100 : le niveau du lac Titicaca s'abaisse alors de façon suffisante pour mettre en péril l'ingénieuse agriculture irriguée mise au point par la civilisation de Tiwanaku. Il est en effet probable que le climat précipita le déclin de cette civilisation andine que des convulsions politiques avaient déjà entamé.

en plein cœur du PAG, vers 1650 et 1820. C'est la plus grande phase d'expansion que ce glacier ait enregistrée depuis plus de 2 000 ans, qui culmine en 1350. De nombreux arbres écrasés, des souches maintenues en place mais scalpées par le glacier témoignent de cette avancée fulgurante, qui atteint deux kilomètres en cinquante ans ! Les conditions climatiques semblent s'être dégradées dès 1303, mais ce sont surtout les six années extrêmes 1342-1347, précédant la « peste noire », qui accélèrent la poussée. Cependant, cette grande crue, que l'on retrouve sur la plupart des glaciers de la région, comme le Gorner, ne s'attarde guère et dès la fin du ^{xiv}^e siècle, le glacier revient sur des positions proches de celles du ^{xx}^e (années 1930-1940), une tendance qui va se prolonger tout au long du ^{xv}^e siècle.

Pour jalonner les étapes de progression et de régression du glacier d'Aletsch pour lesquelles on ne dispose pas de témoignages directs, les chercheurs suisses ont tiré parti avec astuce des canaux d'irrigation – les fameux « bisses » –, tributaires des torrents sortant du front du glacier ou de ses rives. Le versant valaisan du massif de l'Oberland est en effet une région sèche où l'agriculture peut difficilement se passer d'irrigation. Le bisse qui emmène l'eau du glacier vers les pâturages de l'Oberried est détruit par l'avancée d'avant 1385. Mais peu après, vers 1404, il est de nouveau en état de marche et fonctionnera dès lors sans discontinuité près de deux siècles, avant qu'une nouvelle avancée majeure du glacier ne le mette de nouveau hors d'état. Notons que ce bisse était déjà en activité vers 1150, en plein Optimum Médiéval, captant les eaux d'un glacier d'Aletsch alors plus réduit. Non seulement les déplacements de ces canaux sont des indicateurs des va-et-vient du glacier, mais les poutres de soutènement enfoncées à même la roche contiennent elles aussi des informations – âges absolus du bois révélés par le ¹⁴C et cernes – sur lesquelles s'appuient les chercheurs dans leur travail de reconstitution. On imagine le dépit de ces communautés alpines devant les dégâts causés par les mouvements du glacier et les efforts représentés par la construction de ces canaux, dont la position devait varier avec les caprices de celui-ci !

Le cœur du Petit Âge Glaciaire : fin ^{xvi}^e-milieu ^{xix}^e siècle

L'entrée dans la phase principale du PAG – celle qu'une majorité d'auteurs considère encore comme le PAG *stricto sensu* – se situe dans les toutes dernières décennies du ^{xvi}^e siècle. Elle se fait d'ailleurs en douceur, si on la compare au

bref coup de semonce du ^{xiv}^e siècle. Vers 1500 et jusque vers 1570, le glacier pousse doucement vers l'avant en direction de positions qu'il retrouvera plus tard dans les années 1925-1940. Un mélèze situé sur la rive gauche du glacier d'Aletsch enregistre en 1505 la proximité immédiate du glacier en réduisant brutalement l'épaisseur de ses cernes. En 1500, le bisse est détruit par le glacier, un autre bisse est construit, mais le glacier s'acharne et ce bisse est lui-même détruit en 1572-1574. Avant 1590, le glacier s'est déjà approché de l'extension qui sera la sienne en 1890 à la sortie du PAG. L'analyse des arbres permet à Holzhauser de fixer au glacier une progression de 400 m en 10 ans, entre 1590 et 1600. Il n'y a plus de doutes, nous sommes bien entrés dans un « petit âge glaciaire » car cette progression, loin de s'affaiblir, poursuit son chemin jusqu'à son apogée de 1653.

1653, date importante pour Aletsch et pour les glaciers suisses : c'est l'année de leur entrée officielle dans l'histoire. Devenus quelque peu envahissants, ils font parler d'eux et ont l'honneur de figurer dans les archives. Le prétexte en a été une sorte d'exorcisme. En effet, inquiets devant la progression continue du glacier qui n'a pas ménagé leurs bisses, voici que les habitants de Naters « enjoignent » la glace d'arrêter sa course afin d'épargner les alpages de l'Üssere Aletschji. Les jésuites venus en renfort organisent une procession de « bannissement du glacier » avec deux pères prêchant pendant sept jours d'affilée. Prières, chants, procession organisée jusqu'au front du glacier pour conjurer le Mal, le tout avec aspersion d'eau bénite, on sort les grands moyens pour impressionner le « monstre », témoin cette statue de saint Ignace érigée juste devant lui pour le dissuader une fois pour toutes de franchir cette limite !

Ce n'est pas la première cérémonie de bannissement d'un glacier. Peu de temps avant, en mai 1644, les syndics de Chamonix, effrayés eux aussi de voir maisons et champs écrasés par les « horribles glacières », au premier rang desquelles le Glacier des Bois (aujourd'hui la Mer de Glace), mais aussi Argentièrre, le Tour, les Bossons, en appellent au coadjuteur de Genève, Charles de Sales, pour venir arrêter leurs ravages. Comme le souligne E. Le Roy Ladurie, qui s'est appliqué à analyser la plus grande partie des archives de la vallée de Chamonix, la question devenait pressante car le Glacier des Bois menaçait purement et simplement de barrer l'Arve et d'inonder toutes les terres situées en amont. Et le saint homme de se déplacer et d'aller exorciser les glacières... La glaciologie



Le grand glacier d'Aletsch, dans l'Oberland bernois en juillet 1994. Plus long et plus grand glacier des Alpes et d'Europe continentale (24 km, 127 km² en 2000), ce glacier a suscité des études fines sur les fluctuations qu'il a connues tout au long de l'Holocène et surtout pendant le Petit Âge Glaciaire. Ses grandes dimensions lui permettent d'intégrer la variabilité climatique à l'échelle décennale en un signal séculaire lissé. Cela explique qu'il ait presque continuellement reculé depuis 1860.

semble avoir été une science infuse auprès du clergé de l'époque car dans les deux cas, Aletsch et Chamonix, les glaciers, à peine les imprécations terminées, se sont mis à reculer docilement... Disons plutôt qu'après un siècle et demi de progression, la crue glaciaire avait atteint son paroxysme, à Aletsch quelques années après Chamonix en raison de la taille exceptionnelle de ce glacier. Et l'on commençait à s'acheminer vers d'autres temps, pas plus chauds, au contraire, car nous sommes alors en plein minimum d'insolation de Maunder (voir chap. suivant, p. 76), mais sans doute trop secs pour que la progression puisse se poursuivre.

En effet, les choses se calment au XVIII^e siècle. Sur le premier plan topographique de la région frontale du glacier levé pour régler des litiges de territoire entre communes, Aletsch paraît

revenu à des proportions plus raisonnables, assez proches de celles qu'il aura en 1890. Malgré cette détente, le glacier présente encore l'aspect d'une masse nettement plus vaste (presque un kilomètre de plus) qu'avant l'avancée de la fin du XVI^e siècle : il n'y a pas de doute, le Petit Âge Glaciaire est toujours là !

Une parenthèse pour signaler que l'information historique sur les glaciers, quelle que soit son origine, fait souvent la part belle aux avancées, et moins aux reculs. Les premières détruisent les habitations, emportent les arbres et laissent une forte empreinte dans l'Histoire. En revanche, les seconds sont souvent plus discrets, pour les raisons opposées. C'est le cas pour Aletsch comme pour la plupart des glaciers avant l'avènement des programmes de surveillance de la seconde moitié du XIX^e dans les Alpes, qui permettront de suivre aussi bien les avancées que les reculs.

Le XVIII^e siècle, après les années très froides de la période 1650-1715, les plus sévères de tout le PAG, marque un répit sur le front des températures. Les glaciers des Alpes tendent à reculer à mesure que l'on se rapproche du milieu du siècle, limités par la clémence des températures d'été, que l'on estime être, en Europe, aussi chaudes que celles du XX^e siècle. En revanche, les hivers restent rudes, longs et neigeux, ce qui explique que le retrait des glaciers, à Aletsch comme ailleurs, reste contenu : ils oscillent au gré des variations climatiques décennales tout en gardant encore les proportions typiques du PAG.

Les choses en resteront là jusqu'au tournant du XVIII^e et du XIX^e, comme en témoignent les images de Chamonix ou des Alpes suisses rapportées par les contemporains de De Saussure.

Quand on évoque le PAG dans les Alpes, il est commun de représenter les oscillations des glaciers sous la forme d'un « W » dont la première pointe marquerait le XVII^e siècle et la deuxième, les premières décennies du XIX^e. Ce « W » mériterait cependant une pointe de plus, pour pren-

dre en compte la forte poussée isolée du XIV^e. Comment se présente cette nouvelle crue au début du XIX^e siècle sur le glacier d'Aletsch ?

Les années 1790-1830 dans les Alpes n'auraient pas été plus froides que la moyenne du XX^e siècle, selon l'étude réalisée par R. Böhm et ses collaborateurs en 2001²¹ à partir de données instrumentales. Seule la période 1812-1817 est franchement froide. Ce bref coup de froid peut être lié au minimum solaire qui marque les années 1800-1820 (appelé minimum de Dalton, comme nous le verrons plus loin), mais il tire son origine principalement du voile volcanique répandu par l'explosion du Tambora en 1815. Ce volcan de l'île de Sumbawa (Indonésie) explose en avril et injecte près de



© Society for Ecological Research, Munich

Le grand glacier d'Aletsch vers 1850 et de nos jours : on remarque l'importance du recul et de l'amincissement du glacier dans sa région frontale. Photographies prises du même endroit.



© Society for Ecological Research, Munich

²¹ Böhm R., Auer I., Brunetti M., Maugeri M., Nanni T., Schöner W., 2001 – Regional temperature variability in the European Alps 1760-1998. *International Journal of Climatology*, 21.

150 km³ d'aérosols sulfatés dans l'atmosphère – soit 150 fois plus que le mont St Helens en 1980 ! De ce fait, la température mondiale chute d'un peu plus d'un degré l'année suivante. Par ailleurs, les glaciers des Alpes bénéficient d'hivers avec un enneigement abondant, ce qui a sans doute compté davantage que la baisse limitée dans le temps de la température pour faire progresser les glaciers.

Aletsch reprend donc sa marche et va poursuivre cette progression sur plusieurs décennies, alors que beaucoup de glaciers alpins ralentissent, voire stoppent leur progression dès 1820. En 1818, les habitants des communes périphériques déjà avaient planté une nouvelle croix pour arrêter sa progression, mais en vain cette fois, car le glacier repart de plus belle vers un paroxysme atteint en 1850 : cette année-là, il égale ses meilleures performances du millénaire, celles de 1360-1370 et de 1653.

En 1848, la langue s'engouffre dans la gorge de la Massa, barre le chemin qui menait aux alpages de Üssere Aletschji. Un naturaliste, E. Collomb, inspecte les lieux et décrit la destruction, sous l'effet des avalanches provenant du glacier, d'une maison bâtie en 1793 : « Au moment où nous explorâmes les lieux, une de ces maisons n'allait pas tarder à être engloutie par les pierres et les blocs énormes qui se détachaient de temps en temps de la moraine, et qui avaient en partie entamé le frêle édifice ». Il estime que les arbres arrachés datent de 200 ans, ce qui montre que le glacier n'était pas revenu là depuis 1653, l'année de l'exorcisme ! Plus tard, avec l'apparition des daguerréotypes, l'un des premiers reporters des glaciers, D. Dollfus-Ausset, révèle l'ampleur des dégâts causés par la crue à son paroxysme de 1850. Les habitants des communes attenantes demandent en 1853 la permission de couper le bois avant qu'il ne soit

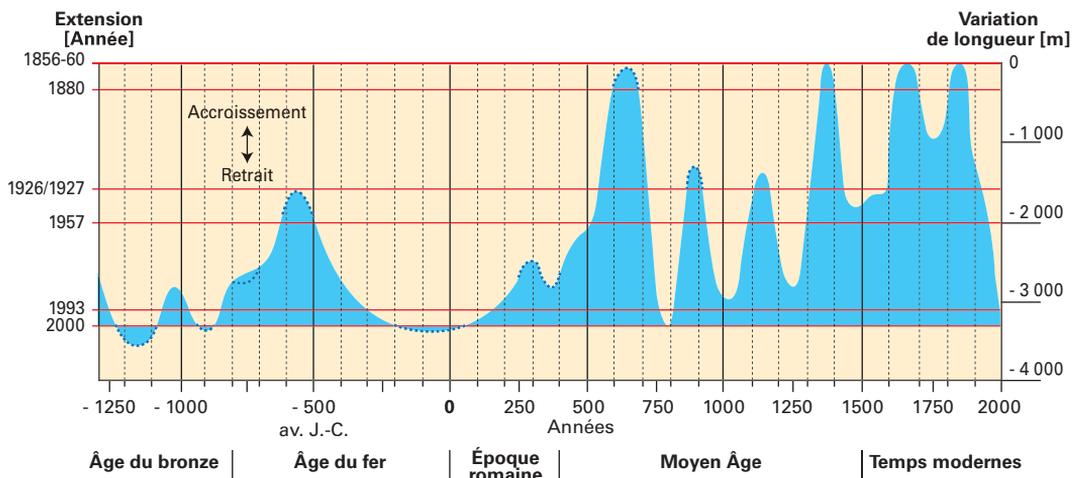
perdu à tout jamais avec l'avancée du glacier. Selon des sources locales, Aletsch plafonne entre 1854 et 1856, puis entame lentement un recul en 1859. Quand François-Alphonse Forel, l'initiateur des campagnes d'observation des glaciers suisses dont nous avons déjà évoqué le nom, fait sa tournée d'inspection en 1861, le glacier est nettement en retrait et ce mouvement ne va plus s'arrêter jusqu'à nos jours, malgré un petit sursaut en 1892.

Pour la clarté de l'exposé, les principales périodes du glacier d'Aletsch ont été indiquées dans la figure 9 et le tableau 1. À titre comparatif, les positions du glacier ont été rapportées à celles qu'il a occupées au cours des XIX^e et XX^e siècles.

Les autres glaciers alpins pendant le Petit Âge Glaciaire

Avant de tourner la page sur le grand glacier d'Aletsch, faisons les comptes. Des années 1300 aux premières décennies du XX^e siècle (1935), le glacier a toujours gardé un caractère volumineux, c'est-à-dire que son front, au gré de ses fluctuations, s'est toujours maintenu près d'un kilomètre et demi au minimum en aval de sa

Figure 9
Phases d'avancée et de retrait du grand glacier d'Aletsch depuis 1300 av. J.-C. À droite, variations de longueur avec comme référence le maximum de 1856-1860 (= 0). À gauche, les extensions des années de référence.



Source : d'après Holzhauser et Zumbühl, 2003.

Crues principales...	...au cours desquelles le glacier atteint le niveau de	Décrues principales...	...au cours desquelles le glacier atteint le niveau de
600-700* av. J.-C.	1926-1927	200 avant J.-C. - 0	l'actuel (2000), et peut-être plus en retrait
550-650*	1880	750-800	l'actuel (2000) environ
850-900*	1926-1927 ?	1000	années 1980
1100-1150**	1926-1927	1200-1300	années 1980
Vers 1350*	de 1859-60 (niveau maximum)	1372-1480	1927
1580-1653 ***	de 1859-60 (niveau maximum)	1750	
1812-1820***	Progression	Recul continu avec petite pause en 1880	
1856-1860***	Niveau maximum		

Source : Holzhauser, 1987 et 2003. * ¹⁴C ** Dendrochronologie (arbres renversés, souches en place, poutres supports de bisses) *** Sources historiques (écrits, bisses, plans, iconographie diverse...)

Tableau 1

Variations de la langue terminale du grand glacier d'Aletsch depuis plus de 2 000 ans. Crues en gras : crues maximales, égales ou presque à la crue de référence de 1859-1860. Décrues en gras : retrait du glacier sur des positions proches des actuelles (1990-2000). Données peu fiables avant 1300, meilleures après cette date, historiques à partir de 1653.

position des années 1970. Durant 600 ans, et sans interruption, le glacier a donc été nettement plus étendu qu'à notre époque (2000).

C'est cette notion de maintien de la glace sur une position nettement plus basse que celle de la seconde moitié du xx^e siècle qui justifie la dénomination « Petit Âge Glaciaire » qui est donnée à cette période. Gardant ce même glacier en référence, nous pouvons dire que nous sommes tout à fait sortis du PAG dans les années 1935-1940. Mais si, à présent, le PAG est limité à son extension « classique » de 1550-1860 en chiffres ronds, il apparaît à Aletsch borné chronologiquement, en amont, par l'ultime abandon du bisse de 1572-1574 et, en aval par ses derniers ravages de 1856. Dans ce format réduit, le PAG aura duré deux siècles trois quarts et, pendant ce temps, la longueur du glacier aura toujours été supérieure de deux à trois kilomètres à la longueur actuelle.

Est-ce la même histoire qui nous est racontée par les autres glaciers des Alpes dans leurs démêlés avec le PAG ? Au fil de l'enquête, nous allons voir qu'en fait Aletsch a tracé le canevas fondamental du Petit Âge Glaciaire alpin, et que

les différences introduites par les autres glaciers ne sont que des variantes, parfois même seulement des broderies.

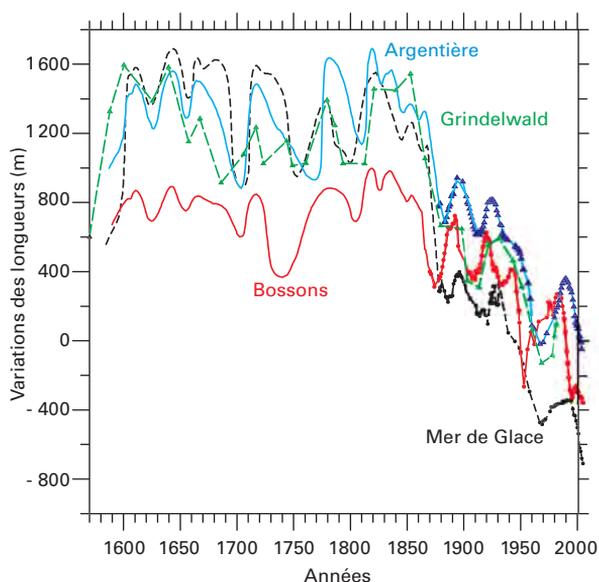
Tirant parti des troncs de mélèzes fossiles trouvés au bord du glacier du Gorner, le plus grand émissaire côté suisse du mont Rose, en Valais, Holzhauser signale des crues importantes en 1380, entre 1623 et 1670, ainsi qu'en 1820 et 1860. Les trois grandes « pointes » sont présentes, là où on les attendait, et il ne semble donc pas y avoir de différences notables entre Aletsch et Gorner. Ce sont deux grands glaciers de faible pente qui réagissent aux fluctuations climatiques de grande amplitude. En revanche, les glaciers à pente raide, moins vastes et donc plus « nerveux », soulignent des fluctuations mineures gommées par les premiers. Ainsi, les glaciers de Grindelwald, d'Unteraar et celui des sources du Rhône signalent quelques crues intermédiaires au cours du xviii^e siècle (vers 1720 et vers 1780) que les précédents n'ont pas enregistrées. Nous avons rassemblé dans le tableau 2 les crues attestées de cinq glaciers des Alpes suisses et d'un glacier des Alpes autrichiennes depuis 1 000 ans.

Dates	Aletsch (Be-Val)	Gorner (Val)	Grindelwald inférieur (Be)	Rhône (Val)	Rosenloui (Be)	Unteraar (Be)	Vernagt-ferner (Ötztal-Aut)
XIX ^e	1856-1859/60 Années 1820 Dès 1818	1859-60	1855-1856 1820-1822	1856 1818	1846-1856 1824	1871	1846-1848 1820-1825
XVIII ^e			1780 1720	1770-1781 1 ^{re} moitié du XVIII ^e siècle	1777	1788 1719-1729	1772-1774
XVII ^e	Vers 1653	<u>1669-1670</u> 1623	1670 1641 1600-1606	Fin du XVII^e siècle Vers 1600	 <i>Vers 1600</i>	 <i>Vers 1600</i>	1678-1680 1600-1601
XVI ^e	<i>Vers 1500</i>						
XV ^e							
XIV ^e	<i>Vers 1350</i>	1385		<i>Vers 1350-1400</i>			?
XIII ^e							
XII ^e	<i>Vers 1100-1150</i>	<i>Vers 1180-1220</i>					
XI ^e			<i>Vers 1050-1100</i>			<i>Vers 950-1050</i>	?

Sources : Holzhauser et Zümbuhl, 1988 (Suisse) ; Grove, 1988 (Suisse) ; Winkler, 1996 (Autriche).

Tableau 2

Crues attestées de six glaciers des Alpes suisses et d'un glacier des Alpes autrichiennes depuis 1 000 ans. En gras : poussées extrêmes des phases maximales. En italique : données obtenues par datation ¹⁴C. Souligné : données obtenues par dendrochronologie. Autres : données provenant de diverses sources historiques. Be : Canton de Berne. Val : Valais.



Source : adapté de Vincent *et al.*, 2004, *Journal of Geophysical Research* : 109.

En Haute-Savoie ou en Suisse, les sources relatives aux glaciers sont abondantes et diverses. Elles vont des registres paroissiaux qui rendent compte des désastres causés par les glaciers dans le but d'obtenir des allègements d'impôts de la part des autorités, aux rogations organisées pour en appeler à l'intervention divine, sans oublier les précieux dessins, peintures, aquarelles, gravures qui se multiplient à la fin

Figure 10
Fluctuations de longueur de quatre glaciers dans les Alpes : Mer de Glace, Argentière, Bossons, Grindelwald. L'origine 0, dans l'échelle de variations des longueurs, est arbitraire. Noter comment le glacier des Bossons anticipe de quelques années les variations de ses voisins, Mer de Glace et Argentière.

du XVIII^e siècle lors des débuts du « tourisme » anglais. Le fait que les fronts de ces glaciers soient si proches du domaine habité, comme à Grindelwald, fait de ces glaciers de véritables bibliothèques dans lesquelles on puise à loisir une information quasi continue sur leurs oscillations. La figure 10 résumant ces fluctuations révèle en Haute-Savoie un bon synchronisme avec les glaciers suisses. Parmi les différences, on relève ce maximum du XIX^e siècle qui apparaît très tôt à Chamonix, vers les années 1820, et qui nous fait plonger dans la décrue dès 1830. Plus tard, en 1850, maximum pour beaucoup de glaciers suisses, les glaciers savoyards sont déjà en repli et la récurrence observée à cette date n'est qu'une petite avancée au milieu d'un mouvement dominant de décrue qui va s'accélérer peu après.

Le Petit Âge Glaciaire en Europe du Nord

Il convient de rappeler ici que les plus grandes masses glaciaires d'Europe ne se trouvent pas dans les Alpes, mais plus au nord. Les Alpes comptaient moins de 2 500 km² de glaciers à la fin du deuxième millénaire, tandis que la Scandinavie (avec l'île de Jean Mayen) en alignait presque 3 200 km². Mais c'est encore peu, comparé aux « îles calottes glaciaires », l'Islande avec ses 11 200 km² de glaciers, dont 8 500 km² pour le seul Vatnajökull (près de trois fois les Alpes !), et surtout le Svalbard (ou Spitzberg), avec ses 36 600 km². Les Alpes, même si l'on y rajoute les Pyrénées (4 km²), ne représentent donc guère plus de 4,5 % des glaciers d'Europe. Sans parler du Groenland avec ses 1,8 million de km²... Beaucoup de glaciers situés hors des Alpes sont des calottes glaciaires qui étaient plus vastes encore au cours du PAG, tout comme leurs tributaires, glaciers de vallée débouchant souvent dans des fjords profonds. La question posée d'emblée est la suivante : les avancées au cours du PAG dans les Alpes et au nord de l'Europe ont-elles été synchrones ?

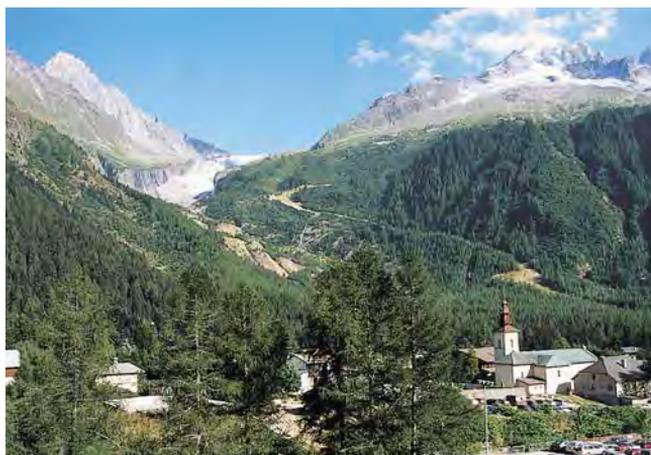
Voyons le cas du Jostedalbreen, une petite calotte de glace située en Norvège dans le Nordfjord (61° 40' N, 7° 05' E), qui a donné bien des soucis aux populations locales, notamment au cours de ses avancées du XVII^e et du XVIII^e siècles. De nombreuses données, des documents historiques (écrits surtout, avec un peu d'iconographie) et des moraines datées par lichénométrie ont montré que plusieurs émissaires de



© Lithographie E. Ciceri/photo Martrens



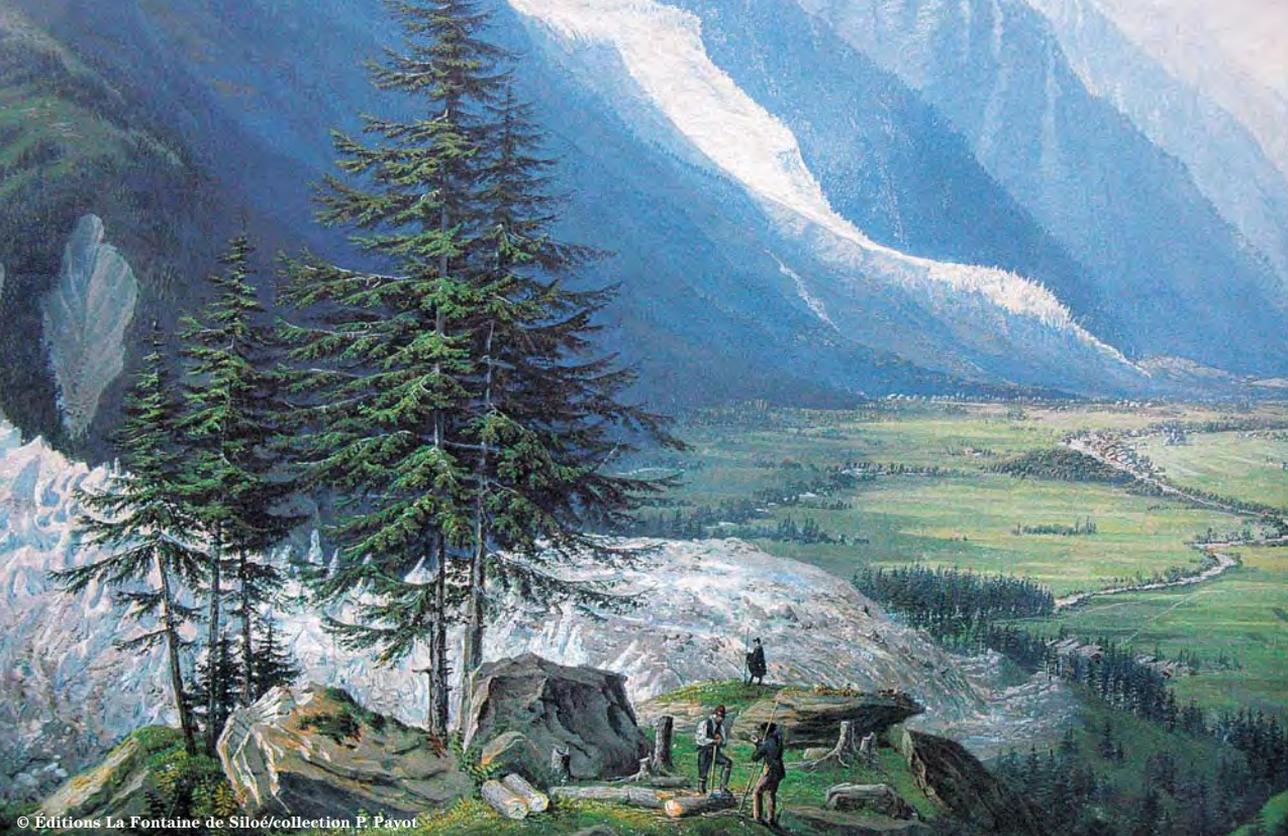
© G. Contret



© CNRS/C. Vincent

Le village d'Argentière en 1860 (en haut), 1896 (au milieu) et 2003 (en bas).

cette petite calotte ont atteint leur maximum vers le milieu du XVIII^e siècle. D'après A. Nesje et S. Dalh, chercheurs à l'université de Bergen, la ligne d'équilibre des glaciers de la région aurait



© Editions La Fontaine de Siloé/collection P. Payot

Le mont Blanc et la vallée de Chamonix. Gouache de Jean Dubois (vers 1820).

été déprimée d'environ 150 m par rapport à l'actuelle lors de ce maximum. Déjà dans la première partie du ^{xiv}^e siècle, une avancée du glacier avait endommagé les pâturages et certaines fermes, ce qui avait été un motif de réduction d'impôts pour les habitants des lieux, les malheureux fermiers ne pouvant plus faire face aux échéances (Grove, 1988). Le glacier marque à nouveau une avancée à la fin du ^{xvii}^e, deux fermiers de la région dans une lettre datée de 1684 se plaignent de ce que les glaciers ont envahi les alpages sur lesquels paissent leurs troupeaux pendant l'été. Les avancées se succèdent tout au long de la première moitié du ^{xviii}^e siècle.

Le Nigardsbreen par exemple, un émissaire oriental du Jostedalbreen, avance entre 1710 et 1735 de 2,8 km à un rythme endiablé de 112 m par an. Les dommages occasionnés sont tels qu'une enquête est diligentée et confiée au responsable de la paroisse de Jostedal, Mattias Fos. Après un séjour sur place en 1743, le Révérend écrit dans son rapport : « Le glacier avait emporté les constructions, les renversant et les poussant devant lui avec une grande quantité de terre, de sable et de gros blocs, écrasant et réduisant lesdites constructions en morceaux, que l'on peut encore voir et l'homme qui vivait en ces lieux a dû les quitter en toute

hâte avec ses gens et ce qu'il possédait, et trouver refuge où il a pu » (Grove, 1988). À la même époque, le petit village de Tungøyane dans la même région fait les frais de l'avancée du Brenndalsbreen, un autre tributaire du Jostedalbreen. En 1702 déjà, les habitants avaient obtenu des réductions d'impôts du Roi et de l'Église, mais tout au long des 41 années qui suivent, c'est une lutte acharnée entre les hommes et le glacier : avalanches, coulées de boues, rivières surchargées qui changent leur lit, destruction de l'habitat, auxquels les hommes répondent par le déplacement de maisons, le déblaiement incessant des sédiments envahissant les pâturages, la reconstruction des maisons détruites. La Cour vient enquêter sur place, et il est écrit dans les archives : « Avant 1650, les habitants de Tungøyane voyaient le glacier comme une vache blanche à l'horizon » mais, en 1700, il domine le vallon dans lequel ont été construites les maisons, avançant à raison de 90 m par an. En 1728, on doit déplacer les maisons ; en 1733 quand la commission d'enquête passe, il est juste au-dessus des maisons et les fermiers sont de ce fait exemptés de taxes. Le 12 décembre 1743, en plein hiver, vient le coup de grâce : les maisons, reconstruites en 1728, sont détruites par une avalanche de glace, de neige et de boue venant du glacier, qui s'était approché à moins de 100 m de distance. Une tragédie pour cette petite communauté : le village est abandonné et les fermes ne seront jamais reconstruites, toute trace de cet habitat

Évolution du glacier de la Pilatte (massif des Écrins, France) entre 1921 (en haut) et 2003 (en bas).

a dès lors disparu à tout jamais du cadastre. En près de 50 ans, de peu avant 1700 à 1743, le glacier avait fait un bond en avant de 4,5 km, à la vitesse de 90 m par an en moyenne !

Toutes les études menées en Scandinavie (Norvège et Suède) montrent que cette crue de la première moitié du XVIII^e fut la plus sévère du PAG : différence par rapport aux Alpes, où, depuis 1650, après les grandes avancées du début du XVII^e siècle, on avait connu un temps de répit malgré quelques crues secondaires. Plus tard, les événements qui touchent les glaciers alpins au XIX^e siècle, crues de 1815-1820 et de 1850-1860, sont également présents dans le nord de l'Europe, mais atténués : au Nigardsbreen, ces crues sont à peine visibles et apparaissent comme de petits sursauts dans un processus de déglaciation entamé juste après cette mémorable avancée du milieu du XVIII^e siècle. D'ailleurs, les plaintes se font plus rares après cette date, et les habitants doivent de nouveau payer leurs taxes, comme tout le monde ! En revanche, alors qu'en 1860, tous les glaciers alpins sont en repli et « sortent du PAG », les glaciers du nord de l'Europe maintiennent des « proportions PAG » jusque dans les dernières années du XIX^e siècle, voire dans les premières décennies du XX^e.

À quoi est due cette crue des glaciers scandinaves de la première moitié du XVIII^e siècle, décalée de près d'un siècle de celle des glaciers alpins ? Il y a là un paradoxe à expliquer. D'autant plus que cette crue intervient dans un contexte de « détente » sur le front des températures en Europe, après les bas niveaux atteints dans la seconde moitié du XVII^e et la première décennie du XVIII^e siècle. En effet, tant les températures instrumentales (la précieuse série du centre de l'Angleterre, notamment) que celles dérivées des cernes des arbres ou des sources historiques (Hollande, Pays Baltes) dessinent une Europe du Nord-Ouest aux températures d'été nettement orientées à la hausse et aux hivers plus doux. Alors, augmentation des précipitations d'hiver qui auraient gonflé les bilans hivernaux et provoqué ces avancées des glaciers



© Archives départementales de l'Isère, photographie du fonds RTM 38



© E. Thibert

scandinaves, avancées que n'auraient pas connu au même moment les glaciers alpins qui, bien qu'encore majestueux, sont plutôt repliés par rapport à leur maximum d'avant 1650 ?

Laissons pour l'heure la question sans réponse, car nous reviendrons sur ces décalages entre le nord et le sud de l'Europe quand nous étudierons les fluctuations des glaciers européens au XX^e siècle. Avant d'en arriver là, penchons-nous sur les manifestations du PAG hors d'Europe.

Un Petit Âge Glaciaire ailleurs qu'en Europe ?

Les études récentes effectuées tout au long des cordillères américaines de l'Alaska à la Patagonie révèlent partout l'existence du PAG. Cependant, comme les sources documentaires sont inexistantes sur ce continent, seules les données indirectes permettent d'établir les courbes de fluctuations, ce qui introduit une certaine dose d'incertitude dans la chronologie des événements.

Alaska

Entre les monts Brooks au nord et le Saint-Elias au sud, en ajoutant calottes, massifs de type alpin et glaciers encaissés dans des fjords profonds, on arrive à réunir l'une des masses glaciaires parmi les plus importantes au niveau de la planète, en dehors des grandes calottes polaires : l'étendue des glaciers s'élève à environ 90 000 km² environ, soit plus de 30 fois la glaciation actuelle des Alpes. Les chercheurs qui se sont attelés au PAG, dont les Américains Calkin et Wiles, ont montré que l'on enregistre durant cette période la plus forte poussée glaciaire de tout l'Holocène. Mais des différences sensibles apparaissent dans la chronologie de ces poussées selon les régions. Beaucoup de glaciers auraient avancé dès le début du XIII^e siècle – alors que l'Europe connaît encore les douceurs de l'Optimum Médiéval –, certains ayant même atteint durant ce siècle leur plus grande extension, comme dans les monts Brooks à l'extrême nord de l'Alaska par 68° N. Dans les massifs intérieurs et au Yukon, les stades glaciaires les plus étendus sont en général datés de la fin du XVI^e siècle, et la date qui revient le plus souvent est 1570. Plus au sud, vers 62°-60° N et en position maritime, les massifs de Wrangell et de Saint-Elias enregistrent des maximums au XVII^e, à la fin du XVIII^e, au milieu du XIX^e et à la fin XIX^e-début XX^e siècle. Pour beaucoup de glaciers, la plus vaste extension date du XVIII^e siècle. Par rapport aux glaciers d'aujourd'hui, on estime que les lignes d'équilibre glaciaire lors du maximum du PAG étaient déprimées par rapport à celles de la fin du XX^e siècle de 100-200 m dans les régions maritimes, allant jusqu'à 300-400 m dans les régions continentales.

Rocheuses canadiennes

Plus au sud, dans les Rocheuses canadiennes (50-55° N), Brian Luckman, de l'université de l'Ouest-Ontario, a daté les deux plus grandes constructions morainiques du PAG au XVIII^e et au XIX^e siècle, avec un maximum souvent atteint lors de la première moitié du XIX^e. Mais l'extension varie selon les lieux et l'on sort facilement de ces fourchettes. Certains glaciers atteignent ainsi leur record d'extension au XVII^e siècle, d'autres à la fin du XIX^e et même au début du XX^e siècle. Comme en Alaska, la lichénométrie a été mise à contribution pour dater les moraines. Quant au bois fossile, très présent ici dans les moraines du fait de la densité des forêts, il a permis non seulement de dater ces moraines mais aussi de reconstituer les

températures estivales sur près d'un millier d'années. La dendroclimatologie nous apprend ainsi que les glaciers ont avancé dès lors que les températures d'été ont plongé, comme ce fut le cas vers 1200, 1300, à la fin du XVII^e et tout au long du XIX^e siècle. En revanche, les précipitations reconstituées selon la même méthode présentent à cette époque peu de corrélations avec les avancées glaciaires, ce qui est surprenant.

En quittant les « Rockies » de l'Alberta pour la côte pacifique, en Colombie britannique, la crue du XIX^e siècle devient dominante sur toutes les précédentes. Certes, les crues du XVII^e et du XVIII^e siècle n'ont pas complètement disparu, mais les moraines jalonnant ces stades ont souvent été recouvertes par des dépôts glaciaires plus récents. Le pic du XIX^e siècle est ici très tardif, comme en Alaska, et date de 1850-1900. Différence notable avec les Alpes, où, rappelons-le, la plupart des glaciers avaient entamé en 1860 leur grand mouvement de décrue ! Ces glaciers proches du Pacifique paraissent davantage influencés par les précipitations et répondent aux modifications qui ont affecté la circulation atmosphérique sur cet océan. Encore une variante relevant d'une influence climatique régionale qui perturbe la bonne synchronisation du PAG à l'échelle du continent nord-américain...

Pour conclure sur les chaînes d'Alaska et sur les Rocheuses, le PAG y est bien présent, marqué par des extensions glaciaires importantes, comme en Europe, dès le XIII^e/XIV^e siècle. Mais les grands maximums ont été plus tardifs, entre la seconde moitié du XVII^e et la fin du XIX^e siècle. L'avancée maximale des glaciers s'est manifestée dans la seconde moitié du XIX^e siècle dans les régions maritimes d'Alaska et des Rocheuses (Colombie britannique), sans doute en liaison avec des flux très humides en provenance du Pacifique à cette époque. Dans les régions intérieures plus continentales, où l'influence des températures estivales semble dominer celle des précipitations hivernales, le maximum s'est produit plus tôt, au cours de la première moitié du XIX^e et même avant, au cours des XVII^e et XVIII^e siècles. Dans tous les cas, ces études réalisées en Amérique du Nord montrent que, depuis le XIII^e siècle, les glaciers n'ont pas occupé des positions plus restreintes que celles acquises après 1950.

Andes tropicales

Jusqu'à une date très récente, les données sur le PAG dans les Andes tropicales étaient rares. Dans ces cordillères, on observe sur les délais-



Aquarelle de Rudolf Reschreiter représentant le glacier de la caldera de l'Altar (Équateur) en 1903, alors qu'il recouvrait tout le cirque glaciaire avec une épaisseur de glace proche de 100 m.

Vue récente de la même caldera de l'Altar en 1999. Les glaciers se sont repliés sous les parois rocheuses, découvrant le fond du cirque et permettant le développement de la Laguna Amarilla, profonde de 50 m.



sées glaciaires situées à l'aval des fronts actuels, au-dessus de 4300-4500 m, des constructions morainiques imposantes. Elles se démultiplient en de nombreux cordons secondaires. Quelles que soient les cordillères, en Bolivie, au Pérou, sur les volcans d'Équateur et de Colombie, ces moraines ont la fraîcheur des derniers siècles et présentent une morphologie très bien préservée, avec peu de végétation ou de cendres volcaniques. Mais, hélas, elles sont aussi dépourvues des informations classiques sur lesquelles bâtir une chronologie des fluctuations glaciaires. Les documents historiques sont épisodiques – mais pas complètement absents cependant. Dans le sud du Pérou, dans la localité d'Ananea dans la Cordillère Apolobamba (15° S) exploitée dès l'arrivée des Espagnols pour ses gisements d'or, plusieurs auteurs rapportent que les mines coloniales furent envahies au XVII^e siècle par les glaciers, puis remises à découvert lors du recul de ces derniers au cours du XIX^e siècle. Mais pas de dates précises, et encore moins de données chiffrées sur les mouvements de ces glaciers. En Équateur, des savants voyageurs, et non des moindres comme les académiciens français vers 1740 (La Condamine, Bouguer) ou Alexander von Humboldt en 1802, hommes de science d'une curiosité universelle, n'ont pas dédaigné de porter leur regard sur les glaciers. Ils ont même livré de précieuses informations sur les altitudes de ces derniers, des informations cartographiques exploitables et des gravures, dessins, peintures, qui montrent que ces glaciers étaient bien plus vastes à cette époque²². Mais il est difficile de tracer une courbe continue des fluctuations glaciaires à partir de ces témoignages épars.

À haute altitude, L. G. Thompson et son équipe, de l'université de l'Ohio ont observé dans une carotte de glace extraite en 1983 au sommet de la calotte glaciaire de Quelccaya (5670 m), sud de Cusco au Pérou (14° S), des indicateurs d'un climat plus froid entre le XIV^e siècle et 1880²³. Ils se basent sur un appauvrissement du rapport isotopique de l'oxygène contenu dans la glace (¹⁸O/¹⁶O) et sur la présence de poussières atmosphériques plus nombreuses qui est interprétée comme résultant d'un climat plus froid, avec une végétation plus clairsemée et des vents plus violents qui augmentent les trans-

ports de poussières dans l'atmosphère. Ces carottes, dont les dates sont calibrées sur de grands événements volcaniques, offrent aussi des informations à travers les couches de neige accumulées sur les hauteurs des précipitations de l'époque. Mais les carottes de glace ne disent rien sur les extensions glaciaires du passé ni sur les dates de leurs fluctuations ; ce sont donc les moraines qui sont mises à contribution. L'absence d'arbres sur ces marges glaciaires trop hautes en altitude rend aléatoire l'usage de la dendrochronologie, auxiliaire si précieux dans les Alpes ou les Rocheuses pour dater les moraines. La partie n'était donc pas gagnée d'avance... Mais c'était sans compter sur les lichens !

L'application de cette technique a trouvé dans les Andes des conditions favorables. La présence de l'espèce *Rhizocarpon geographicum*, le lichen dateur par excellence, sur les blocs de ces moraines, le fait que les conditions écologiques sur les hautes cordillères tropicales, sans manteau neigeux durable, favorisent une croissance homogène de cette espèce, le fait aussi que le taux de croissance du lichen puisse être étalonné sur des supports datés avec une assez bonne précision (mines coloniales, églises, cimetières, routes, barrages, coulées volcaniques dont on connaît les dates d'émission, etc.), ont fait que la lichénométrie a pu donner dans ces régions des résultats assez précis. Grâce à elle, l'équipe de l'IRD²⁴ qui travaille en Bolivie et au Pérou a pu établir la première chronologie détaillée du PAG dans des montagnes tropicales. Que dit-elle ?

Les marges glaciaires datées présentent toutes le même résultat : les glaciers ont avancé avant 1650, à une date inconnue, puis ont déposé une imposante moraine entre cette date et la fin du XVII^e siècle. Cette moraine contient parfois, comme dans le massif du Charquini, situé à 20 km au nord-est de La Paz, des fragments de tourbe datés au ¹⁴C du XIII^e siècle qui pourraient prouver, si c'était confirmé ailleurs, que vers 1150 après J.-C. les glaciers andins, comme en Europe, étaient en retrait. De surcroît, cela fait apparaître l'avancée du XVII^e siècle comme majeure à l'échelle du millénaire.

Par la suite, chaque cordon daté montre un âge décroissant vers l'amont, sans hiatus important, ce qui prouve qu'aucune autre avancée

²² Garcia M., Francou B., 2004 – *Andes. Voyages sur les volcans d'Équateur*. Georges Naef, Genève.

²³ Thompson L. G., Mosley-Thompson E., Dansgaard W., Grootes P. M., 1986 – The Little Ice Age as recorded in the stratigraphy of the tropical Quelccaya Ice Cap. *Science*, 234.

²⁴ Rabatel A., Jomelli V., Naveau P., Francou B., Grancher D., 2005 – Datings of Little Ice Age glacier fluctuations in the tropical Andes: Charquini glaciers, Bolivia, 16° S. *C. R. Geoscience*, 337.



Source : Rabatel *et al.*, 2005, *C.R. Geoscience* : 337.

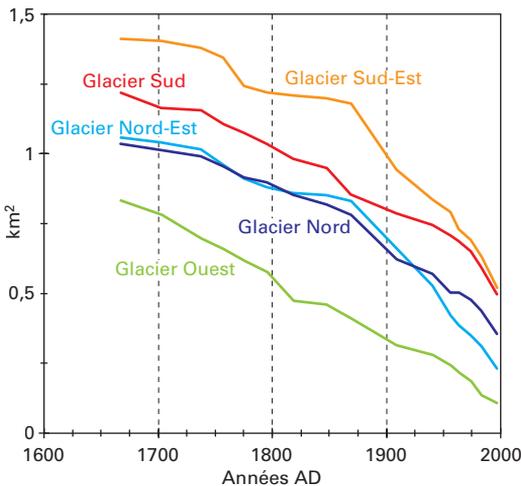
Figure 11

Les moraine datées du PAG du glacier Charquini Sur en Cordillère Royale de Bolivie. Les trois grandes moraines les plus basses datent de la seconde moitié du XVII^e siècle à la seconde moitié du XVIII^e. La quatrième, très proéminente, est attribuée aux premières décennies du XIX^e siècle. Par la suite, l'absence de moraine très marquée montre que le recul a été constant au cours des XIX^e et XX^e siècles. Les dates sont placées ici sans leur intervalle de confiance, qui est de l'ordre de 10-30 ans selon les moraines. Le glacier du PAG, lors de son extension maximale s'étendait sur 1,2 km² environ, tandis que la surface du glacier actuel (2004), à peine visible à l'extrême droite de la photographie, est de 0,37 km², ce qui représente une diminution des deux tiers.

comparable à celle du XVII^e siècle ne s'est produite. On en conclut que, depuis la fin du XVII^e siècle, le PAG n'a enregistré qu'une série de reculs glaciaires, et pas de réavancée majeure (fig. 11 et 12). Il n'y a pas trace en Bolivie des grandes réavancées qui se sont pro-

duites au XIX^e siècle dans les Alpes ou en Amérique du Nord. Dans les Andes centrales, la sortie du PAG s'est réalisée au cours des deux dernières décennies du XIX^e siècle et elle semble avoir été provoquée surtout par une diminution drastique des précipitations.

La chronologie « mondiale » est donc respectée dans ses grandes lignes dans les Andes de Bolivie, mais notons que l'origine du déclin des glaciers est précoce, puisque celui-ci se manifeste dès la seconde moitié du XVIII^e siècle. Les volcans d'Équateur, qui avaient gardé des glaciers étoffés jusqu'en 1850-1860, subissent une récession brutale au cours des deux décennies 1880-1900 qui signe la fin du PAG. Ainsi le Corazón, un volcan au sud de Quito qui culmine tout juste à 4 800 m, est décrit en 1740 par



Source : Rabatel *et al.*, 2006.

Figure 12

Variations de surface des cinq glaciers du Charquini (5 400 m), Cordillère Royale de Bolivie (16° S).



© IRD/B. Francou

Massif du Cerro Telata (5 330 m) dans la Cordillère Royale de Bolivie. Les glaciers se sont considérablement réduits depuis le Petit Âge Glaciaire. On voit les moraines datées du PAG colonisées par la végétation au pied. Les zones claires non encore colonisées par les lichens indiquent les glaciers datant d'une cinquantaine d'années.

La Condamine, puis en 1802 par Humboldt, comme couvert de « neiges éternelles ». C'est encore le cas en 1880 lors de l'ascension de Whymper. En revanche, le sommet perd presque entièrement son chapeau de glace en vingt ans, entre 1880 et le tout début du xx^{e} siècle, et le géographe allemand Hans Meyer en est réduit à décrire en 1903 « les quelques résidus de glace qui d'ici quelque temps auront tout à fait disparu ».

Rares sont les données fiables en provenance des autres régions tropicales, où beaucoup reste à faire, tant en Afrique qu'en Nouvelle-Guinée, pour dater précisément les moraines attribuées au PAG, pourtant partout présentes. Selon S. Hastenrath, de l'université de Madison (Wisconsin), le PAG aurait entamé son déclin au milieu du xix^{e} siècle en Nouvelle-Guinée et au Kenya, avec une accélération du déclin après 1880 en Afrique par suite d'une diminution des précipitations, confirmée par la baisse du niveau des lacs dans la région.

Andes du Sud, Nouvelle-Zélande, Tien Shan, Himalaya

Ce que l'on connaît des Andes, au sud du 30° S et jusqu'en Patagonie, montre avec insistance une crue importante vers le milieu du xvii^{e} siècle, souvent dépassée par une crue très tardive fin xix^{e} -début xx^{e} siècle. Cette crue tardive est aussi présente en Nouvelle-Zélande, mais elle y est précédée par un maximum d'extension des glaciers échelonné entre 1720 et 1760. En Himalaya, au Tibet, dans les chaînes d'Asie centrale, l'extension des glaciers durant le PAG est manifeste un peu partout. Dans les Tien Shan, on retrouve, datés par la lichénométrie, des maximums glaciaires aux xvii^{e} , xviii^{e} et xix^{e} siècles.

Concluons que le Petit Âge Glaciaire n'a pas été limité à l'hémisphère nord, comme on le pensait encore il y a vingt ans. Il est bel et bien présent partout par des avancées s'échelonnant entre le xiv^{e} et le xix^{e} siècle suivant les régions, les

²⁵ Cette estimation concerne les lignes d'équilibre ou limites des neiges permanentes. Les langues glaciaires, quant à elles, sont descendues en altitude de plusieurs centaines de mètres.



© IRD/B. Franco

Glacier Broggi (Cordillère Blanche), au fond, tel qu'il était en 1996. Dix ans après, il est réduit à un petit amas de glace et a presque disparu. En revanche, les moraines du maximum du Petit Âge Glaciaire, qui apparaissent au premier plan, montrent que ce glacier dépassait 1 000 m de longueur au milieu du XIX^e siècle. Depuis un siècle et demi, un recul semblable a touché tous les glaciers de petite taille dont les sommets ne dépassent pas les 5 000 m.

extensions maximales se situant entre le XVII^e et la fin du XIX^e siècle. La dépression des glaciers au PAG par rapport à la fin du XX^e siècle a été au minimum de 100 m²⁵. En fait, les valeurs de l'abaissement des lignes d'équilibre glaciaires sont comprises dans une fourchette de 100 à 400 m, avec une forte variabilité d'un massif à l'autre, et même souvent à l'intérieur

d'un massif suivant l'exposition et d'autres particularismes locaux.

Si l'importance et l'universalité du PAG font à présent l'unanimité, en revanche les discussions vont bon train sur l'ampleur de la fluctuation climatique qu'il a représentée et sur ses origines. Examinons cette question dans le chapitre suivant.

Quelles ont été les causes du Petit Âge Glaciaire ?



© IRD/B. Francou

On s'accorde à présent pour souligner que le Petit Âge Glaciaire a été marqué par une baisse substantielle des températures au niveau mondial, même si les études les plus récentes soulignent que celles-ci ont connu des fluctuations notables pendant cette période. L'intérêt de cette question est grand, car tout porte à croire que cette fluctuation climatique, comme toutes celles qui l'ont précédée, a eu une origine naturelle. En revanche, les causes de cette baisse sont encore discutées, même si les plus probables ont été identifiées.

Des températures en baisse

Si on la compare à la partie la plus chaude du ^{xx}e siècle, après les années 1980, la baisse de la température au cours du Petit Âge Glaciaire aurait été significative. Peut-on en effet concevoir que la ligne d'équilibre des glaciers ait pu être abaissée de 100 m à 400 m au niveau mondial,

sans que la température y soit pour quelque chose ? Difficile, même si d'autres facteurs au niveau régional, tels que les précipitations, ont eu leur rôle à jouer dans l'expansion des glaciers. Examinons la question de plus près : que sait-on des variations de température au cours du PAG ?

Les informations climatiques portant sur les 1 000 à 2 000 dernières années (encadré 5) proviennent de sources variées et hétérogènes : dendrochronologie, carottes de glace, coraux,

Le mobile principal pour lequel les chercheurs s'adonnent à des reconstitutions climatiques est de mettre en perspective le réchauffement actuel par rapport au niveau des températures des derniers siècles écoulés. L'enjeu est de taille, et les questions qu'il recouvre peuvent s'exprimer ainsi : notre climat a-t-il « dérapé », sommes-nous entrés dans une ère nouvelle marquée par un niveau de températures inconnu lors des siècles voire des millénaires qui nous ont précédés ? Ou s'agit-il d'un phénomène « déjà vu », d'une évolution cyclique dans laquelle nous nous trouverions au sommet de la vague ?

Conçues à l'origine pour des périodes qui précèdent les mesures directes provenant des thermomètres, les reconstitutions impliquent la recherche de données indirectes (ou *proxies* en anglais) sur le climat. Même si l'on dispose de multiples « proxies » que l'on peut recouper et combiner (pollens, cernes d'arbres, etc.), la méthode n'est pas simple, car l'extraction d'un signal de température à partir de ces données multiples passe par une opération de calibration, une « fonction de transfert au climat » qui peut être complexe et produire une incertitude dans les résultats. Les difficultés tiennent aussi à la répartition des lieux documentés – l'hémisphère nord se taille encore la part du lion, le reste demeure un désert –, à la qualité des séries (souvent interrompues), à des dérives peu contrôlables, aux valeurs extrêmes affectant les moyen-

nes, à l'effet de la saisonnalité – pas toujours facile à apprécier –, etc. Il y a donc beaucoup de « bruit » à éliminer pour faire ressortir un signal clair, d'autant plus que les variations de température mises en évidence portent sur une fraction de degrés et que les intervalles de confiance que l'on s'autorise sont supérieurs aux fluctuations observées. Même s'il existe en arrière-plan un gros travail statistique pour mener les tests d'homogénéité qui s'imposent, pour déterminer les marges d'incertitudes et éliminer tout ce qui doit l'être, la méfiance vis-à-vis de ces reconstitutions doit être la règle.

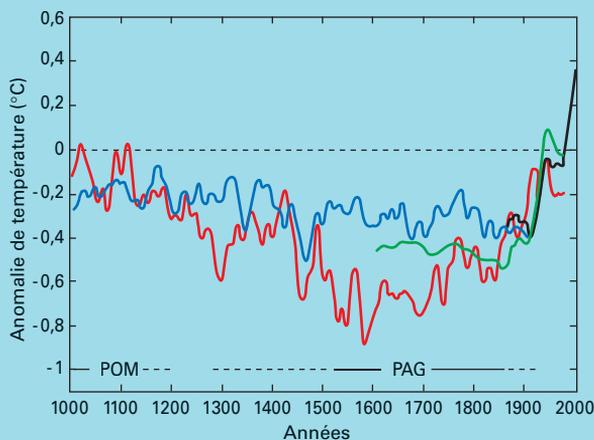
Des reconstitutions de plus en plus crédibles

Cependant, les reconstitutions gagnent chaque jour en crédibilité. Parmi les premiers à s'être lancés dans ces reconstitutions figurent Phil Jones*, de l'université de l'East Anglia, et Michael Mann**, de l'université de Virginie. Celui-ci et ses collaborateurs, par exemple, ont combiné de nombreux indicateurs de nature très différente, répartis surtout dans l'hémisphère nord, pour aboutir à une courbe de température sur le dernier millénaire sur laquelle le Petit Âge Glaciaire n'apparaît pas très marqué (courbe bleu foncé sur la fig. 13). Sur cette courbe aujourd'hui critiquée, une tendance globale au refroidissement du climat apparaît vers 1150-1200,

juste après le Petit Optimum Médiéval, et se poursuit sans grandes variations jusqu'au tournant du XIX^{e} et du XX^{e} siècle où elle atteint son plancher. Après les années 1920, le réchauffement prend des allures exponentielles, avec des valeurs sur les trois dernières décennies jamais rencontrées auparavant au cours de la période étudiée. Sur les dix siècles écoulés, la courbe ressemble donc à une « crosse de hockey », avec une forte cambrure vers le haut au cours de la période récente (seconde moitié du XX^{e} siècle).

Cependant, à mesure que les reconstitutions se succèdent, des contrastes apparaissent, car les chercheurs se sont concentrés sur des régions de taille plus réduite, plus homogènes et plus riches en données. C'est le cas de la reconstitution menée par l'équipe suisse conduite par Jürg Luterbacher en 2004 pour l'Europe (non présentée ici), où les températures estivales (les plus importantes pour les glaciers) ont varié d'un bon degré Celsius entre leur niveau assez élevé des décennies 1750-1760 et leur plancher des premières années du XX^{e} siècle. C'est aussi le cas de celle réalisée par Moberg et ses collaborateurs, publiée

Figure 13
Comparaison de trois reconstitutions de températures publiées pour le dernier millénaire. En bleu, celle, classique de Mann et al. (1999, *Geophysical Research Letters* : 26) ; en rouge, celle de Moberg et al. (2005, *Nature* : 433) ; en vert, celle de Oerlemans (2005, *Science* : 308.) utilisant les glaciers comme indicateurs. En noir, les températures instrumentales relevées depuis 1860. Les deux premières reconstitutions concernent l'hémisphère nord, la troisième utilise 169 glaciers répartis dans le monde. Pour chacune de ces courbes, la période instrumentale de référence est 1950-1980 (0). Les données brutes ont été lissées sur cinq ans par un filtre gaussien et les intervalles de confiance ne figurent pas.



en 2005***. Ces chercheurs ont eu l'idée de traiter les indicateurs utilisés de façon séparée selon leur fréquence spécifique : ainsi, les arbres et les forages, par exemple, ont des constantes de temps très différentes, annuelles pour les premiers, séculaires pour les seconds, et ne sont pas aptes à décrire les mêmes évolutions. Aussi, sur cette dernière courbe (en rouge sur la figure), le PAG est représenté comme une période durant laquelle les températures ont été nettement plus basses, en contraste à la fois avec l'Optimum Médiéval et avec la période contemporaine après 1950 : lors de la période la plus froide, entre 1450 et 1850, la chute des température a été proche de 0,6-0,8 °C. Sur cette reconstitution est également visible le coup de froid marqué des décennies postérieures à 1300, qui ont vu se

produire la première expansion glaciaire importante du PAG dans de nombreuses régions du monde.

En conclusion, il ressort que les variations de températures ont été prononcées tout au long du dernier millénaire, davantage qu'on ne le soupçonnait lors des premières reconstitutions. La période la plus froide se situe du ^{xvi}e au ^{xvii}e siècle, puis les températures remontent au ^{xviii}e siècle tout en restant inférieures d'un demi-degré Celsius à celles du ^{xx}e siècle jusqu'à 1950. Suivant les reconstitutions et les régions considérées, le ^{xix}e siècle apparaît assez froid, surtout dans sa seconde moitié, mais néanmoins moins froid que la période 1500-1710. En revanche, tout le monde s'accorde à penser que la décennie 1810-1820 fut sévère. Au cours du ^{xx}e siècle, les données instru-

mentales attestent d'un premier réchauffement marqué juste avant les années 1930-1940, puis d'une stagnation, voire d'une légère baisse, après le début des années 1950, enfin d'une nouvelle hausse depuis le milieu des années 1970, qui nous a fait dépasser les maximums de température atteints au cours du millénaire écoulé. Cela paraît à présent assuré, même si les incertitudes inhérentes aux données pré-instrumentales (avant le ^{xix}e siècle) restent grandes.

*Jones P., Bradley R. S., 1992 – Climatic variations over the last 500 years. In Bradley R. S., Jones P., eds: *Climate since AD 1500*. Routledge, Londres.

**Mann M., Bradley R. S., Hughes M. K., 1998 – Global temperature patterns over the five centuries: implications for anthropogenic and natural forcing of climate. *Nature*, 392.

***Moberg A., Sonechkin D., Holmgren K., Datsenko N., Karlén W., 2005 – Highly variable Northern Hemisphere temperatures reconstructed from low- and high-resolution proxy data. *Nature*, 433.

Le massif de l'Antizana (5 760 m) en Équateur. Calotte de glace dominant l'Amazonie, ce volcan actif comporte les seuls glaciers actuellement surveillés à proximité de l'équateur (0° 28' S).



© IRD/B. Francou

archives sédimentaires, données historiques comme les dates de vendange, etc. La météorologie est née au XVI^e siècle et sa mise en application à travers les réseaux de mesure date seulement de la fin du XVIII^e siècle. Les premiers pas ont été timides : après l'invention du thermomètre par Galilée en 1590, les premières mesures quantitatives sont réalisées en 1650 et les débuts des thermomètres étalonnés sur les points de congélation et d'ébullition par Anders Celsius remontent à 1742. Les observations isolées des températures journalières voient le jour vers le milieu du XVII^e siècle, et parmi elles, on se doit de citer une extraordinaire série recueillie dans le centre de l'Angleterre depuis 1659 et compilée par Gordon Manley. Pour pouvoir s'appuyer sur des données instrumentales, il faut attendre la fin du XVIII^e siècle et l'apparition des premiers réseaux de mesure. Avant cette date, ce sont les indicateurs indirects qui donnent l'information. Que révèlent-ils ?

Le PAG sur toute sa durée s'est caractérisé par une baisse de la température par rapport aux moyennes de la fin du XX^e siècle (1961-1990) de l'ordre de 0,5 °C, une estimation qui peut varier selon les reconstitutions. Sur des périodes courtes, inférieures à trente ans, la baisse a pu être plus importante, atteignant 0,6-0,8 °C. Les moyennes au niveau hémisphérique, comme toujours, donnent des valeurs plus faibles que les reconstitutions établies pour des régions particulières, qui ont pu connaître de plus fortes variations : ainsi, les températures observées dans le centre de l'Angleterre entre 1659 et 1700 sont inférieures de 0,8 °C à celles de la seconde moitié du XX^e siècle (1961-1990) selon Anders Moberg, de l'université de Stockholm.

Les moyennes cachent aussi des disparités au cours du temps : l'épisode reconnu au niveau mondial comme le plus froid se situe dans la seconde moitié du XVII^e siècle et dans les premières années du XVIII^e, mais, peu après, la décennie 1729-1738 a été chaude dans l'hémisphère nord, notamment les étés, avec un niveau supérieur de 0,4 °C à la moyenne du XX^e siècle pris dans son entier. Cet épisode aux étés chauds, avec une forte ablation sur les glaciers, explique sans doute que ceux-ci aient accéléré leur recul dans les Alpes avant 1750, après la série de crues des années 1570-1650, liées en partie à la chute des températures.

En revanche, d'autres périodes de retrait, et non des moindres, comme celle qui met fin au

Petit Âge Glaciaire entre 1830 et 1880 dans beaucoup de massifs dont les Alpes, ne sont pas visibles sur les courbes des températures. En effet, le réchauffement ne s'exprime vraiment qu'à partir du début du XX^e siècle, alors que les glaciers sont en recul depuis 1850.

Dans les Alpes, nous avons montré²⁶ que la crue des années 1760-1830 – la dernière importante du PAG – a été moins liée à une baisse de la température (celle-ci est proche de sa moyenne du XX^e, mis à part l'épisode froid de 1805-1820) qu'à une augmentation notable, de l'ordre de 25 %, des précipitations d'hiver. Inversement, la décrue précoce qui a suivi et qui a affecté à partir des années 1830 beaucoup de glaciers réagissant rapidement aux conditions climatiques, comme le glacier des Bossons dans la vallée de Chamonix (mais pas celui d'Aletsch, rappelons-le), serait due à une baisse des précipitations hivernales.

En effet, si une température inférieure de quelques fractions de degrés Celsius à celle du XX^e siècle a été nécessaire pour maintenir des glaciers à des altitudes basses sur l'ensemble du PAG, la dernière phase d'extension dans les Alpes semble en revanche avoir été davantage liée à des changements affectant les quantités de précipitations tombant sur le glacier, notamment en hiver. À l'inverse, les températures très basses qui ont régné entre 1650 et 1715, c'est-à-dire au cours du minimum d'insolation de Maunder (voir plus loin), n'ont pas amené les glaciers alpins à leur maximum d'extension. Il serait donc imprudent de considérer les fluctuations glaciaires comme résultant des seuls changements de températures : les précipitations sont également un paramètre important et ce sont elles qui peuvent être à l'origine des crues glaciaires les plus marquantes. Le cas de la Scandinavie est là pour nous le rappeler : les grandes poussées glaciaires d'avant le milieu du XVIII^e siècle s'y sont produites par des températures estivales et hivernales assez clémentes par rapport à leur niveau d'avant 1715 et des précipitations hivernales élevées.

Quelle est l'origine du refroidissement climatique généralisé qui a pris place entre le XIV^e siècle et la fin du XIX^e siècle, marqué par des extrêmes dans la seconde moitié du XVII^e et autour de 1810-1820 ? En passant en revue les causes possibles, nous allons voir que les candidats ne manquent pas.

²⁶ Vincent C., Le Meur E., Six D., Funk M., 2005 – Solving the paradox of the end of the Little Ice Age in the Alps. *Geophysical Research Letter*, 32.

Volcanisme, éclaircissement solaire, circulation atmosphérique et océanique

Fréquence des éruptions volcaniques, variations de l'éclaircissement du soleil, changements dans la circulation atmosphérique et océanique au moins en partie provoqués par ces facteurs, sans doute tient-on là le trio des raisons possibles qui expliquent ce soubresaut climatique, mais aucune ne parvient pour l'heure à s'imposer au point d'exclure les autres.

L'effet refroidissant du voile volcanique

Une éruption importante à caractère explosif envoie de grandes quantités de dioxyde de soufre à plus de 10-20 km d'altitude, soit dans la **stratosphère**, et y forme un aérosol sulfaté composé de minuscules gouttelettes qui finissent par retomber peu à peu au bout d'un à trois ans dans la **troposphère** avant de rejoindre le sol. La partie du matériel éruptif restée dans la troposphère (à moins de 10 000 m d'altitude) a rejoint la surface bien avant. De l'espace, ces aérosols stratosphériques ont l'apparence d'un voile blanc qui réfléchit une partie de la radiation solaire, refroidit donc la troposphère et chauffe la stratosphère. L'effet de ces aérosols

volcaniques n'est pas anodin, comme le montre l'éruption du Pinatubo en Indonésie en juin 1991, la dernière en date des grandes éruptions « stratosphériques » (fig. 14). Elle a refroidi la troposphère au niveau des tropiques de près d'un demi-degré pendant les deux années 1992 et 1993. De ce fait, le réchauffement provoqué au même moment dans l'atmosphère tropicale par le puissant phénomène **Enso** (*El Niño-Southern Oscillation*) de 1991-1995, le plus long du siècle, a été interrompu (voir encadré 17 sur le phénomène Enso, p. 211). Ces éruptions majeures peuvent donc se révéler assez puissantes pour modifier le climat pendant un à trois ans, voire plus selon leur durée, et influencer sur le comportement d'objets sensibles comme les glaciers.

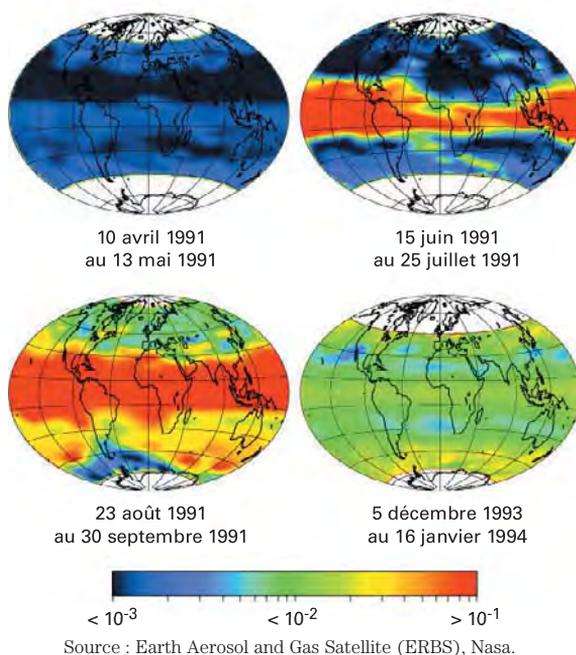
Expliquer le PAG par le seul effet du volcanisme pose cependant un problème de fond : comment ces éruptions, événements isolés qui éjectent des produits dont le temps de résidence dans l'atmosphère ne semble pas dépasser deux à trois ans, peuvent-elles engendrer une baisse de température sur une longue période, des décennies, voire des siècles ? Pour que le volcanisme soit responsable du déclenchement du PAG, il

Figure 14
L'effet du voile du Pinatubo, volcan des Philippines, entré en éruption le 15 juin 1991. L'image montre l'opacité provoquée par l'aérosol par rapport à la situation antérieure et sa diffusion progressive en dehors des tropiques de juillet 1991 à janvier 1994.

Le traitement en fausses couleurs donne les valeurs d'opacité minimales en noir et les maximales en rouges.

Le Pinatubo a injecté 15 millions de tonnes de dioxyde de soufre dans la stratosphère, lequel s'est transformé en gouttelettes d'acide sulfurique. Pendant les deux ans qui ont suivi, ce « nuage » a tourné autour du globe, principalement autour de la ceinture tropicale, provoquant un refroidissement marqué à l'échelle du globe, et en particulier sur cette zone.

On estime que l'opacité de la stratosphère (sa capacité à filtrer la lumière) a augmenté de 10 à 100 fois par rapport à avant l'éruption. En conséquence, pendant les quinze mois qui ont suivi, la température du globe a baissé en moyenne de 0,6 °C. Dans les Andes tropicales, cela a eu l'effet d'effacer l'effet de l'épisode El Niño de 1991-1995 sur les glaciers pendant les années 1992 et 1993, en équilibrant ou en rendant positif leur bilan de masse.



faudrait imaginer une coïncidence extraordinaire d'éruptions qui se relaieraient les unes les autres pendant une longue période et qui seraient accompagnées de phénomènes amplificateurs. Des rétroactions positives (*feed back*) associeraient la circulation atmosphérique et l'océan comme des caisses de résonance pour entretenir durablement cette anomalie de température. La figure 15 montre qu'il y a bien eu au cours du PAG une activité volcanique soutenue, qui contraste avec le calme relatif observé avant 1600 et au cours du xx^e siècle. Divers indices témoignent d'une forte activité explosive de la fin du xvi^e à la fin du xvii^e siècle ainsi que dans les premières et dernières décennies du xix^e siècle. Les archives glaciaires du Groenland et d'Antarctique ont enregistré de nombreux niveaux d'acidité pendant ces périodes. Ces explosions sont identifiées par les aérosols qu'elles déposent dans les glaces froides, mais toutes n'ont pas de foyer localisé avec certitude. Parmi les plus connues, celle du Huaynaputina en 1600 au sud d'Arequipa au Pérou, dont la présence dans les glaces de la Cordillère des Andes se marque par un important niveau acide, ou celle, déjà citée, du Tambora en avril 1815, dont l'influence sur le climat est bien documentée. Cette explosion fut la plus forte du xix^e siècle et entraîna une baisse de la température de 0,4 °C dans l'hémisphère nord, avec un été qui n'en fut pas un, en particulier en Amérique du Nord et en Europe de l'Ouest, où les récoltes furent désastreuses. Sans doute lui doit-on en partie les avancées glaciaires conduisant aux grandes extensions des années 1820, en combinaison dans les Alpes avec la remarquable augmentation des précipitations hivernales.

Les grands événements explosifs peuvent se cumuler, comme ce fut le cas autour de 1450,

entre 1580 et 1680 environ, et tout au long du xix^e siècle, avec en particulier l'éruption du Krakatoa en 1883 (voir tabl. 3). Dans ce cas, il est avéré qu'ils influent sur le climat terrestre : on les voit inscrits dans les cernes des arbres, où la baisse de la densité indique une anomalie négative de la température d'été. Cela s'observe généralement l'année qui suit (Krakatoa), mais peut se prolonger pendant deux ou trois ans (Tambora). Les températures annuelles plongent de 0,2-0,3 °C, voire, plus exceptionnellement, de 0,5 °C. Mais de là à contrôler une période de froid multiséculaire comme le PAG...

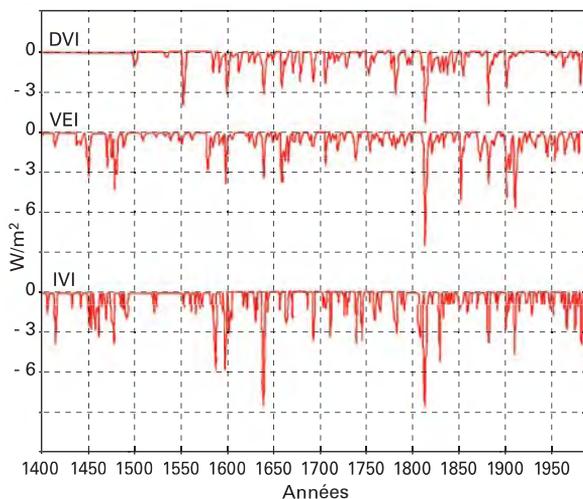
D'autres climatologues ont plutôt mis sur les « défaillances » que connaît périodiquement l'activité solaire, lesquelles se sont justement révélées importantes pendant le Petit Âge Glaciaire.

Les à-coups du Soleil

À l'échelle de temps où nous nous plaçons, de l'ordre du siècle ou de quelques siècles, ce ne sont pas les variations de la quantité d'énergie reçue du Soleil découlant de la géométrie de l'orbite de notre planète qui jouent (voir chap. 2, p. 37), mais plutôt les variations de l'éclairement lui-même, soit le flux d'énergie que notre astre nous envoie et que l'on nomme, à tort, la « constante solaire ». L'éclairement du Soleil varie à plus courte échelle de temps en fonction

Figure 15

Trois indices visant à représenter l'impact du volcanisme explosif dans l'atmosphère traduit par une baisse du rayonnement solaire, en W/m^2 . Le Dust Veil Index (DVI) de Lamb (1970) est basé sur la baisse du rayonnement solaire, les variations de température de l'atmosphère et la quantité de poussière dispersée dans l'atmosphère qui suivent une éruption à caractère explosif. Seules les grandes éruptions atteignent le niveau - 3 du DVI. Le Volcanic Explosivity Index (VEI), développé par l'US Geological Survey, établit une échelle du caractère explosif en se basant sur les volumes de produits émis, la hauteur atteinte par les aérosols et d'autres observations plus qualitatives. L'échelle du VEI va de 0 pour les éruptions non explosives à un minimum estimé de - 8. Enfin, un Ice Core Volcanic Index (IVI) prend en compte les niveaux d'acidité rencontrés dans les carottes de glace. Bien que contenant un signal non volcanique, cet indice rend bien compte des apports des aérosols dans l'atmosphère à l'échelle globale.



Source : Free et Robock, 1999, *Journal of Geophysical Research* : 104.

Années	Volcans et régions d'origine	Latitude	Longitude	VEI
1452	Kuwaé, Vanuatu	16,8° S	168,0° S	6
1580C	Billy Mitchell, Bougainville, Pacifique	6,1° S	155,2° E	6
1600	Huaynaputina, Sud-Pérou	16,6° S	70,9° O	+ 6
1641	Parker, Philippines	6,1° N	124,9° E	6
1660C	Long Island, Nouvelle-Guinée	5,4° S	147,1° E	6
1815	Tambora, Isles de la Sonde	8,3° S	118,0° E	7
1883	Krakatoa, ouest de Java	6,1° S	105,4° E	6
1902	Santa Maria, Guatemala	14,8° N	91,6° O	6 ?
1912	Novarupta (Katmai), Alaska	58,3° N	155,2° E	6
1991	Pinatubo (Philippines)	15,1° N	120,4° E	6

Sources : Briffa K. R., Jones P. D., Schweingruber F. H., Osborn T. J., 1998 – Influence of volcanic eruptions on Northern Hemisphere summer temperature over the past 600 years. *Nature*, 393.

Tableau 3

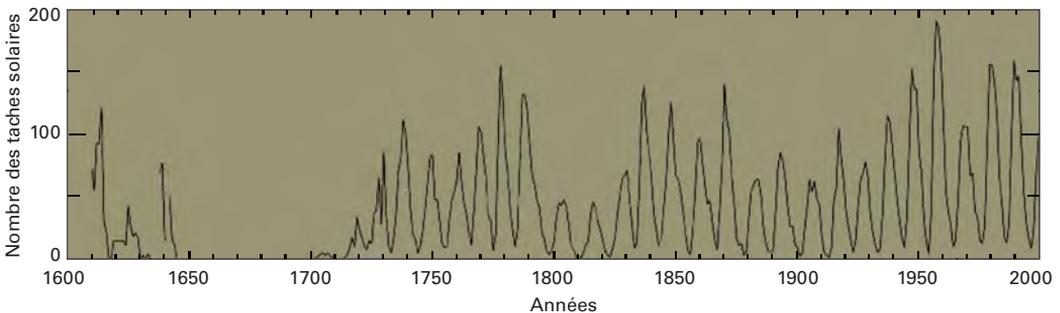
Les plus grandes éruptions de type explosif enregistrées depuis l'année 1400 de notre ère par ordre chronologique (VEI ≥ 6). VEI : Volcanic Explosivity Index. C indique une date ¹⁴C non corrigée.

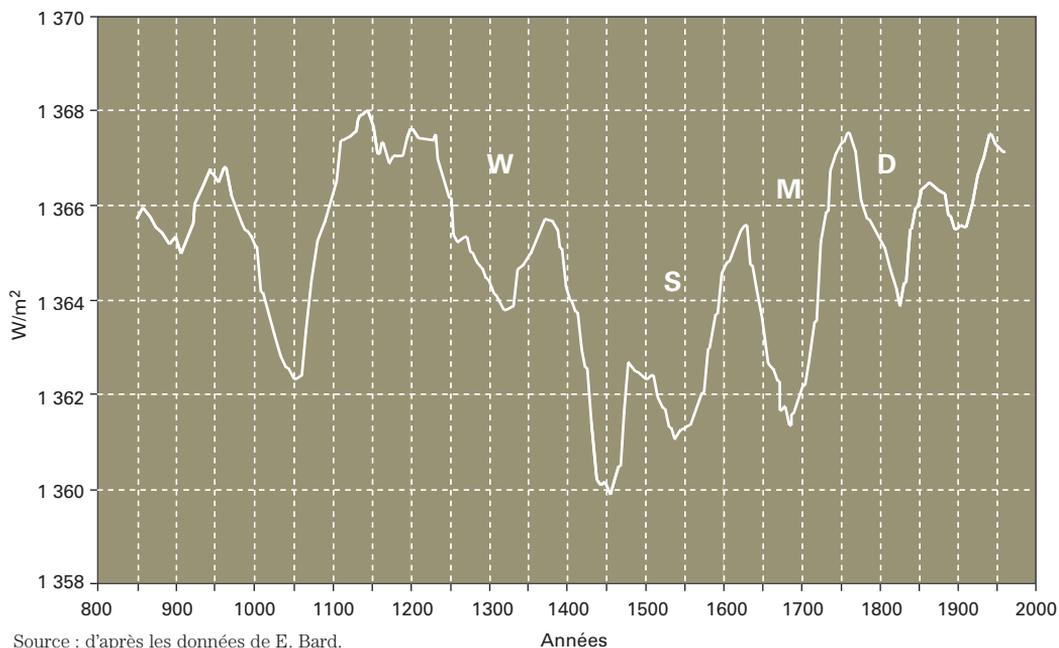
de son activité magnétique : outre le cycle de 11 ans bien connu, notre étoile connaît des fluctuations périodiques plus longues, séculaires à millénaires. Ces variations ont pu être observées à partir du nombre des taches solaires depuis l'invention du télescope au début du XVII^e siècle, en plein Petit Âge Glaciaire. La fréquence des aurores boréales est également un indice visible de l'activité du Soleil. Les taches croissent en nombre quand son activité augmente (et non l'inverse, comme pourrait le faire penser leur caractère plus sombre), comme durant le siècle dernier après 1910, avec des pics plus marqués tels ceux des années 1940-1950, ou depuis les années 1980. En revanche, elles diminuent dès lors que l'activité solaire se réduit, comme entre 1790 et 1820, 1880 et 1920, allant jusqu'à disparaître comme entre 1645 et 1715 (fig. 16). Ces variations se traduisent par une modulation d'énergie radiative en apparence faible, de 0,1 % (mesurée) pour le cycle de 11 ans, à 0,2-0,5 %, (estimée)

pour le minimum le plus creux des derniers 400 ans, celui de Maunder, au tournant des XVII^e et XVIII^e siècles.

Les variations de l'éclairement intervenues avant le XVII^e siècle ont pu être reconstituées de façon indirecte grâce à la production des cosmnucléides dans la haute atmosphère. Au lieu d'observer directement l'énergie émise par le Soleil – une mesure qui est loin d'être simple, même de nos jours avec des capteurs embarqués sur satellites –, on considère les effets du bombardement du rayonnement cosmique sur les composantes de l'atmosphère terrestre, comme par exemple l'azote (¹⁴N) qui se transforme en isotope radioactif du carbone (le ¹⁴C), ou la production de beryllium 10 (¹⁰Be) ou de chlore 36 (³⁶Cl). Cette production n'est pas constante et dépend surtout de l'activité du Soleil, en particulier des variations du champ magnétique du vent solaire. Par exemple, le

Figure 16
Cycle des taches solaires observées depuis 1600. Les périodes de faible activité coïncident avec les époques réputées pour avoir été froides ou fraîches, 1650-1710 (minimum de Maunder), 1800-1830 (minimum de Dalton), tournant des XIX^e-XX^e siècles (minimum de 1900), années 1970.





Source : d'après les données de E. Bard.

Années

taux de production des cosmonucléides a augmenté de 30 % à 50 % par rapport aux valeurs actuelles pendant le minimum de Maunder, tout comme la quantité de ^{14}C archivée dans les cernes des arbres. Aussi, la concentration de ces isotopes radioactifs dans le monde vivant (^{14}C) ou dans des milieux inertes comme la glace (^{10}Be et ^{36}Cl) est un bon indicateur de l'activité solaire, au même titre que les taches, à la différence près qu'il en reste une trace stockée quelque part alors que les taches vont et viennent... D'où la possibilité de reconstituer sur la durée l'éclairement solaire à l'aide de ces isotopes, ce qu'ont fait plusieurs chercheurs, dont E. Bard du Cerege (Centre européen de recherche et d'enseignement des géosciences de l'environnement)²⁷. Utilisant le ^{10}Be piégé dans les glaces d'Antarctique, un isotope dont la demi-vie est d'environ 1,52 million d'années, ces chercheurs ont pu reconstituer l'éclairement solaire sur tout le millénaire et un peu avant (fig. 17). Qu'en ressort-il ?

La baisse de l'intensité solaire entre 1300 et 1900 est significative, surtout pendant le minimum de Maunder (1645-1715), donc en plein cœur du PAG, et le minimum de Spörer (1400-1600), long et complexe, le plus creux du millénaire. Un peu avant, un minimum (dit de Wolf) avait été centré sur 1300-1350. Après le «Maunder», le minimum «de Dalton», moins marqué, s'étend sur la période 1790-1820 ; enfin

Figure 17
Évolution de l'éclairement solaire, reconstituée à partir de la production de ^{10}Be observée dans les glaces des forages de l'Antarctique par Bard *et al.* (2000) depuis 850 apr. J.-C. Les lettres W, S, M, D désignent les minima d'intensité de Wolf, Spörer, Maunder et Dalton, respectivement. La calibration de la courbe de l'irradiance est réalisée selon l'hypothèse d'une baisse de 0,4 % pendant le minimum de Maunder.

une nouvelle défaillance, légère, marque le tournant du XIX^e et du XX^e siècle.

En revanche, l'éclairement a connu une longue embellie au cours des années 1100-1250, dont on sait qu'elles furent marquées par le Petit Optimum Médiéval. Ensuite, il y eut un pic au milieu du XVIII^e siècle, période aux étés chauds, nous l'avons vu. Depuis 1715, la tendance multiséculaire est à la hausse, accidentée des quelques creux que nous venons de mentionner. Les valeurs récentes affichées par l'éclairement figurent donc parmi les plus élevées du millénaire écoulé, en particulier celles des décennies 1950-1960 et 1980-2000 en chiffres ronds.

La relation existant entre l'éclairement et le climat n'est plus contestée de nos jours, la conjonction des variations en phase de l'une et de l'autre étant l'argument majeur pour étayer

²⁷ Bard E., Raisbeck G., You F., Jouzel J., 2000 – Solar irradiance during the last 1200 years based on cosmogenic nuclides. *Tellus*, 52B.

cette relation. Ce qui n'est pas clair, en revanche, ce sont les mécanismes physiques en jeu : comment de si petites variations d'éclairement peuvent-elles engendrer des changements de températures significatifs au point d'influer sur des objets naturels comme les glaciers ? En d'autres termes, des variations de l'éclairement de 0,1 % à 0,5 % – à supposer qu'il s'agisse là des grandeurs physiques correctes, ce qui est parfois contesté, certains chercheurs pensant que la baisse a pu être plus forte et atteindre 1 % –, suffisent-elles à expliquer les soubresauts des températures observés pendant le PAG ?

Un calcul simple montre qu'une baisse « raisonnable » de 0,35 % de l'éclairement lors du minimum le plus creux du millénaire (Spörer) correspond à une diminution de 4,8 W/m² de cette énergie pour une surface plane perpendiculaire aux rayons du Soleil, ce qui, étendu à toute la surface de la Terre et compte tenu d'un albédo moyen de celle-ci de 0,3, donne une baisse de cet apport d'énergie de 0,84 W/m². Entrée dans les modèles de circulation générale, une telle valeur entraîne, selon leur sensibilité, à une baisse de température de 0,25 °C à 0,95 °C. Notons donc que cette fourchette est compatible avec celle fournie par les reconstitutions de température pour cette période (voir plus haut).

Bien que des doutes persistent quant à l'amplitude des variations de l'éclairement du Soleil (hormis le cycle de onze ans) et sur la transmission de ces variations à l'atmosphère, il apparaît que la théorie solaire gagne en vraisemblance en s'appuyant sur une conjonction dans le temps de périodes de faible activité solaire et de périodes froides, ou plus fraîches que celles qui les encadrent. Et vice versa. J. Lean et D. Rind ont montré en 1998²⁸ que la courbe des températures reconstituées par Raymond Bradley et Phil Jones (1993) à partir d'indicateurs indirects (avant 1860) et de données instrumentales (après 1860) suit assez bien celle de l'éclairement solaire entre 1600 et le xx^e siècle. Cette dernière rend compte de plus de 70 % de la variance de la température de l'hémisphère nord entre 1610 et 1800. Après 1800, la contribution du voile volcanique augmente, allant jusqu'à expliquer 25 % environ de l'évolution des températures, mais l'éclairement reste encore important. En revanche, les mêmes auteurs observent que plus tard, au cours du xx^e siècle, ni l'irradiance ni le voile volcanique ne parviennent à expliquer la forte hausse des températures qui s'y manifeste, notamment dans sa seconde partie. Nous allons y revenir.

Qu'en conclure pour les glaciers ?

Il est tout à fait vraisemblable que les premières crues glaciaires du xiv^e siècle, après le Petit Optimum Médiéval, aient été liées à une baisse d'intensité solaire. De même, la fréquence des crues glaciaires au niveau mondial entre le xvi^e siècle et le milieu du xviii^e a pu bénéficier des baisses d'insolation observées durant ces périodes. De la même manière, en complément de l'activité volcanique, le minimum d'insolation de Dalton a probablement aidé au développement des glaciers dans la première moitié du xix^e siècle, une expansion qui n'a pu cependant se produire que dans les zones où les conditions étaient humides, ce qui était le cas dans les Alpes jusqu'en 1830-1850, mais pas forcément dans d'autres secteurs. Inversement, les pics d'intensité solaire ont favorisé des températures d'été élevées et donc le recul des glaciers par augmentation de l'ablation estivale : cela a été le cas lors du Petit Optimum Médiéval, puis au milieu du xviii^e siècle dans les Alpes (mais pas en Scandinavie) et peut-être pour une part au cours de la décennie 1940 jusqu'au début des années 1950.

Cependant, vouloir attribuer les crues (les décrues) glaciaires aux baisses (aux hausses) d'intensité solaire de façon systématique conduirait vite à des déconvenues. Ainsi, le minimum de Maunder (1645-1715), période froide mais plutôt sèche en Europe, ne s'est pas accompagné d'une expansion glaciaire : au contraire, pendant ces sept décennies les glaciers ont soit reculé, soit au mieux stagné sur des positions acquises auparavant : la grande crue a eu lieu avant 1650 dans les Alpes, et plus tard, vers 1750, en Scandinavie.

Les asynchronismes entre éclairement solaire et crues glaciaires pourraient avoir diverses origines. D'abord, les mécanismes physiques par lesquels la baisse de l'éclairement se transmet à la machine climatique sont complexes, car ils mettent en jeu à la fois l'atmosphère, la cryosphère, la biosphère et l'océan, avec des réponses qui ne sont pas linéaires. Ensuite, les bilans de masse glaciaires ne dépendent pas seulement des fluctuations des flux d'énergie, mais aussi d'autres variables comme les précipitations. Enfin, la réponse des glaciers aux forçages climatiques passe par leur propre dynamique et les fluctuations des fronts peuvent enregistrer ces forçages avec un retard qui peut atteindre plusieurs décennies.

²⁸ Lean J., Rind D., 1998 – Climate forcing by changing solar radiation. *Journal of Climate*, 11.



Partie 2

Le temps du repli (XIX^e-XX^e siècle)

Glacier Perito Moreno
vêlant dans le Lago Argentino (Patagonie argentine).

Les glaciers des Alpes et du nord de l'Europe après le Petit Âge Glaciaire

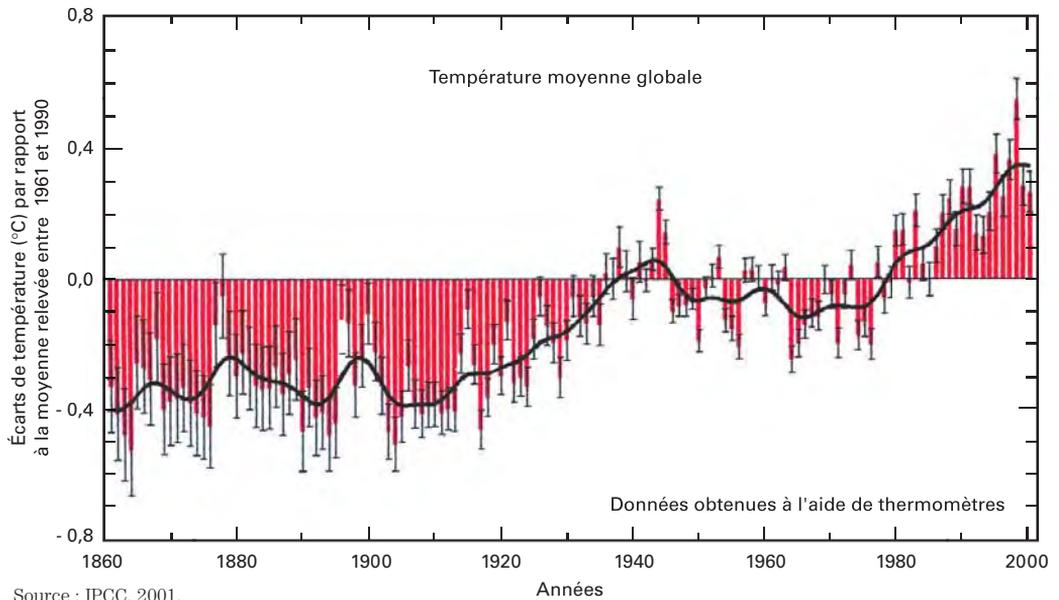


© B. Lefauconnier

Le Petit Âge Glaciaire a été marqué par une grande avancée des glaciers au niveau mondial. Des variations régionales importantes subsistent dans cette crue généralisée, mais elles n'ont apporté que des nuances concernant la chronologie de l'événement. Qu'en est-il du mouvement de déglaciation qui succède au Petit Âge Glaciaire et qui s'étend sur les deux derniers siècles ? Y a-t-il eu un « signal de retrait » glaciaire global, a-t-il commencé partout au même moment, a-t-il connu la même vitesse de progression ? Le recul actuel, depuis deux ou trois décennies, est-il le simple prolongement d'une évolution lissée sur l'ensemble du xx^e siècle, ou assiste-t-on à une accélération de cette tendance ?

Avant de décrire et d'analyser le recul contemporain des glaciers, il convient d'emblée de présenter la courbe synthétique des températures traduisant l'amplitude du réchauffement climatique qui s'est produit sur le dernier siècle et demi écoulé. À partir du début du xix^e siècle, les températures sont mesurées au moyen de thermomètres sur un nombre croissant de stations dans le monde et elles présentent donc moins d'incertitudes que les reconstitutions évoquées auparavant. Que montre cette courbe (fig. 18) ?

On relève d'abord beaucoup de variations, et il n'y a pas de tendance nette jusqu'au début du xx^e siècle. Puis on observe une montée nette et durable, qui culmine en 1940-1945, mais elle est interrompue brutalement à la fin de cette décennie et la température se met alors à stagner, voire à diminuer jusqu'en 1976-1977. Enfin, arrive le grand rebond des années 1980-2000. Sur l'ensemble du xxe siècle, l'augmentation est de près de 0,8 °C.



Source : IPCC, 2001.

Années

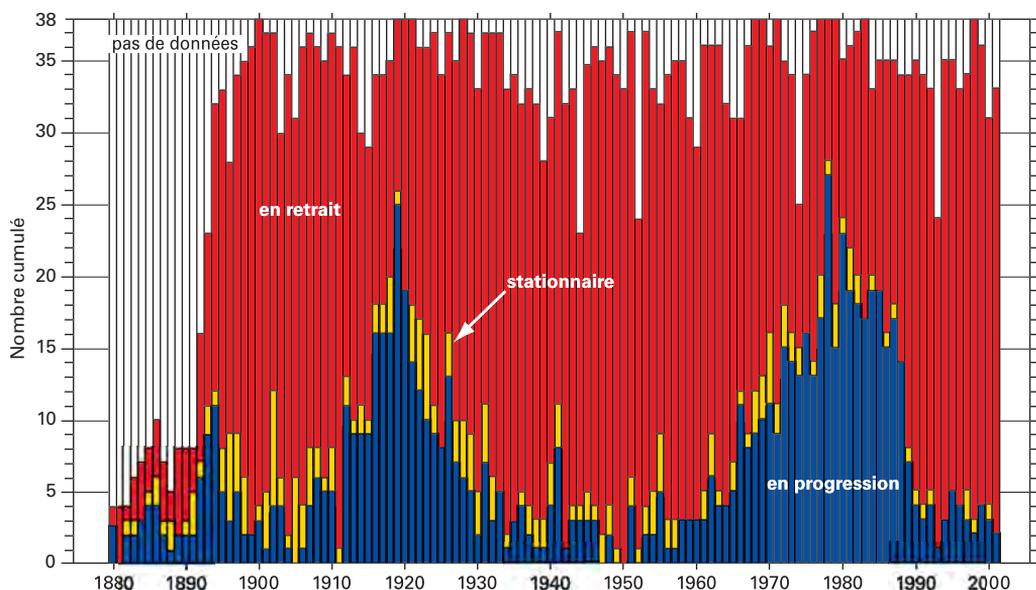
Le cadre posé, il est intéressant de s'interroger sur les fluctuations des glaciers du monde. Se sont-ils conformés, grosso modo, à cette évolution des températures, ou bien la variété des types de comportements peut-elle suggérer que d'autres facteurs climatiques doivent être pris en compte, en particulier ceux jouant à l'échelle régionale comme les précipitations ? Pour tenter d'y voir clair, le mieux est de commencer par examiner la situation dans les Alpes, car là se trouvent les meilleures sources. Nous verrons ensuite si le nord de l'Europe puis, dans le chapitre suivant, le reste du monde « suivent » ou s'en différencient.

Alpes : un recul assez homogène

Les fluctuations de longueur de nombreux glaciers alpins sont mesurées directement depuis 1870 environ. Avant de regarder en détail les allées et venues des glaciers les mieux documentés, il importe de rappeler que les variations de longueur ne sont pas toujours représentatives des variations climatiques. Nous verrons plus loin que deux glaciers voisins situés dans le même massif et ayant une histoire climatique analogue peuvent connaître des fluctuations de longueur très différentes et décalées dans le temps. Il serait donc risqué d'interpréter les fluctuations de longueur d'un seul glacier comme une indication de variation du climat. En effet, chaque glacier possède un

Figure 18
Anomalies relevées dans les températures annuelles à la surface de la Terre de 1861 à 2000. Ces températures combinent des données provenant de la surface des continents et des océans et sont représentées en écarts par rapport à la moyenne de la période 1961-1990. Les barres d'incertitude représentent deux écarts-types de la température annuelle.

temps de réponse qui dépend fortement de sa taille, de la pente, de l'exposition et de ses conditions d'écoulement, en particulier au niveau du lit rocheux. En revanche, les observations détaillées réalisées à la surface d'un glacier fournissent des indications remarquables sur les conditions atmosphériques. Le glacier est en quelque sorte une station météorologique géante. Encore faut-il savoir décrypter les signaux qu'il enregistre à travers les données qu'on y mesure, et cela n'est pas chose simple ! Pour y voir clair, en fait, il ne faut pas se contenter de ce seul paramètre d'avancée ou de recul du front, mais il faut surtout estimer le **bilan de masse** de surface en mesurant à la fois l'accumulation et l'ablation au cours de l'année. Ce sont ces données qui permettent de relier le comportement du glacier avec le climat, c'est-à-dire de remonter aux précipitations et aux flux d'énergie en surface (voir chap. 7 et 8). Malheureusement, ces données de bilans de masse ne sont accessibles que par des observations répétées en terrain de très haute montagne



Source : Commission glaciologique de l'Académie suisse des sciences et École Polytechnique Fédérale (EPF ou VAW/ETH), Zurich.

– contrairement aux mesures des fluctuations de longueurs, auxquelles on peut procéder à pied sec en se promenant au front – et ne sont disponibles au cours des cinquante dernières années que pour quelques glaciers. Pour remonter dans un passé plus lointain, il faut donc concevoir des reconstitutions sur la base de données indirectes. Parmi ces données, les fluctuations de longueur sont très utiles. Même grossière, la tendance qu'elles mettent en évidence permet de relier glaciers et climat sur les derniers 150 ans. Il faut bien sûr choisir des glaciers dont les variations sont représentatives de l'évolution du climat, ce qui n'est pas toujours le cas, nous allons le voir !

La meilleure façon de définir le canevas général de l'évolution des glaciers depuis 150 ans, c'est d'en avoir une représentation statistique. Les glaciologues suisses ont utilisé les vieilles cartes de la Confédération, ainsi que d'autres documents et des mesures directes, pour établir la figure 19 présentée ci-dessus. Parmi les 38 glaciers répertoriés, ceux qui sont portés en rouge ont reculé, ceux qui sont en bleu ont avancé, tandis que les « jaunes » sont restés stationnaires. La série de données remonte à 1880. Que voit-on ?

Le « bruit de fond » est important, car, d'une part, beaucoup de glaciers sont en déclin constant sur cette période et, d'autre part, l'échantillonnage est peu homogène, mélangeant des glaciers de taille et de longueur différentes, les glaciers de moyenne/petite taille étant largement majoritaires, ce qui reflète toutefois la distribution réelle. Dans ce paquet disparate,

Figure 19

Nombre cumulé des glaciers suisses qui ont avancé (en bleu), ont été stationnaires (en jaune) ou ont reculé (en rouge) entre 1880 et 2002. L'échantillon comprend 38 glaciers que les auteurs considèrent comme représentatifs, sans biais relevant de phénomènes locaux, comme chutes de séracs et lacs proglaciaires. Les glaciologues suisses collectent les fluctuations de longueurs d'une centaine de glaciers depuis plus d'un siècle.

des tendances se dégagent (plages bleues et jaunes) et indiquent deux grandes périodes d'avancée, 1910-1930 et 1960-1990, et une autre petite période de croissance entre 1890 et 1900 (nos dates sont arrondies volontairement). Entre ces trois pics, le recul des glaciers est quasi généralisé. Ces oscillations traduisent la réponse des glaciers des Alpes aux variations du climat.

Mais dans la réalité, beaucoup de glaciers présentent un comportement atypique et alimentent donc le bruit de fond. Ces glaciers « frondeurs » ont fluctué indépendamment des variations climatiques en surface. Nous en donnons ci-dessous quelques exemples éclairants.

Des glaciers qui n'en font qu'à leur tête

Voyons le glacier de la Brenva, sur le côté italien du mont Blanc, qui a subi en 1920 un énorme



éboulement dans sa partie supérieure en provenance de la Noire de Peuterey. Cet éboulement a eu des conséquences imprévisibles sur la dynamique de ce glacier : une bonne partie de sa surface s'est retrouvée couverte d'une couche de rochers qui l'a protégée de la fonte estivale. Aussi, contrairement à ses voisins, le front du glacier de la Brenva a avancé de 470 m entre 1920 et 1941, alors que la majorité des glaciers déclinait, pour atteindre une position très proche, à 30 m près seulement, de celle de la dernière extension du Petit Âge Glaciaire ! La couche morainique a ensuite voyagé en surface vers l'aval suivant l'écoulement du glacier. Entre 1942 et 1965, le glacier a subi une forte régression comme ses voisins, mais, dès 1967, sa partie terminale, toujours couverte d'une couche de cailloux de 50 cm à plus de 1 m d'épaisseur, a repris son extension vers le Val Veni. En 1986, lorsque les géomètres italiens font une reconnaissance sur le terrain pour positionner l'emplacement de la future déviation de la sortie du tunnel du mont Blanc, ils

Carte 1
L'arc alpin. Sont représentés
les glaciers parmi les mieux étudiés.

trouvent le glacier sur leur chemin ! Ce dernier avait occupé le terrain, et les cartes n'avaient pas suivi... La société autoroutière du Val d'Aoste a alors fait appel aux glaciologues du Laboratoire de glaciologie de Grenoble pour tenter de prévoir les futurs soubresauts du glacier. Dès 1987, le glacier s'est mis à reculer.

D'autres événements viennent parfois entraver la marche régulière des glaciers. En 1932, la mise en eau de la retenue artificielle du Grimsel (Oberland bernois) a inondé la vallée et le lac ainsi formé est venu lécher le front du glacier de l'Unteraar. Le glacier a vélé²⁹ dans le lac, provoquant une ablation accélérée car l'eau du lac, à température positive toute l'année contrairement à l'atmosphère, a constitué un apport constant de calories. De ce fait, entre



© Visible Earth, Nasa

1932 et 1950, le front du glacier de l'Unteraar a reculé de 28 m par an, un rythme sans relation avec les conditions climatiques de la région. À l'exception de cet épisode, les fluctuations de ce glacier montrent une décroissance très monotone à un rythme de 10 à 15 m/an sur l'ensemble du ^{xx}e siècle.

Il arrive également que des lacs se forment à l'aval des glaciers dans des conditions tout à fait naturelles. C'est le cas de la Mer de Glace qui, suite au retrait du glacier en 1993, a vu en 1998 un premier lac apparaître à l'intérieur des moraines formées à la suite de l'avancée du glacier entre 1969 et 1991. Ce lac a accéléré le recul du glacier et un deuxième lac est apparu en amont en 2001. Entre septembre 2003 et septembre 2004, le front glaciaire, toujours plongé dans le lac, a reculé de 40 m.

Les Alpes et leurs massifs englacés, vus par satellite. Dans la partie occidentale sont visibles, du sud-ouest au nord-est, les massifs des Écrins, de la Vanoise et du Grand-Paradis, du Mont-Blanc, puis le Valais, et l'Oberland bernois qui se prolonge par le massif du Damastock et les Alpes de Glaris.

Dans les Alpes orientales (la partie droite de l'image), les zones glaciaires concernent surtout les massifs de la Bernina et de l'Ortles, au sud, et les massifs de la Silvretta, de l'Ötztal et des Hohe Tauerns, au nord.

Au nord du lac Léman, les zones blanches sont des nuages.

²⁹ On parle de *vêlage* (*calving* en anglais) lorsqu'un glacier se jette dans un lac ou dans l'océan, ce qui est courant pour les émissaires des grandes calottes polaires. Le vêlage induit des comportements particuliers, au niveau du front et plus en amont, en modifiant les taux d'ablation et le glissement du glacier.



© CNRS/C. Vincent

Le glacier de la Brenva en 1989, sur le versant italien du massif du Mont-Blanc. En 1920, un énorme éboulement rocheux a recouvert le glacier dans sa partie supérieure : cette couche morainique s'est déplacée à l'aval suivant l'écoulement du glacier et l'a protégé de la fusion estivale durant de nombreuses années.



Photographies du Triftgletscher, dans le massif du Dammastock (Alpes suisses) : vers le milieu du XIX^e siècle (à gauche) : il y a une dizaine d'années (en bas) : tout récemment en 2002 (à droite).



De même, le glacier du Trift (Triftgletscher) dans le massif du Dammastock, en Suisse, a vu après 2000 son front reculer de plusieurs centaines de mètres suite à l'apparition d'un **lac proglaciaire**. Plus légère que l'eau, la glace y a tendance à flotter, diminuant le frottement sur son lit et augmentant sa vitesse, ce qui provoque son débit en tranches au niveau du front.

Le franchissement des barres rocheuses par les glaciers provoque parfois un fort recul du front glaciaire, lorsque la langue du glacier se rompt. Le cas du Findelen, un glacier situé au-dessus de Zermatt, dans le Valais, est impressionnant, puisque son front a accusé un recul de 480 m entre 1957 et 1958 ! De la même façon, le recul quasi instantané de plus de 200 m du glacier de l'Allalin, dans la vallée voisine de Saas Fe, est dû à l'effondrement du front le 30 août 1965. Suite à la récession du glacier, le front s'est positionné sur une barre rocheuse très raide et deux millions de mètres cubes de glace se sont



Front du glacier de l'Allalin, dans la vallée de Saas, en Valais (Alpes suisses), avant et juste après l'effondrement de la partie aval de la langue glaciaire survenu le 30 août 1965.



face du glacier comporte une couche de cailloux dont l'épaisseur va de quelques décimètres jusqu'à 1 ou 2 m. Cette couverture de blocs forme un matériau qui est un très mauvais conducteur thermique : d'une part, les blocs ne s'échauffent qu'en surface, d'autre part, leur entassement crée un milieu poreux isolant. Le glacier ainsi protégé de la fusion estivale peut s'étendre beaucoup plus loin dans la vallée que ses voisins, les « glaciers blancs » dont la glace est exposée au rayonnement solaire et aux flux de chaleur de l'atmosphère. Le bien nommé Glacier Noir, par exemple, dans le massif des Écrins, atteint l'altitude minimale de 2 200 m alors que son bassin d'accumulation est peu étendu. Bien sûr, la couverture morainique de surface n'est pas le seul facteur qui influence l'extension du glacier. Quant au Glacier Blanc, non couvert, exposé en majeure partie au nord avant de se tourner vers le sud, il ne descend pas en dessous de 2 400 m. Ces glaciers couverts ont un bilan de masse qui fluctue peu au cours du temps et sont donc peu sensibles aux

effondrés depuis la langue glaciaire, qui n'était plus suffisamment soutenue à sa base et sur ses bords. Malheureusement, les baraques de chantier installées à l'aval pour la construction du barrage de Mattmark ont été emportées par l'avalanche de glace avec leurs 88 occupants. Entre 1965 et 1985, le glacier a connu une nouvelle crue (le deuxième pic de croissance des glaciers suisses reporté sur la figure 19), puis a de nouveau reculé à partir de 1985. Il s'est ainsi retrouvé en 2000 dans une situation identique à celle de 1965, et, sans doute pour les mêmes raisons, sa langue s'est effondrée. Mais, cette fois, les glaciologues suisses avaient prévenu du risque glaciaire, et l'éboulement de un million de m³ de glace n'a provoqué aucune victime.

Les glaciers dits « couverts », ou « glaciers noirs », suivent également des évolutions peu conformes aux changements climatiques. Ces glaciers sont recouverts de débris qui proviennent de chutes de pierres et d'éboulements des faces rocheuses qui les dominent. Comme dans le cas du glacier de la Brenva évoqué plus haut, la sur-

variations climatiques de courte durée. Ainsi, le Glacier Noir montre un recul assez régulier depuis 1890, tandis que le Glacier Blanc a réagi « comme un yo-yo » aux changements climatiques du xx^e siècle. Le Glacier du Miage, dont la zone d'ablation est presque complètement couverte, présente un comportement assez similaire à celui du Glacier Noir pour les mêmes raisons.

Parmi les glaciers qui n'en font qu'à leur tête – et l'on commence à voir qu'ils sont légion –, certains ont commencé sur le tard, lors d'un « divorce » survenu après de longues années de vie commune avec un autre glacier. En reculant, ces glaciers se dissocient et se retirent chacun dans leur vallée d'origine. C'est le cas du Glacier Blanc et du Glacier Noir dans le massif des Écrins depuis leur séparation en 1876. C'est aussi le cas des glaciers de Ferpècle et du Mont-Miné, en Suisse, qui se sont séparés en 1956, ou encore des glaciers d'Arolla et du Mont-Collon, qui ont fait bande à part depuis la fin du xx^e siècle.



Le glacier du Miage en 1989, glacier couvert de blocaille sur le versant italien du massif du Mont-Blanc.



Certains individus ont des comportements qui déroutent les glaciologues. Ainsi, le glacier du Belvédère, sur le versant italien du mont Rose, a entamé en 2000 une avancée surprenante alors que tous les glaciers voisins sont en très forte récession. L'avancée est rapide et importante, car en une année les moraines de la dernière extension du Petit Âge Glaciaire ont été recouvertes ! Les autorités de la ville proche, Macugnaga, ont dû interdire un sentier d'accès au refuge du Belvédère en raison du débordement du glacier par-dessus la moraine du PAG de rive droite et des blocs de glace qui s'éboulent sur le sentier. Au même moment, la surface de la langue, hachée par les crevasses, est devenue chaotique. Exceptionnelle, cette crue du glacier, dont les causes exactes restent obscures, va durer quelques années, puis le glacier régresse de nouveau.

Ces avancées intempestives appelées **surges**, rares dans les Alpes, sont fréquentes dans d'autres régions du monde comme l'Alaska, le Svalbard (Spitzberg), le Karakorum ou les Andes du Sud. Dans la photo suivante, nous présentons le glacier Los Horcones Inferior, dans le massif de l'Aconcagua, qui a effectué un beau surge entre 2004 et 2005.

Le Glacier Noir, dans le massif des Écrins (Alpes françaises), dans son état de 2003.



Le glacier du Belvédère, sur le versant italien du mont Rose, dans les Alpes, lors de sa crue exceptionnelle de 2000. Le glacier surplombe alors le sentier tracé sur la moraine du Petit Âge Glaciaire.



Le glacier Los Horcones Inferior, au pied de l'immense face sud de l'Aconcagua (6962 m) dans les Andes argentines. Ce glacier couvert, largement alimenté par les avalanches depuis les parois qui le dominent, s'étendait sur 8 km entre 4800 m et 3900 m. En janvier 2004, il entame une avancée extraordinaire qui va durer environ un an et demi. Il atteint alors des vitesses maximales en surface de près de 10 m/jour, poussant une pointe jusqu'à 28 m/jour à la fin de l'année 2004. Mais, depuis la fin de l'année 2005, le glacier a repris ses vitesses normales. Sa superficie reste toutefois très chaotique et s'est abaissée par endroits de plusieurs dizaines de mètres. Au cours de cette crue peu ordinaire, qui n'est apparemment pas la première qu'ait connue ce glacier, son front aura été catapulté de plus de 3 km en avant (de février 2004 à mars 2005). Les causes de cette avancée ne sont pas connues, on soupçonne qu'une série d'avalanches survenues depuis les parois ont surchargé la partie haute, mais les crues concomitantes observées sur le torrent émissaire laissent supposer que des perturbations importantes ont affecté son écoulement sous-glaciaire.

Sources : Gabriel Cabrera, Ianigla, Mendoza, mai 2006.

D'autres glaciers ne sont sensibles qu'aux fluctuations climatiques portant sur plusieurs décennies, voire un siècle. C'est le cas des appareils très vastes, comme le grand glacier d'Aletsch, qui a connu d'amples fluctuations au cours du millénaire écoulé (voir chap. 3, fig. 9) mais qui a reculé depuis 1880 de près de 2,5 km avec une régularité exemplaire.

Des glaciers plus conformes aux variations du climat

De façon générale, les fluctuations des glaciers sont influencées par la géométrie de leur région frontale. Une langue glaciaire s'étendant dans une vallée large et sans obstacle n'aura pas la même réaction qu'une langue canalisée dans une vallée étroite. Comme la position du front oscille dans le temps sur une distance de plusieurs centaines de mètres, voire de plusieurs kilomètres, la géométrie de la langue d'un même glacier peut varier de façon considérable au cours du temps. Aussi serait-il risqué d'interpréter les fluctuations de longueur d'un seul glacier comme résultant des seules variations du climat. Les fluctuations de longueur des glaciers nous donnent seulement une vision globale sur une échelle de temps supérieure à la décennie. Quant aux variations annuelles ou sur une dizaine d'années, elles n'ont souvent que peu de signification climatique. Il est par conséquent prudent de prendre un peu de recul, de ne pas prendre en compte les variations de moins d'une décennie et de tirer des conclusions seulement à partir de fluctuations observées sur de nombreux glaciers. C'est ce que nous nous proposons de faire ici.

Pour cela, nous avons comparé les fluctuations de longueur de quelques glaciers du massif du Mont-Blanc. Le cas du glacier des Bossons est intéressant du point de vue climatique, car ses fluctuations de longueur sont très fidèles à ses fluctuations de volume, au moins pour le xx^e siècle. Nous verrons au chapitre 7 que les fluctuations de volume d'un glacier – autrement dit son bilan de masse – sont très représentatives des conditions climatiques qui règnent à sa surface. Aussi, les fluctuations de longueur d'un glacier comme celui des Bossons nous donnent une image représentative de l'évolution climatique dans le massif du Mont-Blanc sur plusieurs siècles.

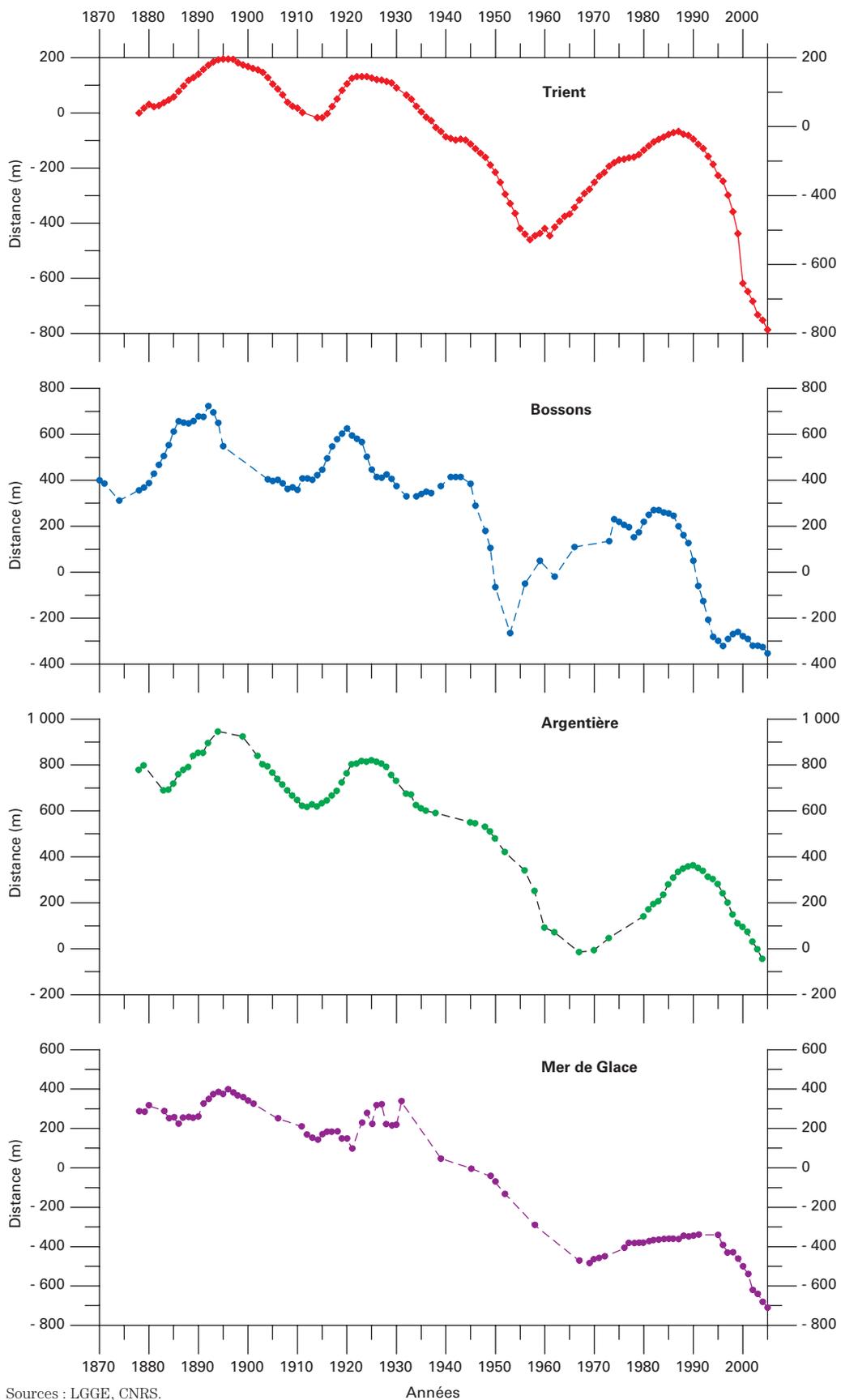
Sur la figure 20, le glacier des Bossons est représenté aux côtés d'autres glaciers du même massif, le Trient, Argentièrre et la Mer de Glace. Dans l'ensemble, les creux (reculs) et les bosses (avancées) coïncident, mais le glacier des Bossons réagit plus vite que les autres. Dans

l'ordre chronologique croissant du décalage entre glaciers viennent tour à tour le Trient, Argentièrre et la Mer de Glace. Le temps de réponse du glacier des Bossons au climat est donc le plus court, les autres « prennent d'avantage leur temps » pour réagir.

Si l'on néglige ces décalages relatifs aux temps de réponse, il apparaît que les glaciers suisses, autrichiens, italiens et français ont entamé leur récession de la fin du Petit Âge glaciaire entre 1830 et 1880. Les glaciers les plus réactifs l'ont commencée vers 1830, alors que ceux qui admettent un temps de réponse plus long se sont mis à reculer seulement à partir de 1860, voire 1880. Les dernières grandes crues des Bossons, quant à elles, datent de 1820 et de 1835, cette dernière clôturant le chapitre des grandes avancées du PAG – il s'agit là de la deuxième branche du « W » du PAG mis en évidence au chapitre précédent. À cette date, ce glacier amorce une lente décrue de 6 m/an qui va s'accélérer à partir de 1860 en passant à 30 m/an en moyenne. La même évolution est perceptible, légèrement décalée, sur les glaciers d'Argentièrre, de la Mer de Glace et de Grindelwald. Même le grand glacier d'Aletsch entame son lent recul en 1858.

Nous avons noté au chapitre précédent que les fluctuations des glaciers au cours du PAG n'étaient pas toujours expliquées par les températures reconstituées sur l'Europe ou sur l'ensemble de la planète. Ainsi, pour cette deuxième moitié du xix^e siècle, les glaciers déclinent dès 1835, avec un coup d'accélérateur à la fin des années 1860, alors que les températures ne s'élèvent qu'à partir du xx^e siècle. Ce paradoxe relève probablement du rôle des précipitations dont nous reparlerons plus loin.

Mais revenons à nos Bossons. Dès 1875, ce glacier regagne du terrain et opère une réavancée remarquable jusqu'en 1893. Cette poussée de la fin du xix^e siècle est visible aussi sur les langues terminales voisines, Mer de Glace et Argentièrre, même si elle se produit avec un peu de retard par rapport à celle du glacier des Bossons. À partir de la fin du xix^e siècle, les fluctuations de ces glaciers (et de bien d'autres) sont documentées chaque année avec beaucoup de détails et de précision par d'infatigables arpenteurs, les Suisses étant les plus obstinés. La crue de la décennie 1890 est visible sur l'ensemble des glaciers suisses, y compris Aletsch, bien qu'elle soit d'ampleur limitée. Après une petite récession au tout début du xx^e siècle, le glacier des Bossons entre dans une nouvelle phase de crue de 1911 à 1920, une crue courte mais intense, au cours de laquelle il regagne 267 m. Ce regain est également bien marqué sur la



Sources : LGGE, CNRS.

Années

courbe générale des glaciers suisses. En 1921, le glacier des Bossons recule à nouveau jusqu'en 1942, exceptée la faible reprise de 85 m qui a lieu entre 1934 et 1942.

À partir de 1943 et jusqu'en 1953, ce glacier va subir, à l'instar de ses voisins, une récession très forte, avec une perte de longueur de 680 m en une dizaine d'années. Ce recul des « années 1940 » est fort en France, un peu plus discret en Suisse. Quoi qu'il en soit, la courbe générale (fig. 19) ne montre presque plus de glaciers en crue au cours de cette décennie. Le pourcentage des glaciers en recul est important (90 % des glaciers reculent) mais il ne permet pas de se faire une idée de l'amplitude du repli. Un examen plus attentif des variations des glaciers suisses révèle que cette récession est bien visible et qu'elle subsiste au-delà de 1955 pour un très grand nombre d'entre eux. Pour beaucoup, ce retrait va même se prolonger jusqu'en 1970.

À partir de 1955, le glacier des Bossons entame une longue période de crue qui va durer jusqu'en 1982. La plupart des glaciers suivent ce mouvement avec des retards qui atteignent parfois 10, voire 15 ans : la Mer de Glace et Argentière reprennent leur avancée seulement en 1970. D'une façon générale, en France comme en Suisse, les glaciers regagnent du terrain et de l'épaisseur à partir de 1955, parfois à partir de 1970 seulement. Cette reprise est notable, car les plus grands appareils peuvent regagner plusieurs centaines de mètres de distance vers l'aval, 535 m dans le cas des Bossons.

Au début des années 1980, beaucoup de glaciers étaient toujours en expansion et menaçaient les aménageurs imprudents, qui avaient installé des structures trop près des langues glaciaires. Ainsi, en 1990, la Mer de Glace s'approche un peu trop près de la gare inférieure de la télécabine amenant les touristes à la grotte taillée dans la glace. Elle doit être reconstruite un peu plus loin, à l'abri des conquêtes du glacier. Quatre ans auparavant, en 1982, la société du téléphérique des Grands Montets avait fait appel au Laboratoire de glaciologie de Grenoble

pour mesurer le glacier de Lognan, au-dessus duquel passe le téléphérique : le glacier gonflait chaque année et, à l'aplomb, la base de la cabine du téléphérique n'était plus qu'à 25 m de la surface de la glace. L'étude commence en 1982 et, dès les années suivantes, le glacier se rétracte, les glaciologues ayant semble-t-il montré la même efficacité que les religieux du XVII^e siècle lorsqu'ils pratiquaient les « bannissements » ! En effet, entre 1982 et 2004, le glacier a perdu 27 m d'épaisseur.

À quelques kilomètres de distance, sur le glacier d'Argentière, se déroule le même scénario : au début des années 1980, la cabine du téléphérique d'EDF conduisant aux galeries souterraines sous la chute de séracs ne peut plus passer au-dessus du glacier, car celui-ci a gonflé dans sa partie terminale : il était difficile de prévoir que le glacier subirait un épaissement de 91 m entre 1970 et 1989 ! Dans les médias, on évoque « la réavancée des glaciers » et l'on parle même d'un possible retour à une ère glaciaire ! Mais cette période de crue s'interrompt en 1989.

Le glacier des Bossons, lui, amorce à partir de 1982 une longue et durable décrue qui se poursuit jusqu'à nos jours, n'était-ce ces trois petites années de réavancées de 1996 à 1999, au cours desquelles le glacier gagne 60 m. Mais c'est peu de chose au regard du recul cumulé depuis 1982, qui se chiffrait déjà en 2005 à 623 m, soit un taux annuel moyen de près de 30 m. Les autres glaciers, moins réactifs, ont commencé à décliner seulement vers 1990.

Une telle récession des glaciers alpins ne laisse pas bien sûr d'inquiéter ceux qui fréquentent les cimes et leurs abords, professionnels et amoureux de la haute montagne. Beaucoup en effet se souviennent que leurs premiers pas d'alpinistes se firent, il y a plus de vingt ans, sur des glaciers nettement plus étoffés qu'aujourd'hui. Toutefois, les plus anciens garderont en mémoire qu'au milieu des années 1950, les glaciers des massifs du Mont-Blanc et de l'Oisans étaient à peu près dans le même état qu'aujourd'hui ! Cela ne permet en rien de dissiper les inquiétudes quant à l'avenir des glaciers, mais nous donne l'occasion de souligner, une fois de plus, combien ces glaciers apparaissent volatiles quand le détail de leurs oscillations est passé au peigne fin.

Le bilan de masse, meilleur indicateur des variations du climat

Alors que les fluctuations de longueur des glaciers ne livrent qu'une image approximative de leur état de santé et des conditions climatiques à leur surface, seules leurs variations de volume

Figure 20 (page gauche)
Fluctuations de longueur
de quatre glaciers du massif
du Mont-Blanc depuis 1870.
Les distances sont mesurées
entre le front et un point fixe.
Noter les décalages croissants
dans les fluctuations depuis le glacier
des Bossons à La Mer de Glace,
en passant par les glaciers du Trient
et d'Argentière.



© CNRS/C. Vincent

Glacier des Bossons, dans la vallée de Chamonix (Alpes françaises).

au cours du temps, donc leurs bilans de masse, nous permettent de poser un diagnostic d'ensemble des glaciers au cours du xx^e siècle. Le bilan de masse³⁰ annuel, ou variation de masse entre deux années consécutives, peut être obtenu à partir d'observations réalisées à la surface du glacier. Elles consistent à mesurer le stock de neige que le glacier a gagné dans sa zone d'accumulation et la quantité de glace qu'il a perdue en zone d'ablation. Sous nos latitudes, le bilan de masse est en grande partie dépendant de l'accumulation hivernale due aux précipitations solides et de la fusion estivale. Dans les Alpes, où les saisons hivernales et estivales sont très marquées, des observations deux fois par an, en mai et en septembre, permettent de distinguer facilement ces deux termes, que l'on nomme respectivement « bilan hivernal » et « bilan estival ».

Malheureusement, les plus anciennes observations de bilans de masse glaciaires remontent, au mieux, à un peu plus de cinquante ans. Les Suédois ont entamé une série d'observations en 1945 sur le Storglaciären, puis les Norvégiens ont suivi sur le Storbreen en 1946. La troisième

série d'observations directes de bilans de masse dans le monde porte sur le glacier de Sarennes, en France, dans le massif des Grandes-Rousses, dont les mesures débutent en 1949 grâce aux services des Eaux et Forêts. À partir de 1960, des glaciologues de différents pays entament des observations de bilans de masse sur des glaciers canadiens, américains, et des territoires appartenant à l'Union soviétique et à la Chine. Néanmoins en 2005, sur l'ensemble de la planète, une douzaine de glaciers seulement avaient fait l'objet d'observations sur plus de 45 ans ! Les longues séries couvrent pour l'essentiel les Alpes, la Scandinavie et les Rocheuses. De telles observations sont réalisées par des méthodes traditionnelles (carottages, puits, balises) sur l'ensemble de la surface de ces glaciers, même si la densité des points d'observations peut être très réduite, surtout en zone d'accumulation, pour des raisons d'accessibilité.

Par ailleurs, il existe une série de bilans de masse tout à fait exceptionnelle réalisée dans les Alpes suisses qui date de 1914 : il s'agit du glacier de Clariden, dans le massif des Glarner Alpen, en Suisse, glacier sur lequel des météorologues ont effectué au cours du temps, avec une persévérance admirable et une régularité d'horlogers, des bilans de masse hivernaux et estivaux sur deux sites. Ces pionniers de la glaciologie ne se doutaient pas de la richesse des

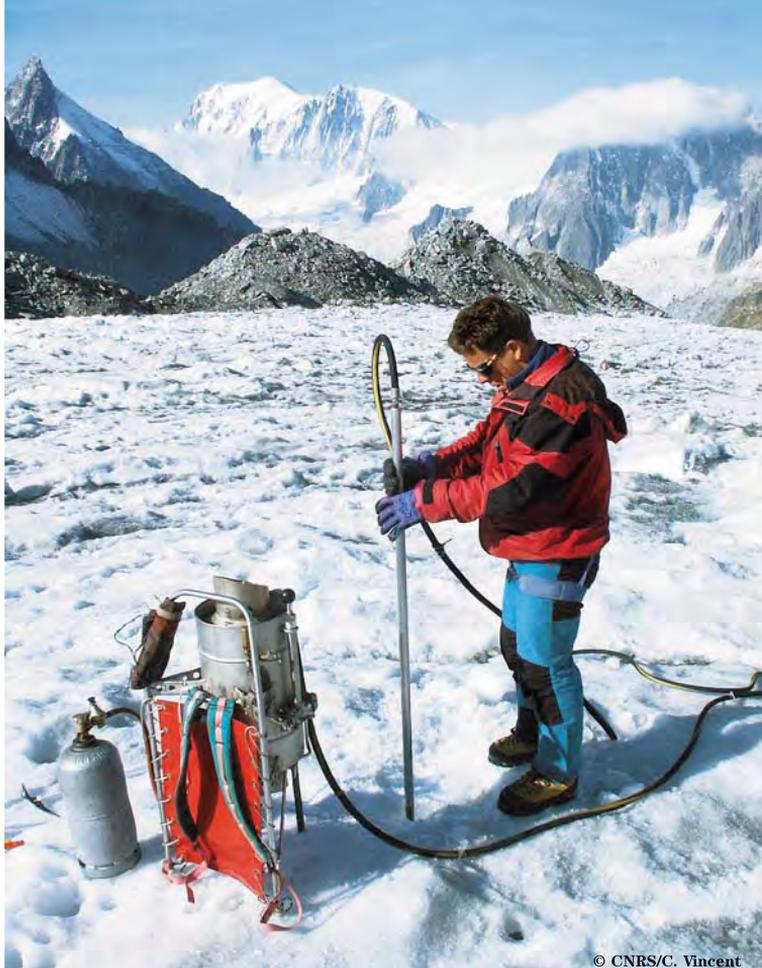
³⁰ Nous reviendrons avec plus de détails sur la notion de bilan de masse et ses méthodes d'estimation dans le chapitre 7. Il est seulement brièvement évoqué ici pour rendre compréhensible ce qui suit.

Mise en place de balises pour mesurer le bilan de masse et les vitesses de surface sur le glacier de Talèfre, dans le massif du Mont-Blanc.

informations que leurs mesures allaient apporter ! (voir encadré 6). Ces observations de terrain fournissent, comme nous allons le voir, une image remarquable de l'évolution du climat des Alpes.

Outre les observations directes de terrain, les variations globales de volume des glaciers sont accessibles par d'autres outils : ce sont les méthodes volumétriques ou géométriques, qui consistent à comparer des cartes topographiques, à condition que celles-ci soient dressées à une échelle appropriée. Ces cartes sont établies à partir de méthodes topographiques classiques (tachéométrie) ou à partir de restitutions photogrammétriques de clichés aériens (encadré 7).

Les premières photographies aériennes réalisées par l'Institut géographique national au-dessus du massif du Mont-Blanc ont été prises le 23 juin 1939. Elles sont en réalité inexploitable en haute montagne, car, à cette date, les glaciers étaient encore couverts de neige et la surface glaciaire ne peut pas être restituée proprement. Celles de 1949, de 1952



et de 1953 prises sur l'ensemble des Alpes françaises sont, en revanche, tout à fait utilisables du point de vue photogrammétrique pour dresser des cartes topographiques détaillées, avec

Clariden, le pionnier des pionniers

Encadré 6

Le glacier de Clariden, souvent nommé Claridenfirn, est situé dans les Glarner Alpes à 46° 40' N et 8° 50' E (cf. carte p. 84). Culminant à 3240 m pour 5,6 km² de surface, il est bien connu des glaciologues car la série d'observations des bilans de masse de ce glacier est de loin la plus ancienne de la planète, car elle commence en... 1914. Ces observations, même si elles ne couvrent pas l'ensemble de la surface du glacier, sont remarquables pour leur intérêt climatique. Depuis 1914, des météorologues et glaciologues suisses ont, sans interruption, observé l'accumulation de neige hivernale et la fonte estivale de ce glacier en deux sites, l'un à 2900 m, et

l'autre à 2700 m d'altitude. La méthode, même rudimentaire, est sans faille : chaque année vers la fin du mois de septembre, deux piquets de plusieurs mètres de long montés à dos d'homme sont plantés sur ces deux sites d'observation. Vers le début du mois de juin, avant la saison d'ablation, on procède à un relevé de l'émergence de ces piquets. Des puits sont creusés à proximité pour mesurer la densité de la neige. La hauteur de neige accumulée au cours de l'hiver est ainsi traduite en hauteur d'eau. L'opération est renouvelée au mois de septembre suivant, afin de déterminer la fonte estivale. Les premiers observateurs avaient pris soin

de sélectionner des sites faciles à identifier, dans l'alignement de sommets lointains, afin que les relevés fussent toujours effectués sur les mêmes sites, à 10 m près. Ces précautions prouvent que les premiers observateurs s'étaient rendu compte de la forte variabilité de l'accumulation hivernale selon les lieux. Ces pionniers de la glaciologie n'étaient sans doute pas mus par l'étude du réchauffement climatique, comme leurs descendants cinquante ans après. Ils cherchaient seulement à faire progresser les connaissances fondamentales sur le climat de haute altitude. La suite a montré combien ils avaient raison...



© IRD/B. Francou

**Relevé topographique
sur le glacier Artezonraju (6 000 m)
dans la Cordillère Blanche du Pérou.**

La technique photogrammétrique consiste à réaliser des cartes topographiques à partir de photographies aériennes ou terrestres. C'est une méthode souvent utilisée en glaciologie, car elle permet d'obtenir les altitudes de l'ensemble de la surface d'un glacier à un moment donné, puis de suivre au fil du temps par simple comparaison l'évolution de la surface, donc des épaisseurs de glace. Des clichés sont pris à partir de deux points de vue différents et, dans le cas de la photogrammétrie aérienne, une chambre de prise de vue est installée dans un avion qui prend ces clichés à intervalles réguliers suivant une ligne de vol sélectionnée avec soins. Une paire de ces photographies permet de tracer une surface topographique (on parle de restitution photogrammétrique) à condition que quelques points de terrain, nommés points d'appui, connus en coordonnées dans un système de référence géodésique, soient reconnaissables sur ces photos : un appareil dit de restitution, comportant une optique très puissante, permet alors de mesurer

les coordonnées de chacun de ces points d'appui sur les clichés. Cette opération est en général effectuée à l'aide d'un appareil stéréoscopique qui permet de voir les photographies en relief. La grande qualité de la chambre de prise de vue et des appareils de restitution permet de mesurer des points sur les clichés avec une précision de quelques microns. En comparant les coordonnées de ces points sur les deux clichés et les coordonnées « terrain » de ces mêmes points, la position et l'orientation des clichés au moment de la prise de vue sont reconstituées par le calcul. Grâce à ces transformations géométriques, il est alors possible de déterminer les coordonnées de n'importe quel point mesuré sur les clichés.

Une technologie encore en pleine évolution

Suivant l'échelle des photographies, une carte topographique peut être dressée avec une précision métrique, décimétrique ou centimétrique. Cette méthode trouve des applications remarquables en glaciologie, car elle

permet de reconstituer les variations de volume des glaciers dans le passé. Dans les Alpes françaises, les premières prises de vue exploitables datent des années 1950. Même si les objectifs des chambres de prises de vue de l'époque étaient bien médiocres par rapport aux objectifs actuels – les distorsions pouvaient dépasser 50 microns alors qu'à présent elles sont inférieures au micron – ces clichés sont extrêmement utiles pour reconstituer les surfaces glaciaires dans le passé. Les techniques photogrammétriques sont encore en pleine évolution, car les caméras numériques remplacent déjà les caméras argentiques et les méthodes de restitution automatique (reconnaissance de forme) prennent le pas sur les méthodes manuelles, lesquelles restent néanmoins incontournables dans de nombreux cas. Et cela n'est pas fini car, d'ici peu, les images prises par satellite auront la même qualité que les prises de vue aériennes. Est-ce la fin de la glaciologie de terrain ? Il y a fort à parier qu'il sera toujours nécessaire, pour une raison ou une autre, de parcourir les glaciers pour les mesurer.

une précision métrique. D'autres clichés photogrammétriques plus récents permettent de restituer les surfaces topographiques glaciaires jusqu'à la période présente et de connaître avec précision les variations de volume. Aujourd'hui, avec des photographies aériennes à une échelle de 1/10 000 ou de 1/20 000, il est aisé d'obtenir une précision métrique ou décimétrique grâce à l'excellente qualité des objectifs des chambres de prise de vue.

En plus des restitutions photogrammétriques des cinquante dernières années, nous avons parfois la chance de disposer, pour les Alpes françaises, suisses, italiennes ou autrichiennes, de cartes détaillées de quelques glaciers à une échelle de 1/10 000 ou 1/20 000 dressées au début du xx^e siècle. Ces cartes, très rares hélas, constituent une source d'informations unique. Il s'agit par exemple des cartes au 1/20 000 de Joseph Vallot et de ses cousins dans le massif du Mont-Blanc, des cartes au 1/20 000 du Service géographique de l'Armée ou des cartes au 1/10 000 d'universitaires grenoblois comme Flusin, Jacob et Offner dans les massifs des Grandes-Rousses et des Écrins (encadré 8).

Qu'il soit issu de mesures topographiques ou de restitutions photogrammétriques, ce fonds cartographique complet de façon remarquable les observations directes des bilans de masse et permet de calculer les variations de volume des glaciers depuis le début du xx^e siècle. L'ensemble de ces données, recueillies avec une certaine persévérance, nous donne un aperçu global des variations de volume de quelques glaciers alpins au cours du siècle écoulé.

Des bilans de masse reconstitués sur un siècle

Les bilans de masse cumulés de quelques glaciers français ont été reportés sur la figure 21. Ces glaciers font aujourd'hui partie d'un réseau d'observations systématiques sur de longues périodes (encadré 9). Les bilans de masse cumulés représentent en fait la variation d'épaisseur moyenne de chacun des glaciers sur l'ensemble de leur surface. Ils sont exprimés en mètres d'eau, par convention, car ces surfaces présentent des matériaux de densité variable, glace, névé, neige.

Les cartes topographiques détaillées à l'échelle du 1/25 000, utilisées en randonnée ou pour les projets d'aménagement, sont récentes. Napoléon avait déjà compris l'intérêt des cartes topographiques dans le domaine militaire. Mais il a fallu attendre 1867 pour que la France soit couverte par des cartes à l'échelle du 1/80 000 (les fameuses cartes d'état-major). Ces cartes ne comportaient pas de courbes de niveau pour représenter le relief, mais des hachures : plus les hachures étaient serrées, plus la pente était forte. Dans le massif du Mont-Blanc, le capitaine Mieulet établit une carte à l'échelle du 1/40 000 en 1865, qui comporte des hachures. Seules les parties glaciaires comportent des courbes de niveau, mais celles-ci n'ont pas une grande signification. Ces cartes, peu précises, ne permettent pas encore de représenter la géométrie de la surface des glaciers.

En 1887, le Service géographique de l'armée (SGA) est créé et sa mission (immense !) consiste à réaliser la couverture cartographique au 1/50 000 de

l'ensemble du territoire français. En 1939, seules les parties frontalières de l'est de la France sont couvertes. Quelques cartes à l'échelle du 1/20 000 seront réalisées aussi à cette époque. Finalement, en 1940, le SGA sera supprimé et les missions cartographiques reprendront avec la création de l'Institut géographique national.

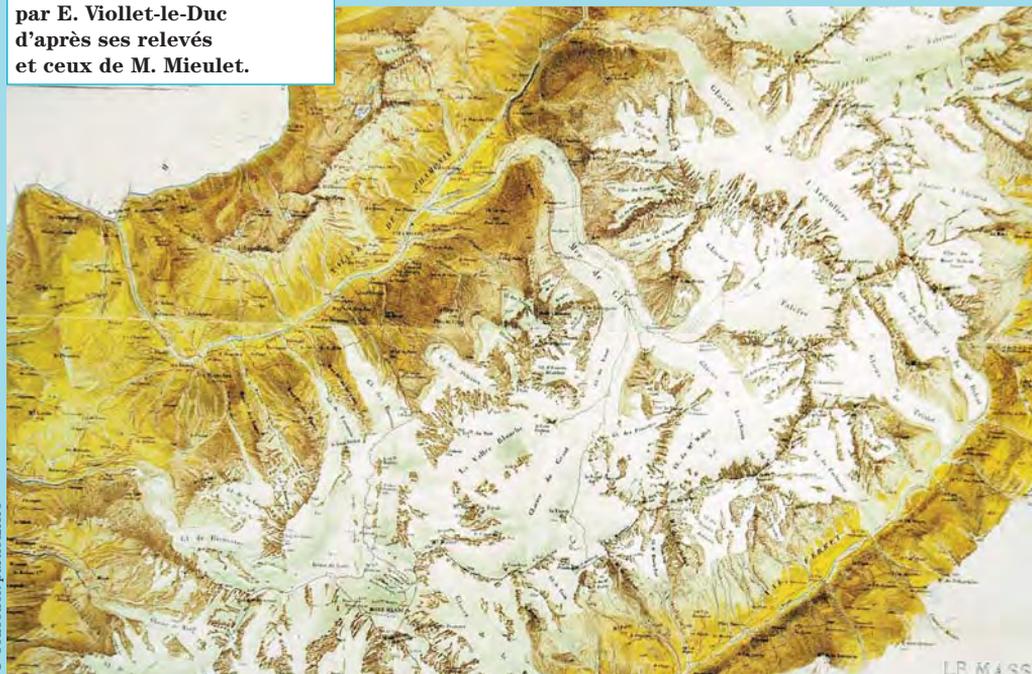
Des cartographes obstinés

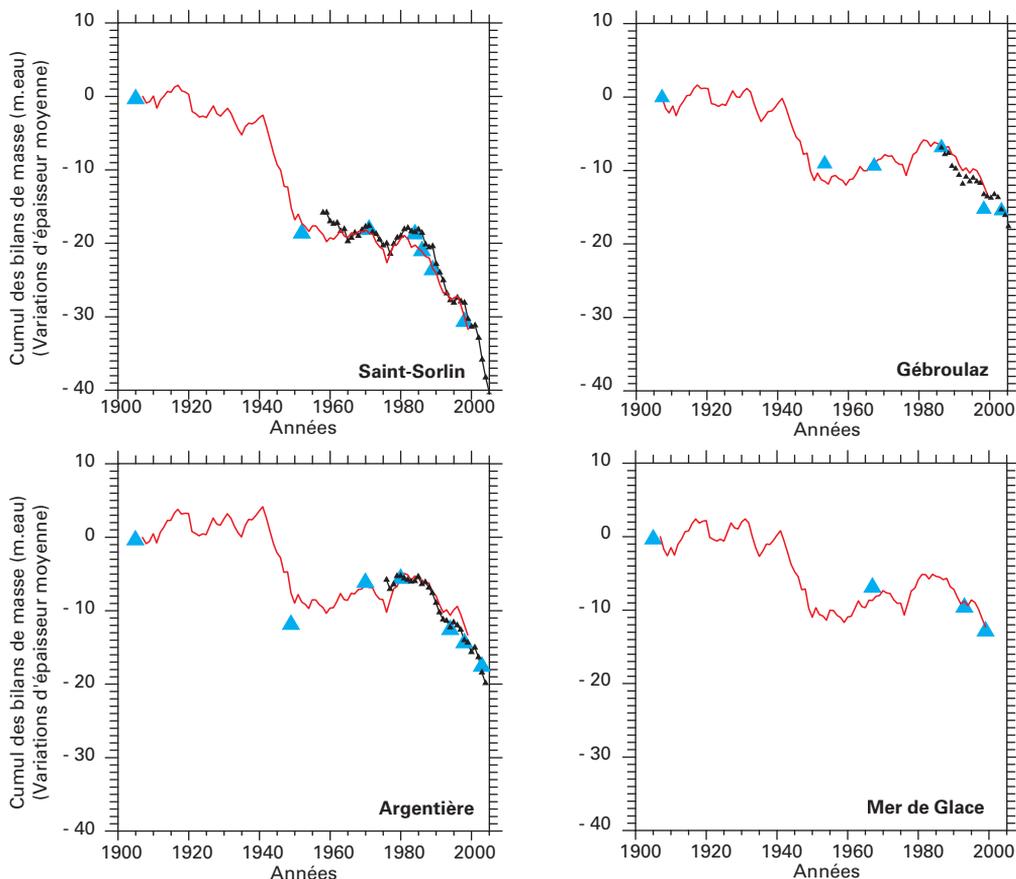
Néanmoins, des cartes topographiques étonnantes ont déjà vu le jour grâce à des initiatives particulières. Joseph Vallot et ses cousins, avec leurs seules ressources, entreprennent en 1905 de réaliser une carte topographique à l'échelle du 1/20 000 de l'ensemble du massif du Mont-Blanc ! Ce travail titanesque va exiger des années de travail de terrain et de calculs. Ces relevés se sont appuyés sur les mesures de triangulation réalisées auparavant par Helbronner, qui lui-même avait entrepris, également à ses frais, des observations géodésiques de 2 000 points dans les Alpes. Comment étaient réalisées ces mesures en haute montagne ?

Les observations partaient d'un point de triangulation connu en coordonnées géographiques, et, de proche en proche, les coordonnées de points

nouveaux étaient déterminées à l'aide de mesures d'angles et de distance. Des instruments topographiques, les tachéomètres, permettaient de mesurer des angles dans un plan horizontal et dans un plan vertical. La méthode était très longue en comparaison avec les méthodes topographiques modernes, et elle était aussi moins précise. Il fallait des journées de travail pour déterminer la position et l'altitude de quelques points sur les glaciers et, bien sûr, il était impossible de cette manière de relever point par point l'ensemble de la surface du glacier. Ce travail était complété par des méthodes plus « expéditives », consistant à relever graphiquement sur une planchette placée à l'horizontale des droites d'intersection sur des points remarquables que l'on souhaitait mesurer. Il s'agissait d'un travail de longue haleine, qui exigeait de longs séjours sur les glaciers et dans des conditions précaires. C'est avec les mêmes méthodes et la même obstination que Flusin, Jacob et Offner ont établi les cartes à l'échelle du 1/10 000 du massif des Grandes-Rousses, du Glacier Blanc et du Glacier de la Selle dans le massif des Écrins. Se doutaient-ils de l'utilité que leurs travaux allaient avoir dans le futur ?

Détail de la carte au 1/40 000 du massif du Mont-Blanc dressée en 1876 par E. Viollet-le-Duc d'après ses relevés et ceux de M. Mieulet.





Source : adapté de Vincent, 2002.

Figure 21

Variations d'épaisseur (moyennée sur l'ensemble de leur surface) ou bilans de masse cumulés de six glaciers des Alpes françaises. Le glacier de Saint-Sorlin, par exemple, a perdu l'équivalent de 40 m d'eau en moyenne sur toute sa surface entre 1905 et 2005, ce qui correspond à environ 44 m de glace. Les petits triangles représentent les observations directes de terrain, à partir des carottages et des balises d'ablation ; les triangles larges représentent les résultats obtenus avec la photogrammétrie ; la courbe rouge correspond à un résultat de modèle de calcul réalisé avec des paramètres météorologiques de vallée (températures et précipitations).

Les services d'observations

Encadré 9

Le Laboratoire de glaciologie et géophysique de l'environnement du CNRS (Grenoble) gère le service d'observations des glaciers des Alpes françaises. Il s'agit d'un réseau d'observations de quatre glaciers, Argentière, Mer de Glace, Gébroulaz et Saint-Sorlin, auxquels s'ajoute le glacier de Sarennes suivi par le Cemagref à Grenoble. La mission de ce service est de constituer une banque de données glaciologiques pour détecter et comprendre les changements climatiques à partir des observations des bilans de masse glaciaires. Il s'agit aussi d'interpréter et de modéliser l'écoulement des glaciers à

partir des observations réalisées sur leurs fluctuations, les variations de leur épaisseur, de leur vitesse d'écoulement et de leur longueur. Les glaciers sélectionnés possèdent déjà de longues séries de mesures, certaines de plus de cinquante ans. Aussi le service d'observation créé en 2000 permet-il d'harmoniser les méthodes de mesures et surtout de pérenniser les observations. Une petite équipe de 4 à 5 personnes est en charge de ce travail, réalise des carottages, implante des balises dans la glace, effectue les observations topographiques au GPS et organise les mesures météorologiques. Cette infor-

mation est diffusée par plusieurs canaux, dont le World Glacier Monitoring Service (Unesco), qui regroupe à Zurich les données de la plupart des glaciers suivis sur la planète. Depuis 2001, l'Observatoire de recherche sur l'environnement (ORE) Glacioclim, placé sous la tutelle du ministère de la Recherche, a rassemblé les efforts de plusieurs organismes publics (CNRS, IRD et Ipev) pour encadrer l'observation des glaciers sur un axe liant les Alpes, les Andes tropicales et le continent Antarctique.

(<http://www.lgge.obs.ujf-grenoble.fr/serviceObs/>)

Ainsi, on sait à présent que les glaciers d'Argentière, de la Mer de Glace et de Gébroulaz ont perdu environ 20 m d'eau depuis 1907, tandis que le glacier de Saint-Sorlin, lui, s'est vu amputé de 40 m d'eau au cours de la même période. Il s'agit là d'une valeur moyenne sur l'ensemble du glacier, celui-ci ayant perdu beaucoup plus dans sa partie inférieure que dans sa partie haute : ainsi, si l'on prend pour seul exemple la Mer de Glace, la perte d'épaisseur depuis le début du xx^e siècle a été de 150 m à 1 600 m altitude, mais d'à peine 10 m au col du Midi, à 3 500 m d'altitude.

Revenons sur la figure 21. On y voit que la décroissance des glaciers n'est pas uniforme au cours du xx^e siècle. Deux périodes de fort amincissement sont visibles, 1942-1953 et 1982-2003.

La décrue de la décennie 1940 est la conséquence d'hivers peu enneigés et d'une importante fusion estivale. Au cours de cette même période, l'ablation estivale était même plus élevée que celle enregistrée au cours des vingt dernières années du siècle écoulé. En revanche, l'avancée de la plupart des glaciers alpins entre 1954 et 1981 est associée à une fréquence élevée d'étés « pourris » durant lesquels l'ablation a été faible. Les étés durant cette période sont en effet souvent maussades et marqués par des températures fraîches. Attention, il s'agit-là d'une moyenne, car on a également connu des étés chauds et secs, comme l'été 1976, par exemple, dont les contribuables français se souviennent encore ! Comme il se doit, cette succession de bilans positifs a provoqué une réavancée importante du front de beaucoup de glaciers, comme nous l'avons vu.

Sur la dernière période (1982-2003), l'augmentation en flèche de la fusion estivale explique à elle seule la très forte diminution des glaciers. À titre d'exemple, entre 1954-1981 et 1982-2002, la fonte estivale moyenne à 2 800 m d'altitude est passée de 2 à 3 m de glace ! Dans le même temps, les températures estivales, de juin à octobre, ont augmenté dans les Alpes de 1,2 °C. Cette élévation des températures affecte avant tout les mois de juillet et août (+ 1,6 °C), mais elle déborde aussi sur septembre (+ 1,0 °C) et octobre (+ 1,6 °C). L'accumulation hivernale ne joue aucun rôle dans cette récession car, contrairement à ce que l'on pourrait penser, elle a crû légèrement au cours de la période récente. Les bilans hivernaux indiquent une croissance à partir de 1977 dans les Alpes françaises, confirmée par l'augmentation des précipi-

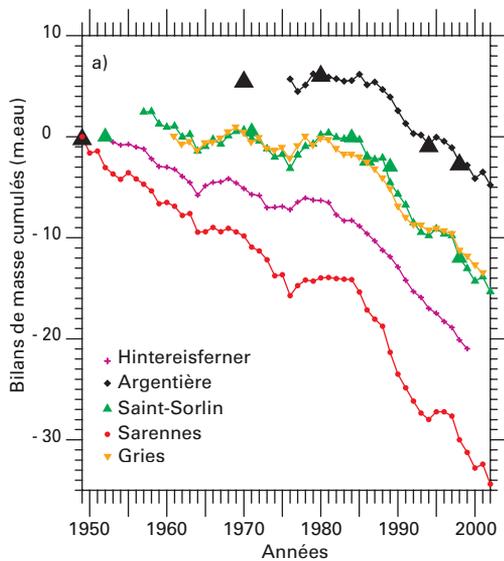
itations hivernales mesurées dans des stations météorologiques des Alpes françaises comme celles de Chamonix, de Bourg-Saint-Maurice et de Besse-en-Oisans. Entre les deux périodes 1954-1976 et 1977-2002, les précipitations hivernales (d'octobre à mai) ont augmenté de 15 % environ, ce qui est loin d'être négligeable. Ces données ne sont pas en contradiction avec le manque de neige observé sur les domaines skiables. En réalité, le surcroît de précipitations profite aux stations situées en haute montagne, car une part importante de ces précipitations tombe désormais en dessous de 2 000 m d'altitude sous forme liquide ! On ne prête qu'aux riches...

Observe-t-on la même évolution sur les autres glaciers alpins au cours du xx^e siècle ?

Pour répondre à cette question, nous avons reporté sur la figure 22 les bilans de masse cumulés de cinq glaciers des Alpes autrichiennes, suisses et françaises depuis 1950³¹. Ces glaciers sont répartis sur toute la chaîne alpine, aussi est-il intéressant de voir si leur réponse au climat a été la même, ou si celle-ci traduit des disparités régionales. Comme sur la figure précédente, ont été représentées les variations d'épaisseur moyenne de ces glaciers, exprimées en mètres d'eau. Ainsi, les glaciers de Saint-Sorlin (France) et de Gries (Suisse) ont perdu une lame d'eau de 15 m depuis 1950, répartie sur toute leur surface. Les observations directes, provenant des mesures de terrain, portent sur les cinquante dernières années et, comme pour les glaciers français, les variations de volume (ou d'épaisseur) ont été reconstituées grâce à des restitutions photogrammétriques issues des photographies aériennes (larges triangles).

La diminution de ces glaciers depuis 1950 indique des tendances différentes, avec une perte de 10 cm d'eau/an pour le glacier d'Argentière et de 60 cm d'eau/an pour le glacier de Sarennes. Dès lors, on pourrait en conclure que chacun de ces glaciers a sa propre histoire, laquelle s'est écrite en dehors de toute influence climatique à l'échelle de la chaîne alpine. Eh bien non ! Car si l'on enlève à chacune de ces valeurs de bilan la moyenne de la série, on met en évidence à l'échelle des Alpes des fluctuations très similaires au cours des cinquante dernières années (fig. 22). Cette

³¹ Vincent C., Kappenberger G., Valla F., Bauder A., Funk M., Le Meur E., 2004 – Ice ablation evidence of climate change in the Alps over the 20th Century. *Journal of Geophysical Research*, 109.



Source : Vincent *et al.*, 2004.

similitude de comportement n'est autre que l'expression d'un même signal climatique à travers les Alpes, de Sarennes à Hintereisferner, en Autriche, les deux étant séparés par 400 km de distance !

Afin de préciser l'origine de ce signal commun, les deux termes des bilans de masse (accumulation hivernale et la fusion estivale) ont été analysés séparément. Ces données ne sont disponibles que pour deux glaciers pour les cinquante dernières années, Clariden en Suisse et Sarennes en France. À partir de l'étude détaillée de ces deux séries, il apparaît que la forte augmentation de la fusion estivale des vingt dernières années a été très similaire pour ces deux glaciers situés à 290 km l'un de l'autre, et que, en conséquence, les variations du bilan d'énergie de surface qui affectent les glaciers au cours de l'été ont été semblables à l'échelle des Alpes. Ainsi, l'augmentation de la fusion estivale journalière de juin à août est de 0,50 cm d'équivalent-eau à Sarennes entre 1954-1981 et 1982-2002, ce qui est très proche des 0,55 cm d'équivalent-eau estimés à Clariden.

Les glaciers des Alpes obéissent à une même évolution climatique

Bons indicateurs du climat, les glaciers le sont, car la fonte d'été mesurée en cm/jour peut être convertie directement en énergie (watt par m²)³² en utilisant la chaleur latente de fusion (334 000 joules par kg). Ainsi, l'augmentation du taux de fusion journalier d'environ 0,5 cm

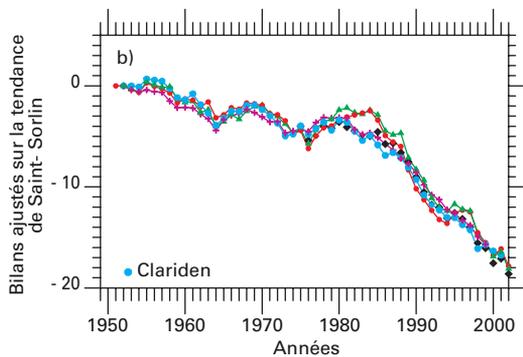


Figure 22

Bilans de masse cumulés de cinq glaciers des Alpes françaises, autrichiennes et suisses au cours des cinquante dernières années (à gauche). Lorsque l'on retire à chacune des valeurs de bilans annuels la moyenne des cinquante dernières années, on obtient alors (à droite) un signal remarquablement commun pour l'ensemble de ces glaciers (les plus éloignés sont à 400 km de distance). Ce signal commun traduit les variations climatiques à l'échelle des Alpes. Les petits triangles représentent les observations directes de terrain, à partir des carottages et des balises d'ablation ; les triangles larges représentent des résultats obtenus avec la photogrammétrie.

eau/jour observée à la fois à Clariden et à Sarennes entre 1954-1981 et 1982-2002 peut être convertie en une élévation des flux d'énergie en surface de 20 W/m² sur la période estivale (juin-juillet-août), ce qui est considérable. À titre de comparaison, le rayonnement incident dans les Alpes au cours des mois estivaux est de 250 à 300 W/m², vers 2500 m d'altitude. Ces observations indiquent donc qu'un changement très important est intervenu au cours des dernières décennies. Nous y reviendrons au chapitre 8. N'oublions pas toutefois que, d'une année sur l'autre, la variabilité de cette fonte est très élevée : ainsi, au cours des vingt dernières années, même si les étés chauds ont dominé, certains ont été maussades, comme en 1995 et en 2001, et les glaciers en ont gardé trace sous forme de bilans de masse positifs. Dans le cas extrême de l'été caniculaire de 2003, la valeur de la fonte estivale a dépassé de beaucoup la moyenne établie sur 1982-2002 (de deux écarts-types, pour être précis), et plus

³² On rappellera ici qu'un watt est un flux d'énergie équivalent à 1 joule en 1 seconde (l'équivalent d'un quart de calorie).



© Imprimerie nationale

Évolution du glacier des Grands Couloirs, sous la Grande Casse (massif de la Vanoise, France) entre le début du xx^e siècle et 2004.



© A. Antoinet



© IRD/B. Francon

L'état pitoyable du glacier du Monêtier (3 400 m), en Oisans briançonnais (Alpes françaises), lors de l'été exceptionnellement chaud de 2003. On est loin encore d'avoir pris toute la mesure de l'impact de cette période de canicule sur les glaciers des Alpes, si ce n'est que les bilans de masse ont atteint des valeurs négatives exceptionnelles.

encore la moyenne étendue à la période 1954-1981 (de trois écarts-types). Une telle ablation estivale n'a jamais été atteinte au cours des cinquante dernières années, et il faut remonter à 1947 pour retrouver une valeur équivalente. Autres victimes à mettre sur le compte de la canicule, les glaciers...

L'analyse détaillée des bilans de masse hivernaux et estivaux permet d'affirmer que les fluctuations des bilans de masse des glaciers alpins ont été régies pour l'essentiel, au cours du xx^e siècle, par les conditions estivales, c'est-à-dire par des flux d'énergie échangés à la surface des glaciers, flux dont la température est un très bon indicateur. Ainsi, en prenant quelques raccourcis, on peut dire que les fluctuations des volumes glaciaires ont suivi de près les fluctua-

tions des températures estivales. Les variations des précipitations hivernales interviennent aussi, bien sûr, mais dans une moindre mesure. Les petites différences visibles sur les bilans cumulés des glaciers des Alpes françaises et de ceux du nord de la Suisse et de l'Autriche, sont à mettre au compte d'une évolution différente de l'accumulation hivernale dans chacune de ces régions : les précipitations hivernales au cours des cinquante dernières années ne montrent aucune tendance dans le nord des Alpes, alors que dans le sud (massifs français), une augmentation sensible des précipitations hivernales est visible à partir de 1977 : cette augmentation a contribué à l'élévation des bilans de masse des glaciers français entre 1977 et 1982 et a ensuite ralenti les pertes de ces mêmes glaciers. Dans tous les cas, au cours des vingt dernières années, l'augmentation de la fusion estivale a largement dépassé l'augmentation de l'accumulation hivernale, et c'est la raison de la forte récession des glaciers alpins.

En conclusion, si l'on fait les comptes, les glaciers dans les Alpes ont diminué depuis 1830 dans de fortes proportions. Mais cette récession n'a pas du tout été uniforme et elle a été interrompue à plusieurs reprises. Des chercheurs de Zurich³³ ont estimé en 2004 que les surfaces englacées dans les Alpes suisses sont passées

³³ Paul F., Kääb A., Maisch M., Kellenberger T., Haeberli W., 2004 – Rapid desintegration of Alpine glaciers observed with satellite data. *Geographical Research Letters*, 31.

de 1 620 km² en 1850 à 1 170 km² en 1970 et à 980 km² en 1999. Les glaciers actuels ne représentent donc en Suisse que près de 60 % de leur surface de 1850 ! Dans le même temps, le volume de glace est passé, toujours dans les Alpes suisses, de 107 km³ en 1850 à 74 km³ en 1970 et à 55 km³ en 1999. En extrapolant ces données sur l'ensemble des Alpes, la perte de surface englacée aurait été de 1 500 km² entre 1850 et 1999 (3 800 km² en 1850, 2 300 km² en 2000). L'altitude de la ligne d'équilibre se serait élevée de plus de 100 m entre 1850 et 1999. Selon les travaux récents d'une équipe austro-italienne (Böhm *et al.*, 2004)³⁴, l'augmentation des températures dans les Alpes au cours du xx^e siècle aurait été de + 1 °C, donc supérieure à l'augmentation moyenne relevée en Europe pour la même période.

Les glaciers du nord de l'Europe : de surprises réavancées

Les glaciers observés avec régularité depuis plusieurs décennies dans le monde représentent moins de 0,1 % de tous les glaciers de montagne (hors calottes polaires). Sur ce total, 10 % seulement font l'objet d'estimations régulières de bilan de masse, le reste étant suivi par des mesures du positionnement du front et grâce à des images prises par des avions ou des satellites. C'est dire que la moisson de données glaciologiques est faible chaque année et que très peu de glaciers offrent des données permettant de tracer une bonne perspective de leur état sur 5 ou 6 décennies. Ainsi, remonter à la fin du Petit Âge Glaciaire de façon à peu près continue est une rareté, et y pénétrer est l'exception. L'information devient alors très discontinue et soumise à discussion. Aussi, tout naturellement, quand on quitte les Alpes, terrain privilégié s'il en est, la question posée est la suivante : où sont les autres glaciers étudiés dans le monde ? La première destination qui s'impose, c'est la Scandinavie. Pour diverses raisons, Norvégiens et Suédois ont étudié leurs glaciers depuis un nombre respectable de décennies, les premiers en raison des ressources hydroélectriques

qu'offrent les torrents bondissant au sortir des glaciers vers des fjords profonds et encaissés, les seconds sans doute grâce à la conscience aiguë qu'ils ont depuis longtemps de l'intérêt que peuvent présenter les glaciers pour l'étude du changement climatique.

L'originalité des glaciers scandinaves

La Norvège s'étend entre les parallèles 58° N et 71° N avec des montagnes atteignant au maximum 2 500 m. Malgré la faible altitude, en raison des basses températures et des hauteurs d'eau précipitées dans l'année – qui atteignent entre 3,5 et 5 m sur la partie la plus exposée à l'ouest –, on dénombre plus de 1 600 glaciers, dont 700 dans la partie sud qui représentent 2 600 km² de surface englacée, soit un peu plus que celle des Alpes. Ce sont parmi les glaciers les plus maritimes du monde, qui reçoivent des précipitations toute l'année grâce aux vents d'ouest chargés d'humidité au-dessus d'un océan chaud parcouru par la Dérive nord-atlantique issue du Gulf Stream. Joue aussi un très fort gradient de précipitations ouest-est, qui fait que les glaciers en direction de la Suède ont déjà un climat de teinte continentale, avec des conséquences à prévoir sur les bilans de masse au cours du temps.

Il y a là de grands glaciers de plateau comme le Jostedalbreen (480 km²), le Svartisen (360 km²) ou le Folgefonna (215 km²), d'où descendent de grandes langues glaciaires. On recense aussi un grand nombre de glaciers de cirque de petite dimension, comme le Jotunheimen. Cette variété de taille suggère des temps de réponse très variables d'un glacier à l'autre.

Dans le chapitre précédent, il est apparu que les glaciers scandinaves s'étaient déjà singularisés au cours du Petit Âge Glaciaire en présentant une extension maximale non pas entre 1550 et 1650, mais plutôt décalée vers le milieu du xviii^e siècle, au moment même où, dans les Alpes, les grandes crues de la première partie du PAG s'estompaient. Le deuxième pic classique du PAG au cours des trois premières décennies du xix^e siècle, fort dans les Alpes, est en revanche atténué, voire insignifiant. Ainsi en est-il du glacier du Nigardsbreen, qui décline doucement depuis 1750 sans montrer de regain marqué dans la première moitié du xix^e siècle. À l'extrême nord de la chaîne, cependant, les glaciers ont montré leur plus grande extension

³⁴ Böhm R., Auer I., Brunetti M., Maugeri M., Nanni T., Schöner W., 2001 – Regional temperature variability in the European Alps 1760-1998. *International Journal of Climatology*, 21.



Carte 2
La Scandinavie avec les principaux glaciers mesurés régulièrement en Norvège et en Suède.

Les années 1940-1950 et le début des années 1960 sont mal vécues par la plupart des grands glaciers exutoires de calottes, qui perdent vite un à deux kilomètres de longueur. Rappelons, au contraire, que beaucoup de glaciers des Alpes se remettent à avancer peu après 1950. Mais plus on se rapproche de la période actuelle, plus la conduite de ces glaciers s'écarte de celle des glaciers alpins. Le retrait des glaciers les moins longs du Jostedalbreen, comme le Briksdalsbreen qui ont un temps de réponse assez court est achevé pour la plus grande part dès les années 1950 et, après quelques années de stabilisation, ces glaciers se sont remis à avancer dans les années 1970, en accélérant cette tendance à la fin des années 1980. Or la fin des années 1980 correspond à la période où les glaciers alpins entament leur phase de repli qui se prolonge tout au long des années 1990 !

Ensuite, il faut attendre en Norvège l'arrivée de faibles bilans de masse en 1996, et surtout ceux

de 2002 et 2003 associés à des étés chauds, pour voir la tendance à la hausse s'infléchir et ces glaciers – d'abord les plus courts et les plus pentus, puis les autres – entamer un déclin sur lequel on n'a pas encore le recul nécessaire pour savoir s'il est passager ou durable.

Pendant ce temps, beaucoup de langues de glaciers de taille plus vaste continuent à avancer, mais plus lentement. Les distances regagnées pendant cet épisode d'avancée de trois décennies (1970-2000) sont notables, plus importantes que n'importe quelle réavancée survenue depuis le Petit Âge Glaciaire. On est donc en présence d'un événement remarquable. Mais quelle est son extension géographique en Scandinavie ?

Une embellie récente confinée aux glaciers maritimes

Cette phase d'expansion est observée en fait sur les glaciers en position maritime, en parti-

du PAG au début du XIX^e siècle, mais c'est une exception partagée avec quelques glaciers du versant suédois de la chaîne, aux accents plus continentaux.

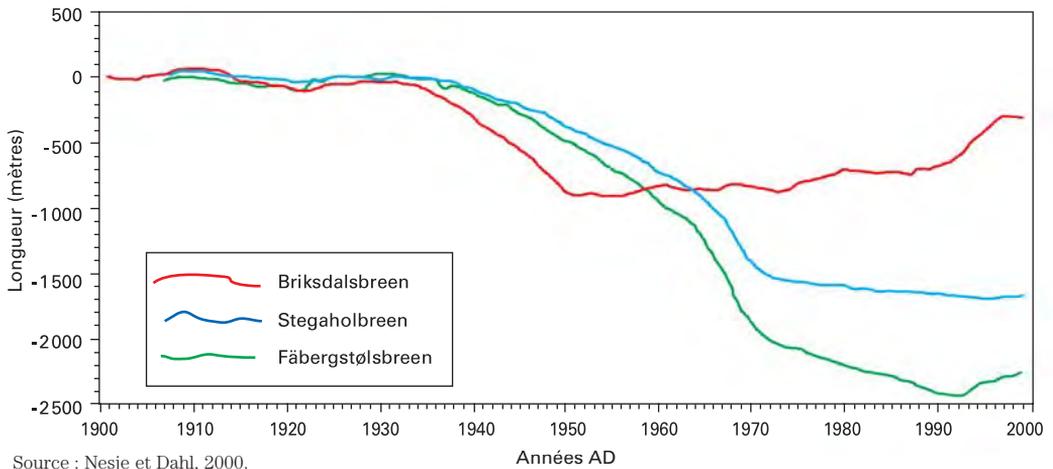
Comment s'est effectué le retrait du Petit Âge Glaciaire et quelle allure revêt le repli séculaire qui a suivi ? Retrouve-t-on en Norvège ces variations marquées mises en évidence dans la chaîne alpine ?

Le retrait à partir du maximum s'est produit très lentement au cours du XIX^e siècle, avec des réavancées marquées à la fin de ce siècle et au cours des deux premières décennies du XX^e. Certains glaciers dans le massif de Folgefonna, ont atteint leur maximum du Petit Âge Glaciaire en 1890, et d'autres même vers 1940 ! Ce qui semble donc original dans cette partie de l'Europe, par rapport aux Alpes, c'est que beaucoup de glaciers maintiennent des positions très avancées, typiques du PAG, en plein XX^e siècle (fig. 23). Et ce n'est pas fini !

de 2002 et 2003 associés à des étés chauds, pour voir la tendance à la hausse s'infléchir et ces glaciers – d'abord les plus courts et les plus pentus, puis les autres – entamer un déclin sur lequel on n'a pas encore le recul nécessaire pour savoir s'il est passager ou durable. Pendant ce temps, beaucoup de langues de glaciers de taille plus vaste continuent à avancer, mais plus lentement. Les distances regagnées pendant cet épisode d'avancée de trois décennies (1970-2000) sont notables, plus importantes que n'importe quelle réavancée survenue depuis le Petit Âge Glaciaire. On est donc en présence d'un événement remarquable. Mais quelle est son extension géographique en Scandinavie ?

Une embellie récente confinée aux glaciers maritimes

Cette phase d'expansion est observée en fait sur les glaciers en position maritime, en parti-



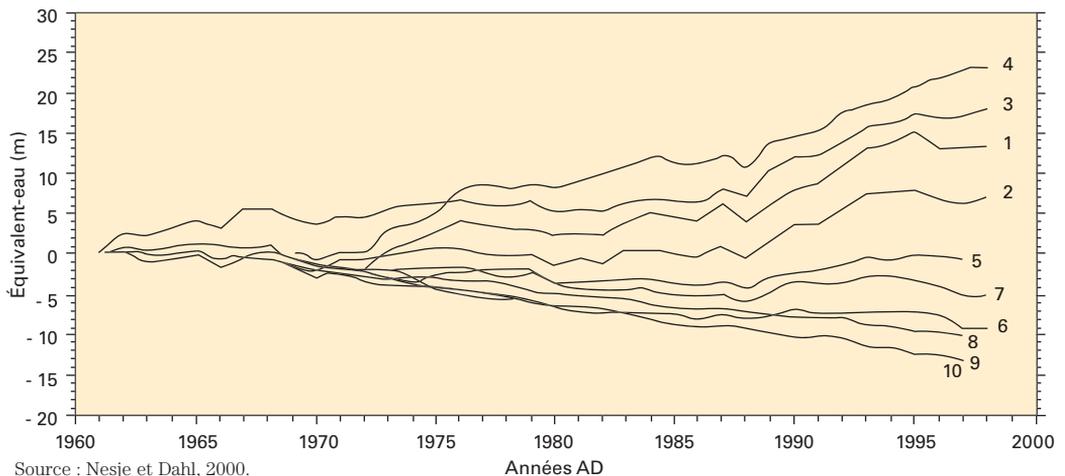
Source : Nesje et Dahl, 2000.

Figure 23

Variations de longueur de trois glaciers émissaires du massif de Jostedalbreen (Briksdalsbreen, Stegaholbreen et Fäbergstølsbreen) entre 1901 et 1999 (1901 = 0). On note le maintien de positions stables jusqu'à la fin des années 1930, un déclin dans les années 1940 et 1960, suivi d'une stabilisation ou d'une reprise.

culier sur ceux du sud de la Norvège qui sont les plus exposés aux flux humides de l'Atlantique. Les autres, plus à l'abri et sur des positions continentales, comme le Jotunheimen, reculent sans arrêt pendant cette seconde moitié du xx^e siècle, quoique plus lentement que pendant les années 1940-1950. La figure 24 montre la curieuse forme en éventail que prennent les bilans de masse cumulés des glaciers norvégiens avec, venus en renfort, quelques individus originaires du Svalbard (voir chap. 6, p. 119).

Alors que certains bilans de masse s'orientent positivement (Nigardsbreen, Engabreen), d'abord vers 1975, puis plus nettement en 1989, d'autres (Storbreen, Hellstugubreen et Gråsubreen) perdent de leur substance lentement avec quelques soubresauts positifs au cours de la dernière décennie du xx^e siècle. On remarque que le degré de continentalité fait office de tri, les plus maritimes augmentant d'un côté, les plus continentaux déclinant de l'autre. Ce changement de comportement s'observe parfois à une dizaine de kilomètres de distance seulement. Que s'est-il passé ?



Source : Nesje et Dahl, 2000.

Figure 24

Variations cumulées du bilan de masse de glaciers norvégiens et suédois. 1. Ålfotbreen, 2. Hardangersjøkulen, 3. Nigardsbreen, 4. Engabreen, 5. Storglaciären (nord de la Suède), 6. Storbreen, 7. Hellstugubreen, 8. Gråsubreen, 9. Midtre Lovénbreen (Svalbard), 10. Austre Brøggerbreen (Svalbard). Ce sont les glaciers continentaux, moins alimentés en hiver, qui montrent une tendance à des bilans de masse déclinants depuis 1960. Les deux glaciers du Svalbard, les plus négatifs, figurent à titre de comparaison.



© B. Lefauconnier

L'Austerdalsbreen, un glacier émissaire très raide et brisé en séracs d'une calotte de plateau, un cas fréquent en Norvège.



© B. Lefauconnier

La partie inférieure de l'Austerdalsbreen.

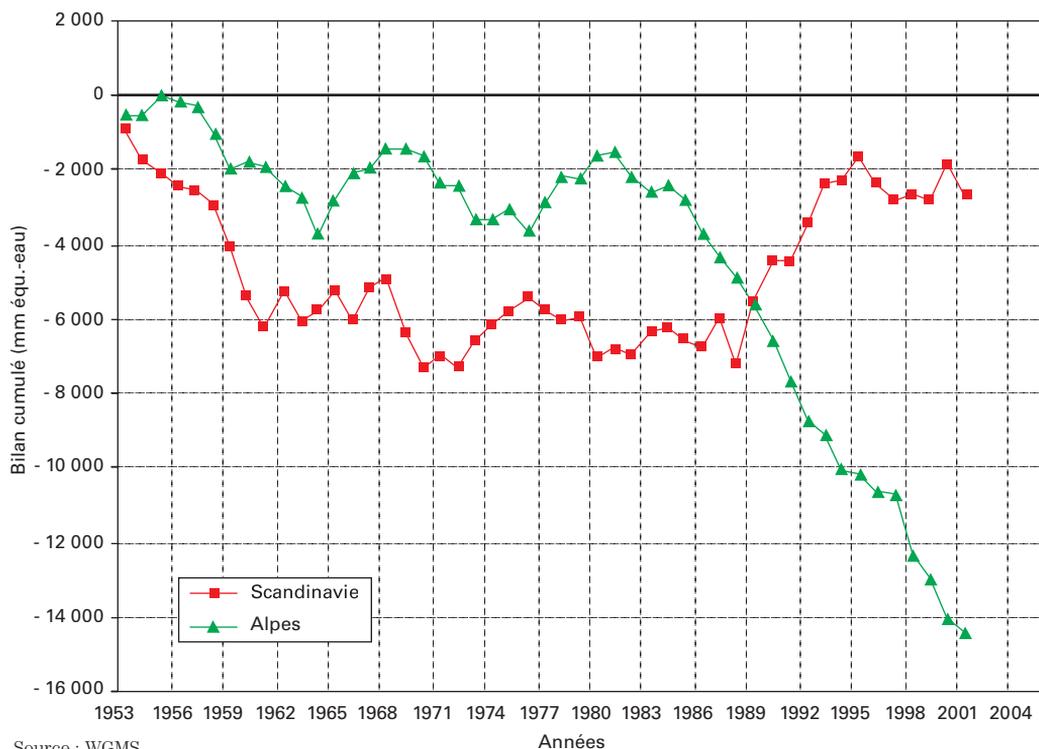
L'augmentation récente des précipitations hivernales

Les analyses ont montré que ce déphasage est contrôlé par les précipitations hivernales. Par exemple, sur le très maritime Ålfotbreen, le bilan hivernal révèle une accumulation presque cinq fois plus grande que sur le continental Gråsubreen. Les glaciers maritimes dépendent davantage de l'accumulation hivernale que des températures d'été, et le bilan hivernal est pour eux déterminant. L'énorme masse de neige s'incorpore au glacier, la surface de celui-ci reste couverte d'un névé hautement réfléchissant vis-à-vis du rayonnement (albédo élevé) tout le printemps durant, et l'été est trop court ensuite pour venir à bout de cette masse neigeuse. Le renouvellement de cette glace s'opère rapidement : sous l'effet de l'excès de charge qu'ils reçoivent à l'amont, les glaciers maritimes ont des débits de glace plus importants et, ainsi, ils s'étendent beaucoup plus loin dans les vallées. En revanche, les glaciers continentaux, à cause de leur position abritée, reçoivent moins de neige en hiver ; cette neige est donc anéantie par la fonte dès le mois de juin, ce qui expose la glace beaucoup plus rapidement à l'insolation. L'ablation diminuant avec l'altitude, il n'est pas étonnant que les glaciers situés à haute altitude s'en tirent mieux que les autres, tel le Nigardsbreen, en Norvège, un glacier cumulant « l'effet maritime » et « l'effet altitude » : c'est

l'un des bilans qui a enregistré les meilleurs gains ces dernières années.

Il est donc bien établi que la poussée des glaciers norvégiens et d'une manière plus générale des glaciers d'Europe du Nord, Islande comprise, a été associée à une augmentation des précipitations hivernales, donc des accumulations neigeuses. Pour le total précipité, les années 1971-1989 et plus encore 1989-1995 sont bien au-dessus des moyennes séculaires, surtout dans le sud et le centre de la Norvège, le nord ne connaissant pas cette tendance. Mais il y a plus pour expliquer l'avancée récente de ces glaciers. Au cours des années 1980-1990, le maximum des précipitations dans l'année s'est déplacé de l'automne vers l'hiver. Conséquences ?

Figure 25
Bilans de masse moyens de neuf glaciers scandinaves (en rouge) et de quatorze glaciers des Alpes (en vert). En rouge : Ålfotbreen, Engabreen, Gråsubreen, Hardangerjoekulen, Hellstugubreen, Nigardsbreen, Rabots, Storbreen, Storglaciären. En vert : Aletsch, Careser, Gries, Hintereis, Jamtal, Kesselwand, Limmern, Plattalva, Saint-Sorlin, Sarennes, Silvretta, Sonnblick, Vergagt, Wurten. Les bilans sont présentés sous forme cumulée.



Source : WGMS.

Les précipitations tombent davantage par des températures froides, donc plus sous forme solide. Il n'est pas possible en effet d'expliquer les gains d'accumulation seulement par une augmentation de la quantité des précipitations, il faut prendre en compte leur changement de phase et l'avènement de conditions plus neigeuses qu'auparavant. Une augmentation des précipitations d'automne (ou d'été) dans un contexte chaud aurait eu l'effet inverse, car l'effet de l'eau de pluie sur la glace se serait conjugué à la baisse de l'albédo pour augmenter la fonte. Qu'en est-il des températures ?

Comme dans toutes les régions arctiques/sub-arctiques, une élévation très significative des températures s'est produite depuis 140 ans (voir chap. 9, p. 220). Les données de Bergen, jugées représentatives par les chercheurs norvégiens, montrent que cette hausse profite pour l'essentiel à l'hiver, avec un gain de 1,2 °C, alors que les étés restent plutôt frais. Ou plus exactement, dirons-nous, « restaient », car le début du troisième millénaire semble inaugurer, ici aussi comme partout en Europe, une tendance à des étés caniculaires que les glaciers, si l'on en juge par leurs bilans récents, ne semblent guère apprécier. Alors, est-ce la fin des années de bombance qui se profile dans le nord de l'Europe ? Attendons encore quelque temps pour nous prononcer.

Beaucoup de climatologues sont à présent convaincus que cette tendance à des hivers

doux et pluvieux dans le nord de l'Europe est à mettre en relation avec un mode de circulation atmosphérique favorable à l'arrivée sur la façade côtière de très fréquentes perturbations atlantiques accompagnées de flux humides de sud-ouest. Ce mode est-il à l'origine du comportement particulier des glaciers nord-européens ?

Le contraste d'évolution entre les glaciers scandinaves et les glaciers alpins a été en effet remarquable au cours des dernières décennies³⁵. Dans la figure 25 où sont moyennés les bilans d'un certain nombre de glaciers scandinaves et alpins, les évolutions présentent une nette opposition de phase au cours des quarante dernières années : les glaciers scandinaves ont décliné dans les années 1950, puis se sont maintenus jusqu'à la fin des années 1980, avant de connaître un fort redressement ensuite ; les glaciers alpins, en assez bonne forme jusqu'en 1986, ont entamé ensuite une plongée continue. Que s'est-il passé entre le nord (maritime) et le sud de l'Europe ?

Cette question, intéressante mais complexe, nous amènerait à parler de mécanismes oscillatoires affectant la circulation atmosphérique entre le nord et le sud de l'Europe. Nous aborderons ce sujet dans un chapitre ultérieur, quand nous reviendrons au climat. Avant d'en arriver là, partons au large du continent européen pour découvrir comment s'est opéré ailleurs le repli glaciaire sur le siècle écoulé.

³⁵ Six D., Reynaud L., Letréguilly A., 2001 – Bilans de masse des glaciers alpins et scandinaves, leurs relations avec l'oscillation du climat de l'Atlantique nord. *C. R. Acad. Sci. Paris, Sciences de la Terre et des planètes*, 333.

Le recul des glaciers dans le monde au xx^e siècle



© IRD/B. Francou

À l'échelle du continent européen, les glaciers ont présenté au cours du dernier siècle des évolutions diverses. Mais que dire à l'échelle mondiale ? Nous nous proposons de passer en revue les différents massifs montagneux de la planète sur lesquels des glaciers sont surveillés. Y a-t-il eu une décrue généralisée, ou certaines régions, ici ou là, nous ménagent-elles des surprises ?

Comme il fallait s'y attendre, les sources d'information ne sont pas homogènes : les données sont parfois denses et continues sur un petit glacier, alors qu'elles peuvent être sporadiques à l'échelle d'un immense massif. Aussi nous sommes-nous résolus à faire des moyennes à l'échelle d'une région, un exercice qui n'est pas toujours justifié au regard de la diversité des cas. Notre objectif est de dresser un panorama global de l'évolution des glaciers de la planète au cours du xx^e siècle, une tâche impossible à mener à bien de façon exhaustive, faute d'informations suffisantes sur un grand nombre de massifs glaciaires. Commençons par les territoi-

res bordant le Pacifique, pour passer ensuite à l'Asie et terminer sur la ceinture tropicale.

Alpes néo-zélandaises : des glaciers maritimes en pleine forme

Dans les Alpes du sud de la Nouvelle-Zélande, entre 42° S et 45° S, les sommets s'étagent de 1 800 à 3 000 m. On y dénombre plus de

3 000 glaciers couvrant environ 1 160 km², avec des quantités de glace estimées à 53 km³. Rassemblé sur cette île, il y a là l'équivalent de la moitié des glaces encore présentes dans nos Alpes européennes. Comme en Norvège, ces montagnes se trouvent sur la trajectoire des vents d'ouest (*westerlies*), dans une région très humide où les précipitations annuelles sont estimées entre 3 et 10 m d'eau, suivant l'altitude et l'exposition. Comme dans tous les climats maritimes, elles tendent à être distribuées tout au long de l'année, avec cependant un maximum durant le semestre froid.

Les dates auxquelles les glaciers ont atteint leur maximum au Petit Âge Glaciaire s'échelonnent en fonction des temps de réponse et sont peu indicatrices de différences climatiques au niveau régional. La moraine la plus basse du Petit Âge Glaciaire est datée de des âges variant entre 1600, la fin du XVIII^e siècle, le milieu du XIX^e siècle et... jusqu'à la fin du XX^e. Il semble que le glacier Franz-Josef et le glacier Fox, au nord du mont Cook, aient atteint un maximum au milieu du XVIII^e siècle, comme en Scandinavie. Dès lors, après ce maximum, le recul va être minime pendant tout le XIX^e siècle et jusqu'aux premières décennies du XX^e. Le recul décisif qui affecte les grands glaciers des Alpes du Sud n'est donc pas visible avant 1930, ce qui est en partie explicable par des temps de réponse très longs et par le fait que beaucoup de langues terminales sont recouvertes de pierres. Quand les glaciers sont plus réactifs, leur recul commence doucement au début du XX^e siècle, puis s'accélère dans les années 1950. Il touche d'abord les petits glaciers de cirque, qui laissent presque la moitié de leur surface dans la bataille, alors que les vastes glaciers de vallée sont amputés du quart au tiers de leur surface seulement³⁶.

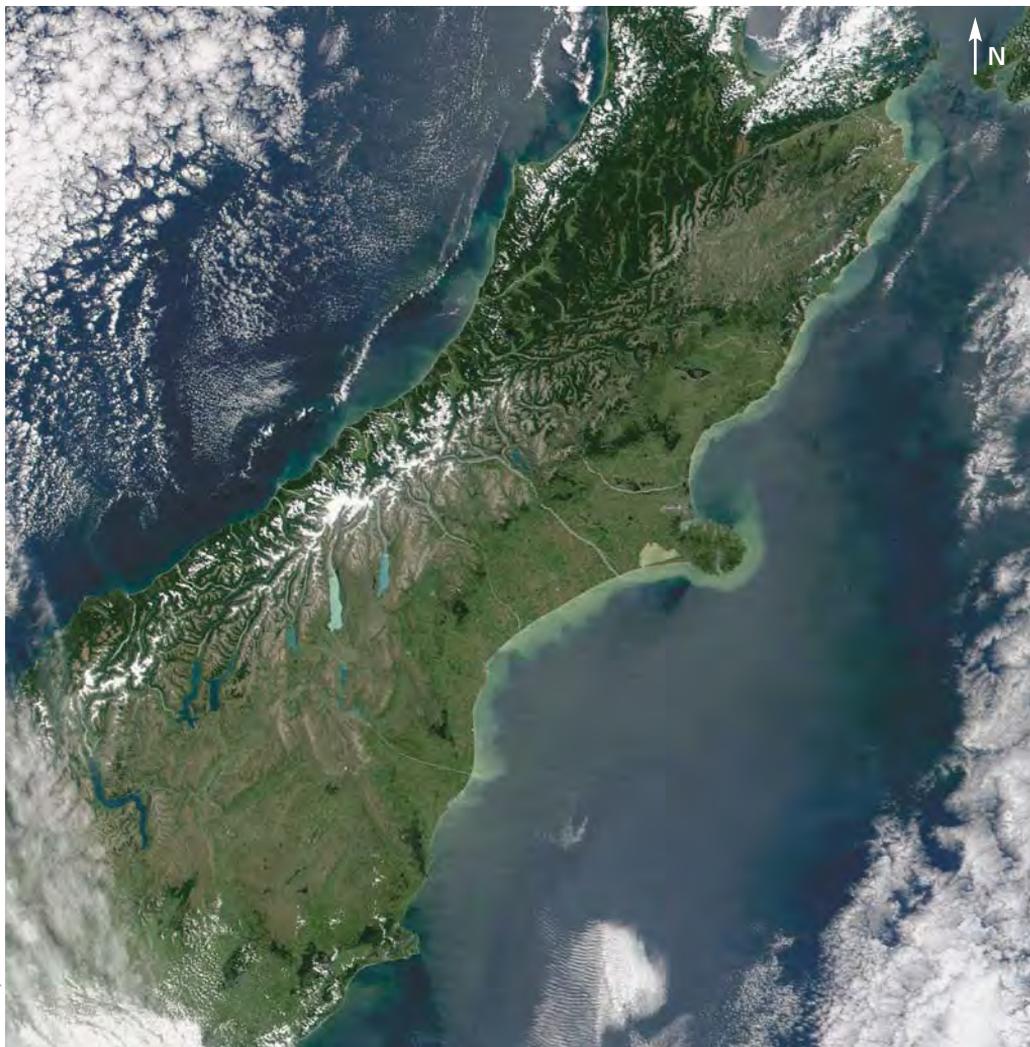
Le recul se poursuit jusqu'en 1975 sur le glacier Ivory (0,8 km²), rare glacier avec le glacier Tasman où ont été pratiquées des mesures directes. Sur les autres masses glaciaires, les Néo-Zélandais ont pris l'habitude d'estimer seulement l'altitude de la ligne d'équilibre du glacier. Cela se fait à partir de survols en avion, à date fixe, juste avant la saison d'accumulation, et sur une cinquantaine d'individus. Cette « ligne d'équilibre » est, sur la plupart des glaciers du monde, bien corrélée avec le bilan de masse. Cette méthode offre donc une alternative à la mesure directe du bilan de masse quand les glaciers ne sont pas facilement accessibles. Néanmoins, ce que l'on voit d'avion n'est pas la ligne d'équilibre, qui ne peut être établie avec certitude qu'en mesurant

le bilan de masse (c'est l'altitude à laquelle l'ablation équilibre l'accumulation), mais la « limite du névé », c'est-à-dire le contact entre le névé et la glace en surface. Ces deux altitudes ne s'ajustent pas toujours, ce qui constitue parfois une source d'erreur assez importante (voir chap. 7).

Ces réserves faites, le travail effectué avec régularité depuis 1977 avec cette méthode a permis d'identifier deux périodes de bilans positifs, 1980-1987 et 1991-1997. Les langues du Franz-Josef et du Fox, glaciers aux temps de réponse assez brefs, estimés à 5-7 ans pour le Franz-Josef, commencent à s'épaissir et à avancer lors de la période 1983-1986. L'avancée qui suit est spectaculaire, puisque le Franz-Josef regagne entre 1984 et 2000 1 200 m, soit près de 40 % du terrain qui avait été abandonné depuis 1900 ! Compte tenu du temps de réponse de ce glacier, le changement de signe du bilan de masse est daté de 1976, soit quelques années avant celle mentionnée ci-dessus. Cette année 1976 semble donc être une date clé, car elle marque le début d'une période d'épaississement pour de nombreux glaciers néo-zélandais. En effet, sur les 111 fronts de glaciers observés, en admettant un temps de réponse proportionnel à leur longueur et à leur pente moyenne, le cycle 1976-1977 apparaît comme celui qui met fin à la période des bilans de masse négatifs. Les toutes premières avancées sont attestées en 1978, puis la tendance se généralise en 1983. Cette avancée n'a pu se faire, selon les chercheurs néo-zélandais, que grâce à une descente de la ligne de névé de près de 70 m en vingt ans. Que s'est-il passé ? Pourquoi cette crue tardive, comme en Scandinavie ? La position maritime de ces glaciers peut-elle tout expliquer ?

Si, comme l'ont fait Hooker et Fitzharris en 1999, on compare les conditions météorologiques entre les deux périodes, 1954-1974, où les glaciers ont en majorité reculé, et 1974-1994, où les bilans de masse ont été en général positifs, les gains relevés au cours de la seconde sont à mettre au compte d'une température plus froide (-0,2 °C) pendant la saison d'ablation, soit de novembre à mars pour l'hémisphère sud ; la saison d'accumulation, soit l'hiver, entre avril et octobre, n'a pas montré de changements de températures. Plus significative cependant est la tendance à l'augmentation des précipitations en toutes saisons : sur des sites très arrosés, on a observé pendant la période d'avancée des glaciers un excédent de près de 700 mm pendant la saison d'ablation et de près de 450 mm pendant la période d'accumulation.

³⁶ Chinn T., 1996 – New Zeland glacier responses to climate change of the past century. *New Zeland Journal of Geology and Geophysics*, 39.



L'Île du Sud, où sont situés les massifs glaciaires de Nouvelle-Zélande. Les glaciers Franz-Josef, Fox et Tasman ainsi que le point culminant, le mont Cook (3 764 m), sont situés dans les Alpes néo-zélandaises et juste au nord des deux lacs les plus visibles de l'image, le Pukaki et le Tekapo.

Là aussi, comme en Scandinavie, l'augmentation des précipitations semble avoir été décisive pour expliquer la crue récente, mais elle survient davantage en été qu'en hiver. Les précipitations d'été sont solides à haute altitude et les fréquentes chutes de neige font diminuer l'ablation grâce à un albédo maintenu à de hautes valeurs. Alors que depuis 1994 les bilans étaient restés en majorité positifs, depuis 1998, en revanche, les bilans négatifs se multiplient. Cela annonce-t-il un renversement de tendance vers

des bilans durablement négatifs ? Il est encore trop tôt pour répondre.

Que dire de cette date rupture de 1976 ? Elle correspond à une évolution régionale liée à la variabilité du Pacifique. En effet, cette date clé se retrouve sur d'autres glaciers et d'autres continents riverains du Pacifique. Nous y reviendrons quand nous reparlerons du climat.

Alaska : un recul des glaciers inquiétant

Le golfe d'Alaska, par 60° N, en bordure du Pacifique, présente l'une des plus grandes concentrations de glaciers de la planète en dehors des pôles. Il y a là, en débordant un peu sur le Canada, quelque 90 000 km² de glaciers, soit environ 13 % des surfaces englacées des

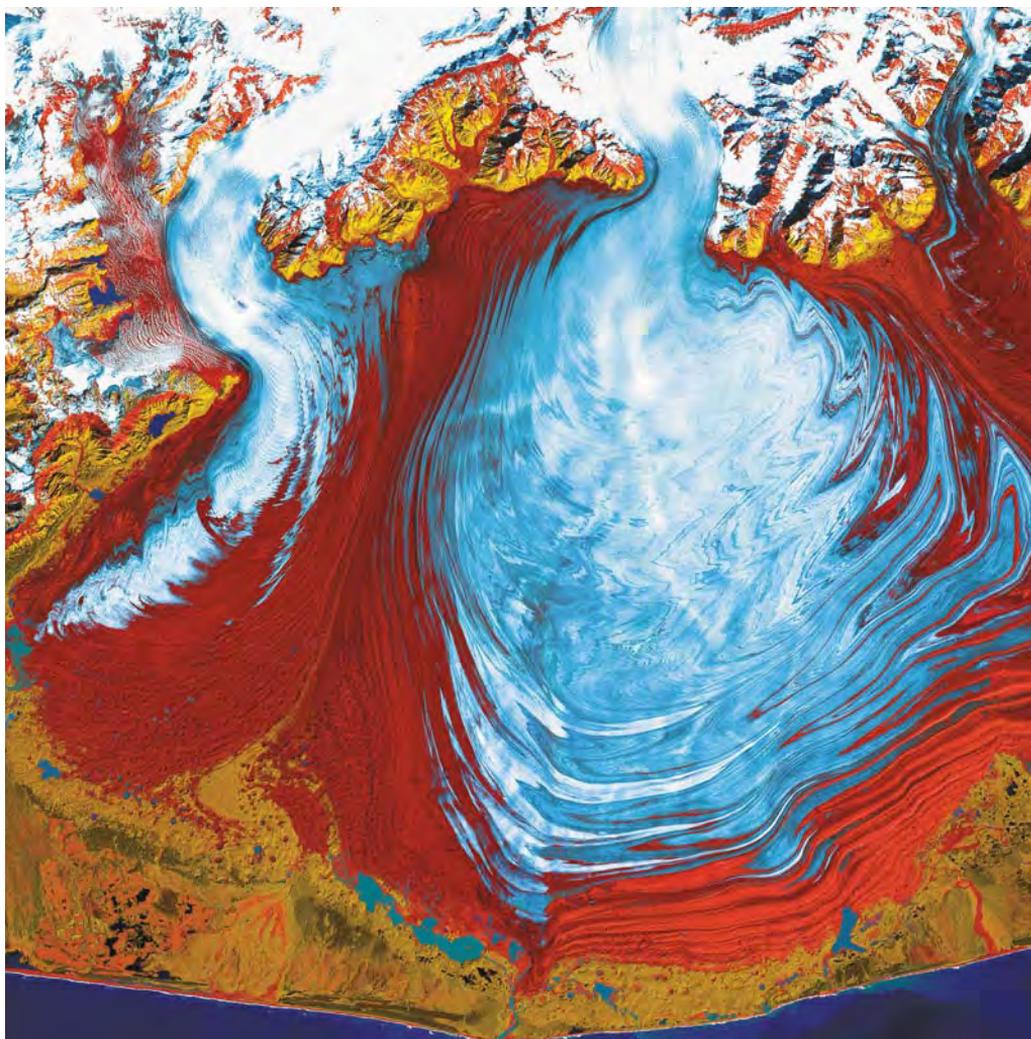


Carte 3
L'Amérique du Nord : secteur nord-ouest,
avec des massifs et des glaciers
ayant fait l'objet d'études plus ou moins
continues dans le temps.

montagnes de la Terre, l'équivalent de plus de 30 fois les surfaces actuelles des glaciers des Alpes. Beaucoup de ces glaciers sont en position maritime, à l'instar de ceux de Scandinavie et de Nouvelle-Zélande, et reçoivent d'énormes quantités de précipitations. C'est surtout le cas des chaînes bordant le golfe d'Alaska, soit, du nord au sud, les monts Kenai, la partie ouest des monts Chugach, le massif du Saint-Elias et les monts Wrangell, ces derniers ayant une position plus continentale et faisant face au Yukon. De vastes glaciers, plus isolés, parsèment aussi la chaîne d'Alaska à l'intérieur et au nord où se trouve le respectable mont Mac Kinley, dont l'altitude avoisine les 6 200 m (voir carte 3).

Les précipitations tombent en toutes saisons, avec un maximum en hiver associé à un enchaînement de dépressions océaniques venant des Aléoutiennes et de régions plus au sud. Les précipitations sont exacerbées par la proximité d'un océan relativement chaud pour cette latitude et

d'un puissant effet orographique favorisé par l'orientation de la chaîne dont le relief énergique dresse un obstacle frontal aux flux humides. L'été quant à lui est marqué par des hautes pressions persistantes et un ensoleillement qui contribue à doper l'ablation sur les glaciers à basse altitude, d'autant que, à 60-62° N, les jours commencent à être longs... Bien alimentés par les précipitations solides en hauteur, fortement amputés par une ablation élevée à basse altitude, ces glaciers ont un régime (*turnover* en anglais) important. La perte de glace au niveau du front de ces glaciers est d'autant plus forte que ces fleuves de glace atteignent souvent l'océan et y vèlent.



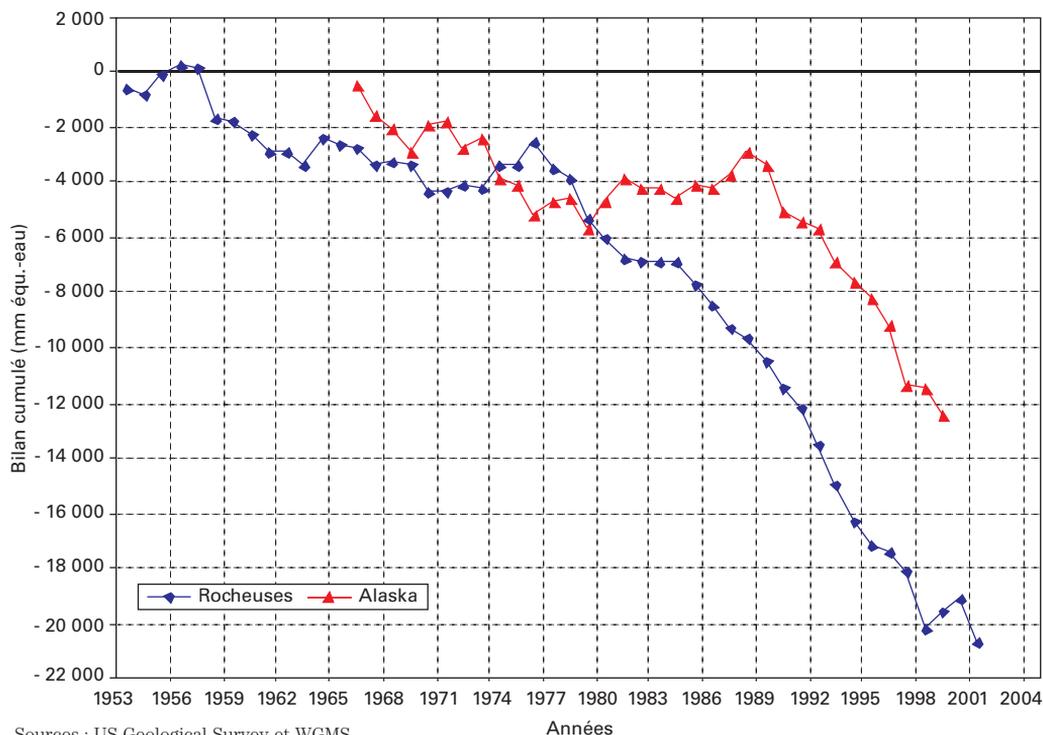
L'histoire de ces glaciers depuis le maximum du PAG et au cours de la première moitié du xx^e siècle n'est pas très documentée. Les glaciers maritimes en Alaska et au Canada ont connu un maximum tardif dans les dernières décennies du xix^e siècle (voir chap. 3, p. 62). Le recul semble s'être opéré surtout après les années 1920 et à un rythme soutenu jusqu'au début des années 1950. Après 1960, l'histoire de ces glaciers est mieux connue grâce aux programmes d'observation continue de l'US Geological Survey (USGS). Deux glaciers sont alors observés en permanence en Alaska, le Wolverine, dans les monts Kenai ($60^\circ N$), et le Gulkana ($63^\circ N$) ; celui-ci, situé à l'intérieur et à une distance de 900 km du premier, est soumis à un climat de type continental. Même si la série des bilans de masse porte déjà sur une quarantaine d'années (les premiers datent de 1965) et si ces glaciers sont considérés comme représentatifs des territoires d'Alaska, il n'en demeure pas moins qu'extrapoler à toute cette immense région les informations provenant de deux indivi-

Le glacier Malaspina, le plus vaste d'Alaska ($3\,880\text{ km}^2$), dans la baie Yakutat, au sud-est de l'Alaska. Image Landsat 7 du 31 août 2000 traitée en couleur composite à base d'infrarouge. On note les nombreuses structures de compression dans la partie frontale du glacier et sur les moraines (rouges). Glacier de piémont typique aboutissant à peu de distance de l'océan. Sa largeur est proche de 50 km.

dus seulement est hasardeux. Voyons toutefois ce que donnent les résultats et comment ces glaciers ont évolué au cours de ces dernières décennies.

Forts antagonismes entre l'Alaska et les Rocheuses situées au sud

Pour donner plus de relief à notre exposé et recadrer cette évolution sur le plan régional,



Sources : US Geological Survey et WGMS.

Années

nous avons comparé ces données à celles obtenues sur d'autres glaciers en position maritime et plus continentale, mais se trouvant à plus de 2500 km au sud vers les 45-50° N, au nord-ouest des États-Unis (État de Washington) et au Canada (provinces d'Alberta et de Colombie britannique). Les bilans cumulés de ces glaciers pour la période 1966-2000 montrent une évolution négative, avec toutefois de sérieuses différences selon les régions (fig. 26). Ces glaciers ont bien perdu de la masse sur ces trente ans, mais pas de façon synchronisée.

À voir l'aspect heurté des courbes en présence, ces glaciers n'ont pas connu sur cette période une perte de masse continue, mais au contraire des ruptures marquées qui traduisent des évolutions climatiques irrégulières. Un des changements les plus significatifs s'est produit entre 1976 et 1977, comme en Nouvelle-Zélande, mais dans le sens opposé, et il est particulièrement bien enregistré par les glaciers des Rocheuses. Selon les analyses des chercheurs américains, l'évolution négative de ces glaciers des Rocheuses après 1976 est survenue après une diminution de 25 % des précipitations hivernales dans ces montagnes d'Amérique du Nord.

À l'inverse, le Wolverine, au fond du golfe d'Alaska, après avoir essuyé une perte importante dans les années 1960-1970, reprend subitement du « poil de la bête » cette même année

Figure 26
Bilans de masse moyens de deux glaciers d'Alaska (Gulkana, Wolverine) et de huit glaciers des Rocheuses, au sens large, avec extension aux chaînes côtières du Pacifique (Blue, Helm, Lemon-Creek, Peyto, Place, Sentinel, South Cascade). Augmentation des pertes au sud dès 1976, alors qu'elle se manifeste plus tard, pendant la décennie 1990, sur les glaciers surveillés d'Alaska. Depuis, les déficits se creusent à un rythme à peu près similaire sur toute l'Amérique du Nord. L'Arctique n'est pas considéré ici.

1976-1977 grâce à des précipitations hivernales soudain plus copieuses, un avantage qu'il maintient jusqu'en 1988 avant de s'effondrer ensuite. Le Gulkana, en position nord et continentale, recule plus sagement, avec toutefois une accélération nette de son retrait dans la décennie 1990.

C'est donc un tableau confus que dessinent ces glaciers ! Si l'on avait demandé à un observateur dans les années 1980 de dire si les glaciers d'Amérique du Nord avançaient ou reculaient, il aurait été bien en peine de répondre... En revanche, il aurait eu moins de mal en 1995, car, à cette date, la tendance à la récession s'est généralisée à toute l'Amérique du Nord.

D'après le glaciologue américain S. Hodge et ses collègues de l'US Geological Survey³⁷, les ruptures d'avant 1986-1988 ont surtout été favorisées par des changements brutaux survenus dans les précipitations hivernales (plus ou moins de neige), tandis qu'après cette date, et surtout après 1991-1992, l'augmentation du déficit des glaciers est liée à la très forte ablation d'été. De tels changements brutaux dans l'évolution des bilans de masse (nous ne parlons pas ici de variations de longueur) coïncident forcément avec des modifications rapides du climat. Que s'est-il donc passé ?

Remarquons tout d'abord que seuls les glaciers maritimes enregistrent des ruptures, ce qui implique qu'ils sont contrôlés par des influences océaniques jouant surtout sur les précipitations, hivernales notamment. Le Gulkana, qui évolue dans un environnement continental, est davantage soumis à des conditions d'ablation estivale, lesquelles sont devenues plus marquées suite à la hausse des températures depuis le milieu des années 1970. Quant à savoir de quoi dépendent les précipitations hivernales qui ont évolué en sens inverse, avant et après 1976, la réponse se trouve dans le Pacifique. Les variations des précipitations au Canada et au nord-ouest des États-Unis (South Cascade) sont en général en opposition de phase avec celles du secteur du golfe d'Alaska. Quand l'Alaska reçoit en hiver une forte entrée d'air maritime humide et tiède en provenance de l'ouest du Pacifique, ses glaciers enregistrent de fortes précipitations nivales. Au même moment, au Canada et au nord-ouest des États-Unis dominent les hautes pressions qui entretiennent des hivers doux et relativement secs. Quand le Sud devient humide et frais, c'est alors au tour de l'Alaska de subir des hivers froids et secs.

À partir de 1977, les glaciers du Canada et du Nord-Ouest américain ont entamé une série de bilans négatifs. Le glacier Peyto, dans la province d'Alberta (53° N), s'est mis à décliner fortement suite à une diminution de son accumulation hivernale. Au contraire, au même moment, de plus fortes précipitations hivernales sur la côte d'Alaska redressaient le bilan des glaciers. Cela a-t-il été durable ?

Il est intéressant de constater que ce balancement entre les glaciers des régions d'Alaska et du nord-ouest des États-Unis commence à s'effacer à partir de 1989. Après cette date, quelle que soit leur position géographique, les glaciers



© US Geological Survey



© US Geological Survey



© US Geological Survey

Le South Cascade Glacier (État de Washington, États-Unis) respectivement en 1928, 1979 et 2000.

évoluent en phase et affichent de fortes pertes sous l'impulsion d'une ablation d'été plus forte, car dopée par la hausse des températures.

Mais que vaut cette conclusion étayée seulement sur trois glaciers, qui plus est de taille réduite (inférieure à 20 km²), alors que les gla-

³⁷ Hodge S., Trabant D., Krimmel R., Heinrichs T., March R., Josberger E., 1998 – Climate variations and changes in mass of three glaciers in western North America. *Journal of Climate*, 11.

Le glacier Gulkana, situé au centre de l'Alaska, en 1967 et en 2003.

ces d'Alaska sont constituées de vastes calottes de plus de 100 km² déroulant à leur pied de formidables **glaciers exutoires** pour lesquels les mesures manquent cruellement. « Manquaient », devrait-on corriger, car une nouvelle méthode a permis d'inspecter l'état de santé de près de 70 glaciers, parmi lesquels figurent des colosses. Ce travail vient confirmer les fortes pertes subies par les glaciers d'Alaska.

A-t-on sous-estimé la décrue des glaciers d'Alaska ?

Récemment, Anthony Arendt et l'équipe de l'université d'Alaska à Fairbanks³⁸ ont utilisé un altimètre à laser embarqué sur un avion et un mode de positionnement par satellite extrêmement précis (GPS différentiel) pour mesurer les variations d'épaisseur d'un grand nombre de glaciers. Ces glaciers ont été mesurés sur des lignes de vol longitudinales très précises. La hauteur de leur surface est comparée à celle des cartes réalisées par l'US Geological Survey au début des années 1950 et 1970. La première campagne de mesures s'est déroulée au cours des années 1993-1996, la seconde sur un nombre plus réduit de glaciers du même échantillon en 1999. Il y a donc là une source de données précises qui permet de comparer, sur un même échantillon de glaciers représentatifs, - 67 puis 28 répartis sur plus de 1500 km autour du golfe d'Alaska et plus à l'intérieur – leur évolution sur 30 ans environ. Que disent ces données ?

Entre la première période, 1950-1995, et la seconde, 1995-1998, 95 % des glaciers mesurés ont perdu en épaisseur, et parfois de façon spectaculaire. Le glacier Columbia, qui vèle dans le golfe d'Alaska, est un cas extrême : il a abandonné près de son front 300 m d'épaisseur au cours de la première période, et 150 m durant les derniers cinq ans ! En moyenne, le taux d'amincissement des glaciers s'est accéléré récemment, passant de 0,7 m/an de glace à 1,8 m, soit une perte plus que multipliée par deux après le milieu des années 1990 !



© US Geological Survey/A. Post



© US Geological Survey/R. March

Cette augmentation, nous l'avons vu, était déjà visible sur les quelques glaciers de petite taille observés au sol, mais les bilans de masse mesurés par cette nouvelle méthode et sur un vaste échantillon sont nettement plus négatifs et excèdent largement les marges d'erreur des mesures de part et d'autre. Sur l'ensemble des glaciers d'Alaska, la perte estimée serait ainsi de 52 ± 15 km³ par an pour la première période, et de 96 ± 35 km³ par an en équivalent-eau pour la seconde. La plus forte diminution de volume est observée sur les glaciers bordant le golfe d'Alaska, donc sur les plus maritimes, et, parmi ces derniers, sur ceux qui vèlent dans la mer. Notons toutefois que les deux périodes sont de longueur différente (45 ans contre 5 ans environ) : autrement dit, si l'on observait dans le futur quelques bilans plus équilibrés – ce que la variabilité interannuelle actuelle peut autoriser –, la perte moyenne baisserait de façon sensible.

Quoi qu'il en soit, ces chiffres sont élevés, et nul doute qu'avec de pareils taux de fonte la déglac-

³⁸ Arendt A., Echelmeyer K., Harrison W., Lingle C., Valentine V., 2002 – Rapid wastage of Alaska glaciers and their contribution to rising sea level. *Science*, 297.

ciation actuelle de l'Alaska puisse influencer de façon significative sur le niveau des océans. D'après les mêmes chercheurs, cette contribution serait de $0,14 \pm 0,04$ mm/an pour la première période, passant à $0,27 \pm 0,10$ mm/an pour la période récente. Ces chiffres sont nettement plus élevés que les estimations antérieures réalisées entre 1961 et 1990, sur la base du seul glacier Wolverine, par Djurigerov et Meier de l'université de Boulder au Colorado. L'étude de l'équipe de l'université de Fairbanks, publiée en 2002 dans la revue *Science*, confirmerait l'accélération des pertes de glace mesurées sur les quelques glaciers de la région étudiés depuis les années 1988-1990. De plus, en s'appuyant sur des mesures étendues à des surfaces glaciaires beaucoup plus vastes que les précédentes, elle amènerait à réviser à la hausse les déficits estimés pour l'ensemble des glaciers d'Alaska. Nous devons toutefois rester prudent avant d'extrapoler de tels taux de fonte pour l'avenir, car cette tendance a été observée sur une période de temps trop limitée. Que nous réserveront dans le futur ces glaciers, dont la taille et l'importance justifient qu'ils soient désormais suivis à la loupe ?

Le sud de l'Alaska, avec ses 90 000 km² de glaciers, partie canadienne comprise, représente déjà un très volumineux « paquet de glace », mais ce n'est pas pour autant tout l'Arctique. Ces glaciers ne comptent que pour le tiers des 275 000 km² de glaces de surface, calottes pour la plupart, qui recouvrent les vastes territoires, îles et continents, s'étendant au nord du parallèle 60° N. Le Groenland, qui surpasse tout le reste dans l'hémisphère nord avec 1,8 million de km² de glace, est bien entendu exclu pour le moment de ces comptes. Tout comme la banquise, qui n'appartient pas à la famille des glaciers, et sur laquelle nous reviendrons plus loin.

Territoires circumarctiques : des déficits qui se précisent

Au nord du parallèle 60° N, de nombreuses calottes glaciaires sont éclatées sur des centaines d'îles (fig. 27). Ce sont, dans le Grand Nord canadien, l'île Axel-Heiberg, la terre Ellesmere, la terre de Baffin, l'île de Devon ; au nord de

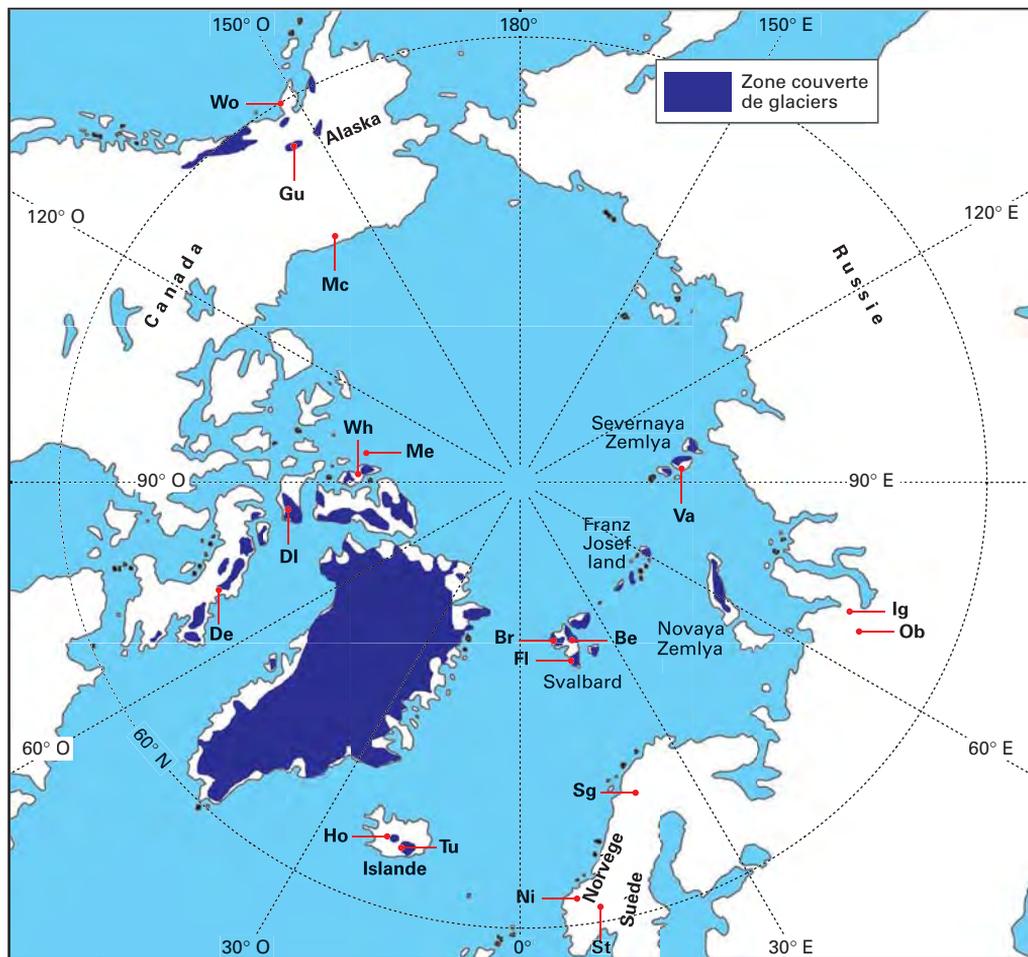
l'Europe, l'Islande, le Svalbard, l'archipel François-Joseph, sans oublier ces îles prises en permanence dans les glaces de l'océan Arctique, aux confins de la Russie et de l'Oural, la Nouvelle-Zemble et la Severnaya Zemlya. Nous écarterons les glaciers scandinaves, déjà visités.

Parsemés sur de vastes territoires maritimes, beaucoup de ces glaciers sont bordés à leur front par la banquise une bonne partie de l'année. Une vingtaine de glaciers sont suivis pour leur bilan de masse par diverses institutions et par des glaciologues méritants aux qualités de trappeurs. Même en incluant les monts Brooks au nord de l'Alaska, cette vingtaine de glaciers se réduit à une petite dizaine si l'on ne considère que les séries de données remontant à plus d'une vingtaine d'années. Cela est très peu au regard de l'immensité du territoire et des inévitables disparités régionales qui doivent y exister, notamment entre les régions subarctiques au sud (Islande, 64° N) et celles, franchement polaires, situées vers le parallèle 80° N, comme le nord du Svalbard et l'archipel François-Joseph. Sans trop entrer dans les détails, ces données révèlent au moins deux types de comportements au cours des dernières décennies du xx^e siècle³⁹.

Certains de ces glaciers, cantonnés aux régions maritimes de l'Europe (et parmi lesquels figurent ceux du sud et du centre de la Scandinavie déjà vus) ont essuyé des pertes plus ou moins grandes vers les années 1950-1960, mais ont montré une tendance récente à des bilans équilibrés, voire positifs. Cette tendance est perceptible dès les années 1970 et plus récemment au tout début des années 1990. On peut associer à ces glaciers les vastes calottes d'Islande, comme le Vatnajökull, les glaciers de Nouvelle-Zemble et ceux de l'archipel François-Joseph. En effet, les bilans de ces glaciers jusqu'à une date très récente n'étaient pas déficitaires. Ces glaciers se sont « remplumés » grâce à des bilans d'accumulation hivernaux généreux et à une ablation d'été contenue. Il reste à savoir si cela va durer ou si, comme on commence à l'observer en Scandinavie, un repli va se manifester.

C'est le cas de l'Islande, dont 10 % de la surface est couverte par les glaciers, qui font partie du paysage. Le plus grand, le Vatnajökull, s'étend sur près de 8300 km². Plus de 300 fronts glaciaires sont mesurés chaque année en Islande, souvent par des bénévoles. Ces glaciers ont avancé tout au long des années 1970 et 1980, comme leurs équivalents scandinaves ; cependant, après 1993, beaucoup sont devenus défi-

³⁹ Dowdeswell J. *et al.*, 1997 – The mass balance of circum-Arctic glaciers and recent climate change. *Quaternary Research*, 48.



Source : Dowdeswell *et al.*, 1997.

Figure 27

Carte de l'Arctique indiquant la position des glaciers et calottes étudiés.

Alaska : Wo (Wolverine), Gu (Gulkana), MC (McCall).

Axel Heiberg : Me (Meighen), Wh (White), DI (Devon).

Baffin : Decade (De).

Islande : Ho (Hofsjökull), Tu (Tungnaarjökull).

Norvège : Ni (Nigardsbreen), St (Storbreen).

Suède : Sg (Storglaciären).

Svalbard : Br (Austre Broeggerbreen), Fi (Finsterwalderbreen), Be (Bertilbreen).

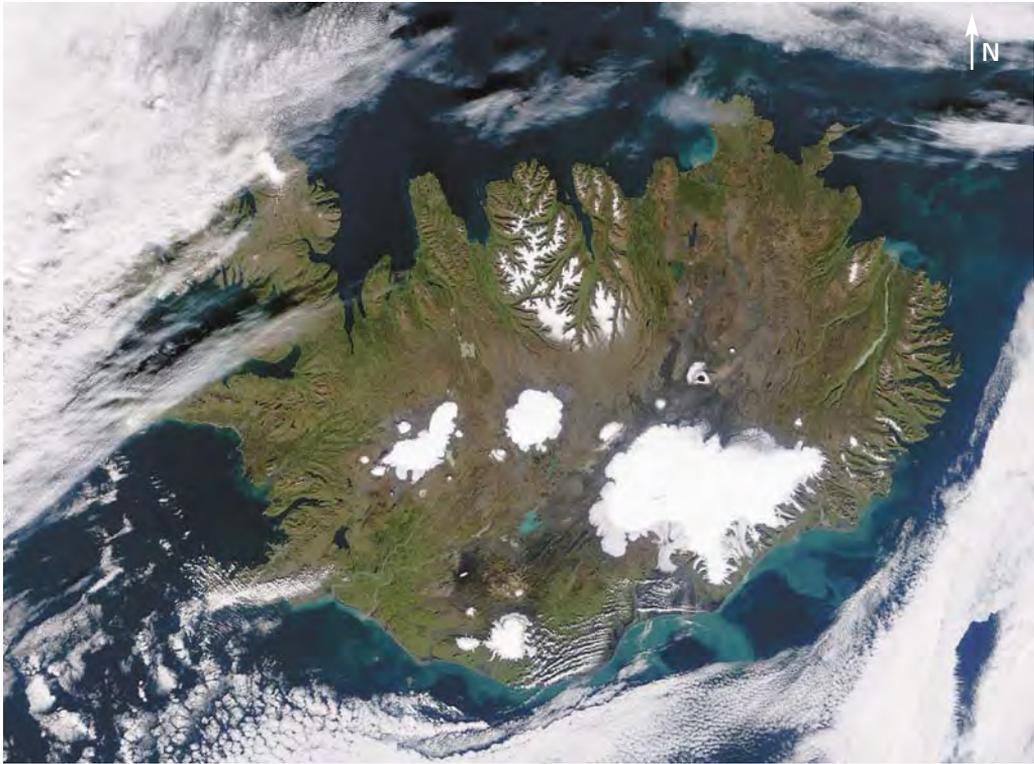
Severnaya Zemlya : Va (Vavilov).

Oural : Ig (Igan), Ob (Obruchev).

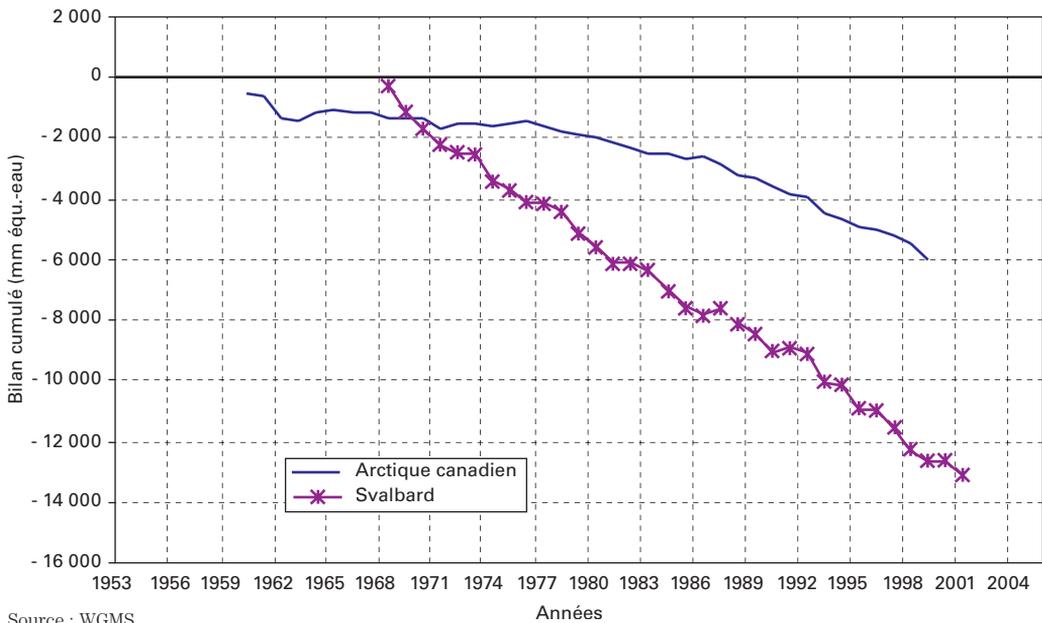
citaires, entre autres le Hofsjökull-Est, le Brúarjökull et le Eyjabakkajökull. Le front du Solheimajökull, petit exutoire du vaste Myrdalsjökull, a commencé à céder du terrain en 1997 ; puis, le retrait s'accélérait un peu plus chaque année, il a abandonné en moins de dix ans environ 330 m.

La plupart – environ 80 % – des autres glaciers de l'Arctique affichent une santé précaire, avec une tendance négative qui reste toutefois légère jusqu'en 1995. Le « coup de tabac »

observé dans le sud de l'Alaska n'a pas gagné ces territoires, du moins les quelques sites mesurés. Rien n'est toutefois certain, car un glacier comme le McCall dans les monts Brooks (un massif situé au nord de l'Alaska) a montré, au cours de ces dernières années, les signes préoccupants d'une croissance de ses déficits : selon les estimations faites au sol en 1998 par Rabus et Echelmeyer, de l'université d'Alaska à Fairbanks, il perdait annuellement, entre 1969 et 1972, 190 mm d'eau, une valeur qui serait



L'Islande et l'énorme calotte glaciaire du Vatnajökull, qui occupe une surface de 8300 km², soit 8 % de la surface de l'île. Sa largeur maximum est proche de 140 km. Nombreux volcans actifs sous la calotte, dont les éruptions déclenchent de gigantesques crues torrentielles, les *jökulhlaups*.



Source : WGMS.

Figure 28

Bilans de masse moyens cumulés de cinq glaciers surveillés dans l'Arctique canadien (Devon, Drambuie, Meighen, Melville South et White) et de trois glaciers du Svalbard (Austre Broeggerbreen, Midtre Lovénbreen et Finsterwalderbreen). À noter que ces glaciers du Svalbard vèlent majoritairement dans la mer.



© B. Lefauconnier

passée à 430 mm entre 1993 et 1996. Il est trop tôt pour parler d'une tendance à une augmentation des pertes, néanmoins, en comparant les cartes levées au cours des périodes 1958-1972 et 1972-1998, les auteurs observent un déficit croissant. Selon eux, la montée récente des pertes est davantage le fait de la montée des températures estivales que d'une baisse des précipitations d'hiver. Ce trait différencie ce glacier du nord de l'Alaska de ceux du sud (les côtiers) que nous avons décrits précédemment et dont le déficit est davantage associé à une baisse des précipitations hivernales.

Ailleurs, dans l'Arctique canadien, en Devon, Baffin, Ellesmere, les pertes de masse restent encore assez faibles et il n'y a pas lieu de parler de débâcle, loin s'en faut : elles sont de l'ordre de 140 mm d'eau par an depuis 1960, avec toutefois une amplification depuis 1976 et surtout depuis la fin des années 1980 (trait fin de la fig. 28).

Au Svalbard, l'équipe de Jon Ove Hagen, d'Oslo, suit depuis les années 1960 l'évolution du bilan

de masse d'une douzaine de glaciers, représentant 0,5 % des surfaces glaciaires totales de l'archipel. Le bilan d'ensemble y est régulièrement négatif depuis 30 ans, un déficit qui se chiffre à 400 mm d'eau par an pour les trois glaciers représentés sur la figure 28. Pour l'ensemble des calottes de l'archipel, Hagen *et al.* (2003)⁴⁰ ont combiné plusieurs méthodes pour établir un bilan global des calottes de glace : estimation de l'accumulation nette à diverse altitudes en utilisant les niveaux repères de radioactivité artificielle conservés dans la neige – en particulier les pics des explosions nucléaires de 1963 et de l'accident de Tchernobyl en 1986 –, mesures directes de l'ablation estivale et position de l'altitude des lignes d'équilibre à partir des images aériennes. L'intégration de ces observations donne aux auteurs un bilan de masse de - 120 mm d'eau par an, avec une incertitude de 30 mm. Dans le déficit, la part représentée par le vêlage serait élevée mais difficile à quantifier. Avec un tel bilan de masse, le Svalbard contribuerait de 0,01 mm/an à l'élévation du niveau des mers.

⁴⁰ Hagen J., Melvold K., Pinglot F., Dowdeswell J., 2003 – On the net balance of the glaciers and ice caps in Svalbard. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*, 35, 2.



© B. Lefauconnier

Pages gauche et droite : paysages glaciaires au Svalbard, formés par les grands courants de glace venus de l'intérieur et vèlant sur la côte.



Les Andes du Sud, secteur patagonien. Parmi les massifs enneigés, on distingue bien au nord le Campo de Hielo Norte (en dessous du centre de la photo), avec à l'est le lac General Carrera, ou lac Buenos Aires. Plus au sud s'étend sur 300 km environ le Campo de Hielo Sur, légèrement couvert de nuages sur sa partie est. Ces nuages recouvrent aussi les grands lacs patagoniens (du nord au sud : le lac O'Higgins, le lac Viedma et le lac Argentino).

Nous dirons quelques mots de l'évolution actuelle de cet inlandsis dans les derniers chapitres de ce livre. Pour l'heure, allons voir de l'autre côté des Amériques si les calottes de Patagonie enregistrent la même évolution.

La décroissance des glaciers de Patagonie

Notons donc que, contrairement à l'Alaska, l'extension des observations sur quelques glaciers seulement à de plus vastes surfaces tend ici à minimiser l'estimation de pertes.

En conclusion, les données sont encore insuffisantes en nombre, mais elles permettent néanmoins de voir que les déficits se sont installés sur les glaciers de l'Arctique au cours de ces dernières décennies : les valeurs des bilans de masse sont encore faibles, mais leur signe ne fait aucun doute.

Les glaciers des régions situées autour du pôle Nord sont d'une grande importance pour comprendre le changement climatique global, car les territoires arctiques affichent actuellement des températures à la hausse, et la banquise y a déjà subi une réduction considérable (voir chap. 9, p. 198). D'après les modèles climatiques, cette tendance au réchauffement pourrait s'accroître dans le futur. Aussi la surveillance de ces petites et moyennes calottes de glace des hautes latitudes est-elle primordiale, car si elles commençaient à être malmenées par la fonte, cela constituerait, sans aucun doute, un coup de semonce pour le Groenland, le géant des lieux, dont les masses de glace disponibles sont à une tout autre échelle.

L'originalité des champs de glace patagoniens

Les raisons ne manquent pas pour s'intéresser à ces *campos de hielos* (« champs de glace ») qui s'étendent entre 46° et 50° de latitude Sud. D'abord, du fait des étendues qu'ils représentent : le Campo de Hielo Norte (47° S), ce sont 4 200 km² de glaciers, le Campo de Hielo Sur (49-51° S), près de 13 000 km² ! Cinq fois moins, certes, que les 90 000 km² d'Alaska, mais cela représente quand même plus de six fois les glaciers des Alpes en extension et bien plus encore en volume⁴¹. Ce sont aussi des montagnes englacées qui subissent une forte influence maritime, cravachées presque toute l'année par des vents sauvages soufflant de l'ouest, auxquels elles opposent un obstacle perpendiculaire. Ceux qui sont montés là-haut savent pourquoi les « Quarantièmes » sont « rugissants » ! Des langues aux énormes proportions, cassées dans tous les sens, viennent se perdre dans le bleu de l'océan ou des lacs, un spectacle grandiose, tant côté chilien qu'argentin. Cette masse de glace, la plus étendue de l'hémisphère sud en dehors de l'Antarctique,

⁴¹ On pourrait y ajouter les étendues de la cordillère de Darwin, à l'extrême sud du Chili (54° S), qui regroupent 2 400 km² de glaciers, mais ceux-ci sont encore trop peu étudiés.

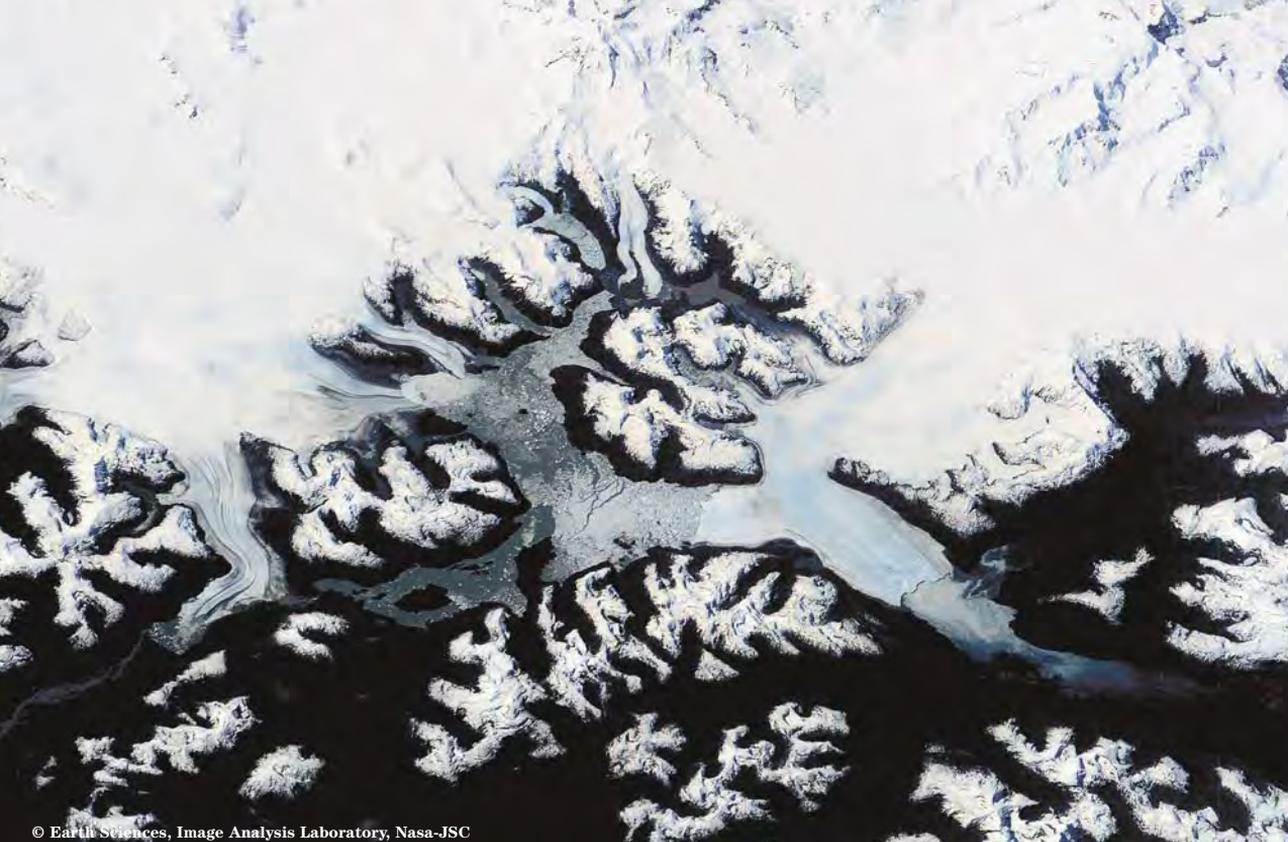


© IRD/B. Pouyaud

**Paysages du Hielo Norte dans le secteur
du San Valentín, sur le versant patagonien.**



© IRD/B. Pouyaud



© Earth Sciences, Image Analysis Laboratory, Nasa-JSC

est dans une position géographique qui n'est pas sans rappeler la Nouvelle-Zélande.

En visitant la Norvège, la Nouvelle-Zélande et le golfe d'Alaska, régions montagneuses très océaniques et situées sous des latitudes comparables, nous avons obtenu des diagnostics contradictoires : les pertes de glace récemment enregistrées par l'Alaska s'opposent aux gains observés en beaucoup d'endroits de Norvège et de Nouvelle-Zélande. Alors, qu'en est-il en Patagonie ?

Les précipitations y sont comparables, pour des raisons semblables, avec des valeurs qui peuvent atteindre 11 m d'eau par an sur les versants les plus exposés à l'ouest, avec toutefois un gradient négatif très marqué vers l'est en direction des plateaux de la Patagonie. L'accumulation en position « sous le vent », en arrière des Andes, descend au-dessous des deux mètres d'eau, et plus à l'est, les « pampas » du sud de l'Argentine aux couleurs fauves sont déjà semi-arides. Les conditions humides qui règnent toute l'année expliquent, avec la rudesse du climat, les basses altitudes atteintes par les lignes d'équilibre glaciaires, en général moins de 2000 m, ainsi que l'importance des masses de glace situées près du niveau marin. D'où des taux d'ablation très élevés dans les parties basses de ces glaciers et un taux de renouvellement de la glace rapide tenant aussi au fait que beaucoup de ces glaciers se brisent directement dans la mer. Les cas de vêlage sont deux fois plus nombreux qu'en Alaska.

Le glacier Brügger, un des grands émissaires vers l'ouest du Hielo Sur de Patagonie, au Chili. C'est l'un des glaciers ayant connu les avancées les plus significatives depuis 1945, cumulant un total d'une dizaine de kilomètres, ce qui a eu pour effet de donner naissance à un lac de barrage visible au centre de l'image. Ces dernières années, la tendance est à la stabilisation, voire au recul. Le nord est à gauche sur l'image.

Les mesures continues des bilans de masse au niveau du sol ont été insignifiantes au cours des dernières décennies, car, en raison des conditions atmosphériques, elles relèvent de l'exploit. Cela explique que les chercheurs chiliens, argentins et japonais qui y mènent des campagnes de terrain ponctuelles se soient souvent appuyés sur des images prises du ciel. En effet, l'extrapolation de ces mesures « discrètes » à l'ensemble des calottes s'avère hasardeuse, surtout quand on sait qu'une majorité de glaciers reculent nettement depuis 50 ans, que certains sont stables, et que d'autres ont même avancé jusqu'à une période récente. C'est le cas en particulier du glacier Pie-XI, le plus long glacier du Campo de Hielo Sur (65 km) qui, selon Andrés Rivera et Gino Casassa, glaciologues à Valdivia, au Chili, a fait un bond de 10 km entre 1945 et 1995 alors que la plupart des glaciers du sec-

teur régressaient. C'est aussi le cas du célèbre Perito Moreno, en Argentine, dont la conduite erratique n'est pas toujours en relation avec le climat : ses avancées sont connues pour couper en deux un bras du Lago Argentino dans lequel il vèle, provoquant par barrage une montée des eaux en amont suivie au bout d'un certain temps d'une vidange brutale dans la partie aval du lac : on vient de loin pour assister au spectacle... Le glacier Tyndall, dans le massif du Paine, à l'extrémité sud du Campo de Hielo Sur, en revanche, a fortement réduit son épaisseur de glace depuis 1945 et cela à raison de 1,9 m/an entre cette date et 1975, et de 3,3 m/an entre 1985 et 2002. Le glacier Upsala, un colosse qui se jette aussi dans le Lago Argentino à une cinquantaine de kilomètres au nord du Perito Moreno, a aussi fortement diminué : son front perdait en moyenne 3,6 m de hauteur de glace chaque année entre 1968 et 1990, un déficit moyen qui est passé à 11 m/an entre 1990 et 1993. Curieusement, le glacier O'Higgins, dans la partie nord du Campo de Hielo Sur, qui avait perdu 14 km au cours du xx^e siècle, battant sans doute tous les records, a vu ces derniers temps son recul diminuer pour des raisons encore mal expliquées.

Le recul des glaciers semble dominer et s'accroître depuis peu, mais il est difficile, quand on est confronté à une telle diversité, d'extrapoler un bilan de masse moyen à l'échelle d'une grande calotte, problème déjà rencontré en Alaska. D'où la nécessité de trouver une méthode d'intégration qui permette de contourner la difficulté.

L'apport des mesures satellitaires

L'occasion s'est présentée en 2000 grâce à la « Shuttle Radar Topography Mission » (SRTM), un radar embarqué sur une navette spatiale, qui a fourni la première couverture topographique globale des régions situées entre 60° N et 57° S. Les cartes obtenues par Éric Rignot, du Jet Propulsion Laboratory (California Institute of Technology), et ses collègues chiliens⁴² sont d'une précision verticale de 7 m et horizontale de 9 m et couvrent l'intégralité des massifs de Patagonie. Ces cartes obtenues à partir d'images satellites sont comparées avec celles des instituts militaires nationaux dressées à l'aide de la photogrammétrie, datées de 1968 en Argentine, et de 1975 et 1995 au Chili. Les précisions verticales varient sur ces cartes dans les limites de 20-50 m. Ces précisions sont médiocres mais les

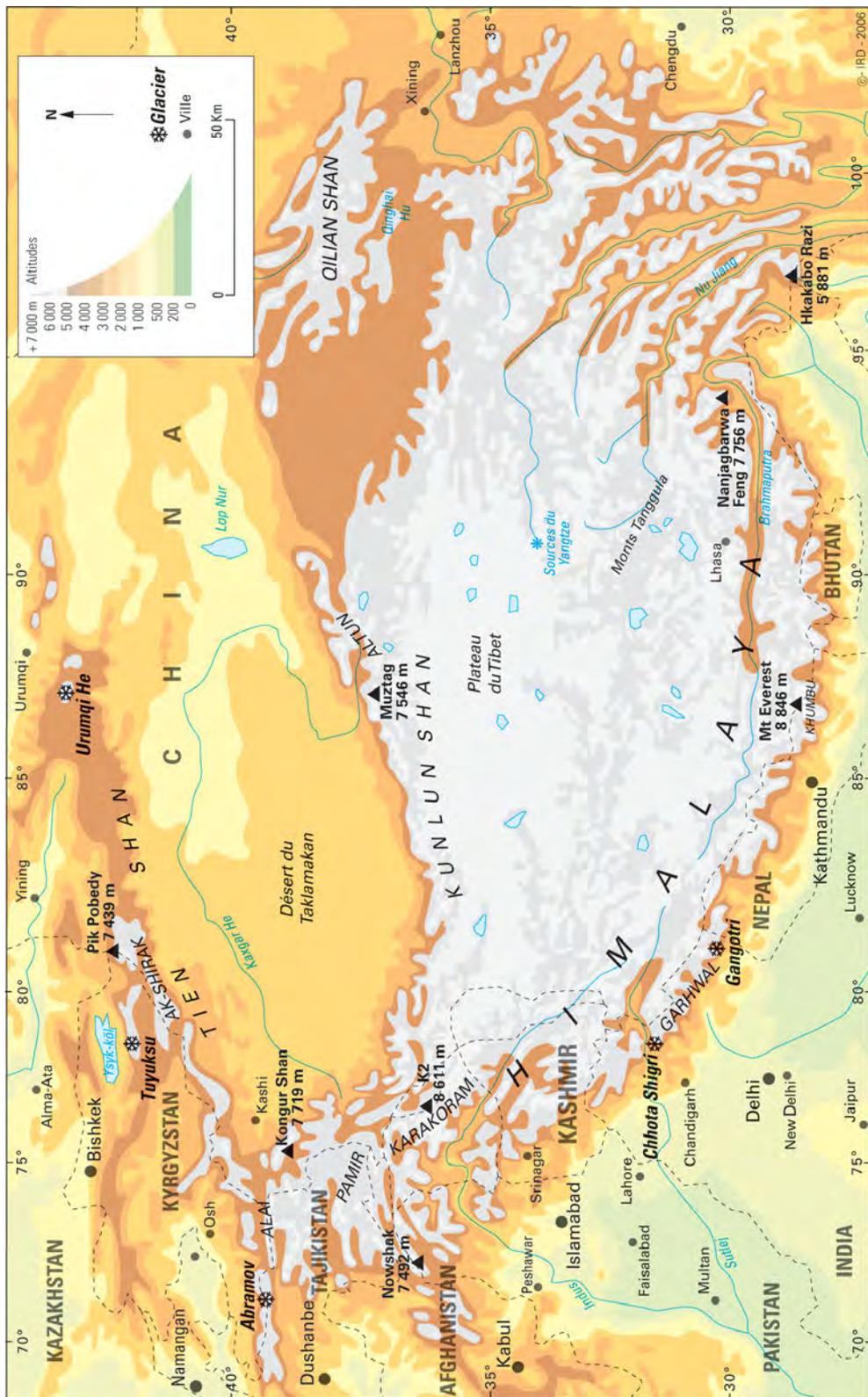
taux d'amincissement des glaciers dans les régions basses, à moins de 1200 m, dépassent nettement cette marge d'erreur. En revanche, il est difficile de dire si les parties hautes de ces glaciers ont changé, car les variations d'épaisseur sont plus faibles que l'incertitude.

Les mesures réalisées sur 24 glaciers sur le Campo de Hielo Norte et sur 39 du Campo de Hielo Sur, extrapolées à l'ensemble des calottes respectives, traduisent une perte de volume de glace de $3,2 \pm 0,4$ km³/an pour le premier, et de $13,5 \pm 0,8$ km³/an pour le second, cela pendant la période d'étude allant de 1968-1975 à 2000. Cette perte équivaut à un taux d'amincissement moyen de un mètre plus ou moins 10 centimètres par an pour l'ensemble des « Hielos ». Mais la diminution du Campo de Hielo Sur, la calotte de loin la plus étendue, est plus forte de 25 %. Fait intéressant, sur les quelques parties des calottes où l'on dispose d'une cartographie intermédiaire datant de 1995, on observe une augmentation très nette du taux d'amincissement des glaciers au cours des années récentes 1995-2000 par rapport à la période antérieure. Quelles sont les raisons qui expliquent l'amincissement des grandes calottes patagoniennes ?

La plus grande partie de cette réduction d'épaisseur est due à un bilan de masse négatif sur l'ensemble des calottes. C'est donc le climat qui a stimulé la fonte des glaces. Rignot et les chercheurs chiliens, dans cette même étude, mettent en relation cette évolution avec une augmentation de la température. Elle est plus forte au sud qu'au nord, donc sur le Campo de Hielo Sur, où elle se combine à une diminution des précipitations : sur cette calotte, la température aurait augmenté au cours des 25 dernières années de $0,3^\circ$ C à l'altitude de la ligne d'équilibre, ce qui impliquerait une élévation de 50 m de cette dernière et une augmentation de l'ablation moyenne d'un mètre par an en dessous de cette ligne. Avec la diminution des précipitations estimée à 0,38 m/an à plus haute altitude, sur les zones d'accumulation, ces auteurs estiment un déficit de 0,6 m par an entre 1975 et 2000.

Jusqu'à maintenant, tout va bien (pour le calcul, mais bien entendu pas pour les glaciers !). Cependant, sur le Campo de Hielo Sur, cette valeur calculée correspond à la moitié de celle qui est observée. Si ces estimations sont exactes, où est donc passée la glace manquante ? Rignot et ses collègues avancent une autre possibilité, mais jusqu'à présent non vérifiée par des mesures au sol. De quoi s'agit-il ?

⁴² Rignot E., Rivera A, Casassa G., 2003 – Contribution of the Patagonia icefields of South America to sea level rise. *Science*, 302.



Carte 4

L'Asie centrale, entre les Tien Shan et l'Himalaya. Seuls figurent les glaciers dont les séries de données sont les plus connues, à l'exception du Chhota Shigri, dont l'étude est très récente.

Un rôle de la dynamique dans l'amincissement des glaciers de Patagonie ?

Une bonne partie de l'amincissement des calottes serait due à la dynamique des glaciers qui transportent cette glace vers le bas, les plus importants, comme nous l'avons dit, vêtant dans l'océan ou dans des lacs. Ces glaciers fondent plus vite et provoquent une augmentation de la quantité d'eau présente sur leur lit rocheux, ce qui augmente leur vitesse de glissement : non seulement l'eau lubrifie le lit rocheux sur lequel s'écoule la glace, mais, surtout, elle contribue à augmenter la pression hydrostatique sous le glacier, si bien que celui-ci tend à flotter sur son lit. Le vèlage accentue ce mouvement, car la fonte au niveau du front est accélérée et le glacier avance sur l'eau sans résistance. Les chercheurs soupçonnent donc qu'une partie importante de l'amincissement constaté sur les glaciers provient d'un mouvement d'étirement de la glace du haut vers le bas par suite de l'augmentation des vitesses d'écoulement. Cette réduction d'épaisseur relèverait donc en partie de la dynamique d'ensemble des glaciers. Même si ces conclusions sur le rôle de la dynamique restent, malgré tout, fragiles en l'absence d'observations de l'écoulement, ce dont on peut être sûr, en revanche, c'est que l'évolution climatique actuelle est bien à l'origine de l'accentuation de la fonte des « Hielos » de Patagonie et de leur déséquilibre.

Ainsi, les glaciers patagoniens auraient apporté ces dernières années une contribution importante à l'élévation du niveau des océans : elle serait de 9 % contre 30 % pour les glaciers d'Alaska (sur un total de la contribution des glaciers de montagne égal à 100), ce qui est encore plus significatif quand on sait que leur extension est plus de cinq fois moindre que celle des glaciers d'Alaska.

Ces études récentes sur les glaciers d'Alaska et de Patagonie sont d'un grand intérêt, car elles concernent des masses de glace très importantes. Elles tendent à montrer une assez nette accélération des reculs depuis 10 à 30 ans. En toute rigueur, même si cette évolution est préoccupante, il est difficile de conclure que ces massifs sont engagés dans un processus de déglaciation exceptionnelle et encore moins que celui-ci est appelé à se poursuivre et à s'amplifier. Pour cela, il faudrait connaître l'ampleur de ces fluctuations depuis un siècle et plus, ce qui n'est pas le cas. Par ailleurs, l'accélération du processus est trop récente et l'on manque encore de recul pour établir sa portée sur la durée. Contentons-nous de dire qu'avec les taux de recul actuels, ces massifs pourraient prendre une place significative parmi les facteurs qui contrôlent l'augmentation du niveau des océans.

Le recul récent des glaciers d'Asie centrale et de l'ensemble Himalaya-Tibet

Les montagnes d'Asie centrale, Tibet, Himalaya et Karakorum inclus, comprennent de grandes masses de glace de surface éparpillées sur 20° de latitude, en gros entre 28°-50° N. Mises bout à bout, elles représentent une part importante des glaciers de montagne de la Terre, en dehors des calottes polaires, soit un total de près de 115 000 km², soit encore 27 % environ des massifs glaciaires de montagne. Nous avons pris soin d'énumérer ces montagnes dans le tableau ci-dessous, car un bon nombre sont peu connues, à l'exception de l'Himalaya et du Karakorum, qui représentent à eux deux plus de 40 % de l'ensemble des glaciers asiatiques, soit 50 000 km² environ. Peu de séries de mesures continues existent, seuls une vingtaine de sites ont fourni jusqu'à une date récente des données de bilans de masse au sol, les plus longues ayant été recueillies dans les Tien Shan.

Tableau 4
Principales surfaces englacées d'Asie centrale en 1990, avec inclus, l'ensemble Himalaya-Karakorum-Tibet.

Massifs d'Asie centrale	Surfaces glaciaires en km ²
Himalaya	33 050
Karakorum	16 600
Tien Shan	15 420
Kunlun	12 260
Pamir	12 250
Nianqingtangla	7 540
Qiantang	3 360
Hindukush	3 200
Hinduradsh	2 700
Tanggula	2 210
Qilian	1 970
Gandisi	1 620
Hengduan	1 620
Dzhungarskiy Alatau	1 000
Total	114 800

Source : Dyurgerov et Meier, 1997 – Mass balance of mountain and subpolar glaciers: a new global assessment for 1961-1990. *Arctic and Alpine Research*, 29 (4).

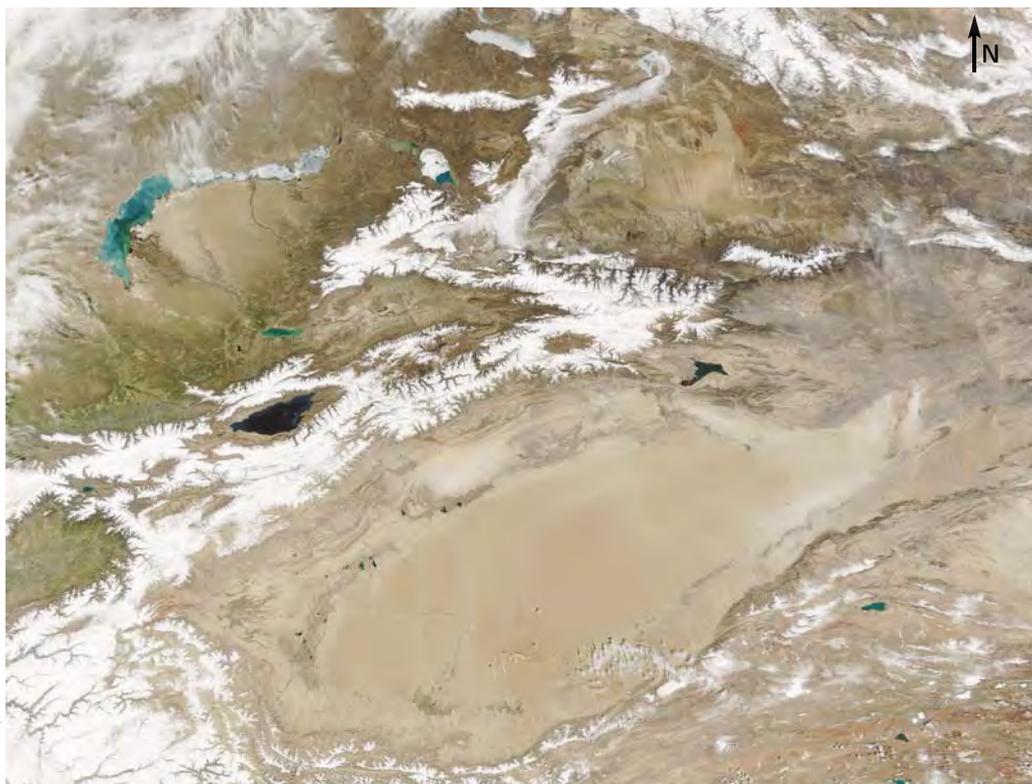
Tien Shan, les glaciers les mieux observés d'Asie

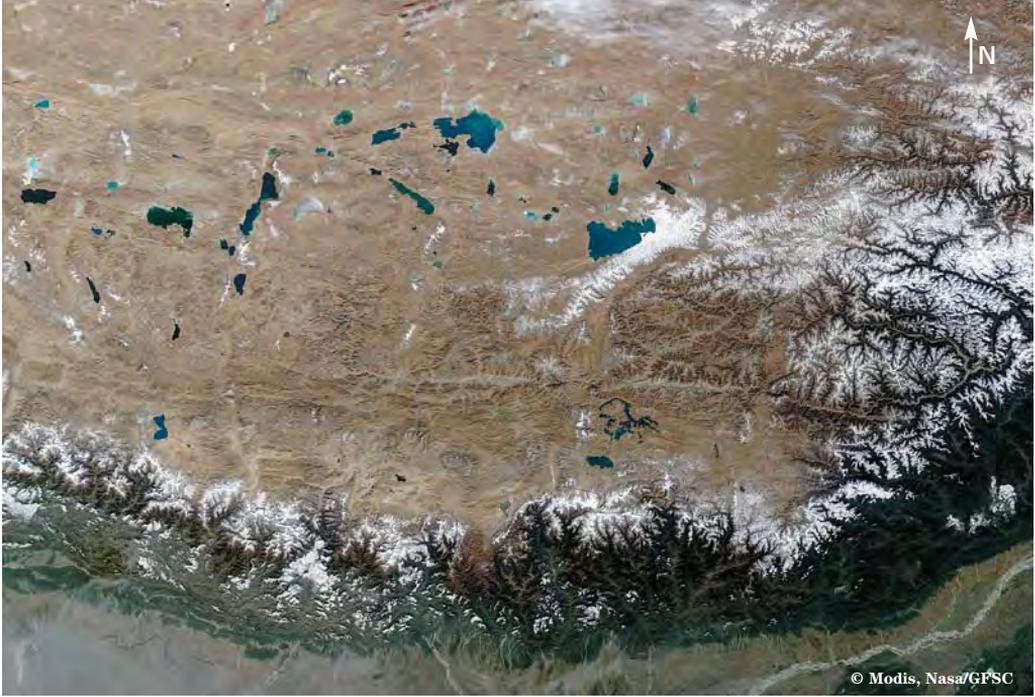
Ce massif situé à 42° N, aux mensurations impressionnantes – 2 000 km de l'est à l'ouest et 400 à 250 km du nord au sud – est l'un des plus continentaux qui soient. Après les glaciers maritimes visités au cours de notre voyage, le contraste ne pouvait pas être plus fort, car le premier océan est ici à plusieurs milliers de kilomètres. De beaux programmes de suivi de ces glaciers ont été menés aux temps de l'URSS, avec mesures des bilans de masse au sol et des stations météorologiques d'altitude. Malheureusement, les nouvelles républiques, Kirghizistan et Kazakhstan, n'ont pas toujours repris le flambeau. S'ajoutent à cela des troubles politiques qui ont eu raison de l'une des plus belles séries de bilans de masse jamais mesurés, celle du grand glacier Abramov, dans le Pamir. Côté chinois (Xinjiang), trois glaciers, dont le glacier Urumqi-He, à l'est de la chaîne, fournissent des données régulières. Les pays se partageant la chaîne ne peuvent négliger l'importance économique des glaciers, qui exportent leurs eaux vers de vastes périmètres irrigués situés en domaine aride, les Tien Shan étant connus pour être le château d'eau de multiples régions, parmi lesquelles au sud l'immense Taklamakan, le second désert de sable de la planète en superficie.

Les données existantes, au nord comme au sud, font état depuis le milieu des années 1950 jusqu'aux années 1970 soit d'une certaine stabilité des glaciers, soit d'un lent déficit cumulé. Mais après cette date, les bilans s'effondrent. Cette rupture de 1975-1977, que l'on voit bien marquée sur la figure 29, ne peut être imputable qu'à un changement climatique durable à l'échelle régionale.

Afin d'avoir une estimation globale de l'évolution des surfaces englacées de cette région, les chercheurs d'une équipe russo-américaine

Chaînes d'Asie centrale avec, à l'extrême nord, une partie du massif de l'Altai, au centre, les Tien Shan, avec le lac Issyk Koul, en bleu foncé. En forme d'amande, d'axe sud-ouest-nord-est, on distingue le bassin désertique du Taklamakan, dans le Xinjiang chinois, bordé au sud par la vaste chaîne de Kumlun. Cette chaîne est elle-même bordée à l'ouest par la grande masse montagneuse du Pamir-Alaï, et à l'est, par le début des Qilian Shan. La couverture neigeuse souligne les parties les plus élevées des chaînes d'Asie centrale. À titre d'échelle, précisons que le Taklamakan du nord au sud fait environ 600 km (voir carte 4 p. 128).



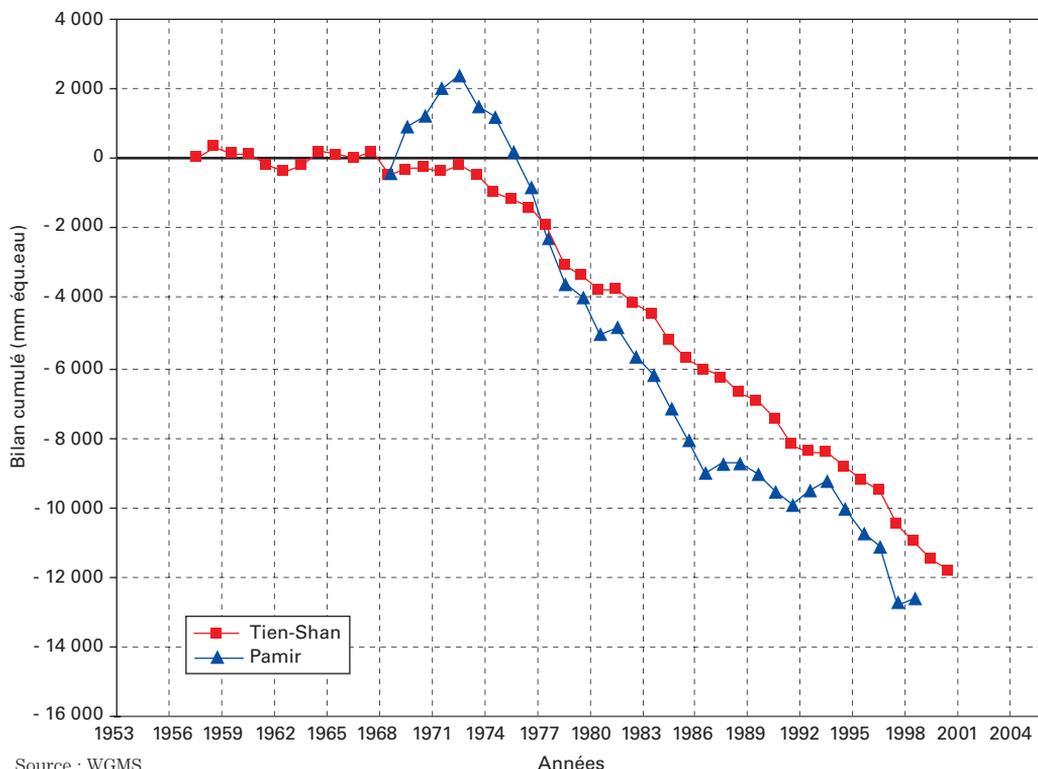


Sur cette image satellite où une couche de neige souligne les plus hauts massifs, on distingue au nord le vaste plateau tibétain, d'où émergent, à l'extrême nord, sous une couverture de nuages diffus, les monts Tanggula et les reliefs qui abritent les sources du Yangtsé. La chaîne himalayenne commence au sud de la coupure hydrographique est-ouest du Brahmapoutre, bien visible un peu en dessous du centre. Sur la chaîne himalayenne, de l'est vers l'ouest, se succèdent le Bouthan, le Sikkim (l'échancrure sans neige) et le Népal (coupé de sa partie occidentale), avec la région de l'Everest (Khumbu Himal) qui apparaît très blanche. La distance est-ouest couverte par cette image est proche de 1 200 km.



Le glacier Abramov, dans les monts Alai (Pamir, Kirghizistan).

© IRD/F. Wagnon



Source : WGMS.

Années

Khromova, Dyurgerov et Barry⁴³ ont utilisé en 2003 une image satellite du programme Aster (*Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer*) datant de 2001 comme source d'information. Ils ont porté leurs efforts sur une zone intérieure des Tien Shan, les monts Ak-shirak, situés par 43° N et 75° E et comportant plus de 150 glaciers qui cumulent une surface de 436 km². Les sommets dépassent les 5 000 m, l'un deux, le Pobedy, se hisse à 7 439 m. Le climat est sec, et près de 60 % des 300 mm de lame d'eau annuelle tombent de juin à septembre, donc durant l'été. Ces glaciers sont donc « à accumulation d'été », contrairement à ceux que nous avons passés en revue jusqu'à présent et qui s'alimentaient surtout en hiver. La principale conséquence de ce régime est que les variations des précipitations interviennent à la fois au niveau de l'accumulation à haute altitude et dans l'ablation à basse altitude : en effet, moins de chutes de neige en bas, cela veut dire un manteau neigeux moins durable au sol et une quantité beaucoup plus forte d'énergie de rayonnement absorbée par le glacier, à un moment de l'année où celle-ci est maximale. Au niveau des fronts, la température moyenne journalière varie selon les saisons entre -11 °C et +4 °C.

Figure 29

Bilans de masse moyens cumulés de quatorze glaciers suivis de la chaîne Tien-Shan/Dhungariya (Golubin, Igly, Tuyuksu, Kara Batkak, Kosmodemya, Manetovoy, Mayakovsko, Molodezhmiy, Partizan, Shumskiy, Tsentralniy, Tuyuksuyskiy, Urumqi-He S n° 1, Urumqihe E. B). À titre de comparaison, nous avons rajouté l'Abramov, le seul glacier suivi au Pamir, mais dont l'étude a été interrompue il y a quelques années.

Les images satellitaires ont été comparées aux relevés topographiques effectués par photogrammétrie en 1943 et en 1977, le tout donnant accès à plus d'un demi-siècle d'informations. Il s'agit là d'une base de données idéale pour estimer l'ampleur de la décrue glaciaire au cours des dernières décennies. Que voit-on ?

Entre 1943 et 1977, les glaciers ont connu une perte inférieure à 5 %, ce qui est cohérent avec les observations au sol évoquées plus haut. En revanche, entre 1977 et l'image Aster de 2001, les surfaces glaciaires se sont effondrées : une diminution de 26 % en moyenne, pouvant atteindre

⁴³ Khromova T., Dyurgerov M., Barry R., 2003 – Late-twentieth century changes in glacier extent in the Ak-shirak range, Central Asia, determined from historical data and Aster imagery. *Geophysical Research Letters*, 30.

dans certains secteurs 36 %, voire 40 %. Les volumes de glace disparus, qui ne peuvent pas être calculés à partir d'Aster, sont sans doute encore plus importants. Cette vue du ciel permet de se rendre compte qu'il s'est non seulement produit une diminution des surfaces glaciaires, mais que le paysage glaciaire a été profondément bouleversé : les îlots rocheux au milieu de la glace se sont multipliés ou se sont étendus, de nombreux petits glaciers ont disparu et de nouveaux ont fait leur apparition par suite de la fragmentation des surfaces englacées en de nombreux rameaux isolés. Comment en est-on arrivé là ? Que s'est-il passé pendant ces vingt-quatre ans ?

D'après la même équipe, une telle érosion des glaciers en si peu de temps est liée à une baisse des précipitations depuis 1977. Les stations météorologiques locales indiquent aussi qu'à partir de cette date, les températures d'été ont davantage augmenté qu'auparavant. Ces deux paramètres se sont combinés pour faire monter l'ablation en flèche : la baisse de la fréquence des précipitations en été, l'augmentation des températures dans la partie basse des glaciers qui fait une part plus belle aux précipitations liquides, tout cela se conjugue pour faire baisser durablement l'albédo des surfaces glaciaires. En conséquence, les glaciers ont absorbé beaucoup plus d'énergie pendant ces mois d'été. À l'inverse de ce qui se produit dans de nombreux milieux de haute montagne dans le monde, ce sont les températures d'été qui se sont élevées davantage que celles d'hiver, ce qui est sans doute une conséquence de la diminution de la nébulosité et va de pair avec la baisse des précipitations. Dans une carotte de glace extraite par l'équipe de L. G. Thompson, de l'université de l'Ohio, sur le glacier Grigoriev, quelques kilomètres au nord des monts Ak-shirak, cette hausse récente des températures serait bien observable. Ce diagnostic est-il confirmé du côté chinois des Tien Shan ?

Sur le côté est des Tien Shan, la récession glaciaire paraît être du même ordre. M. S. Cao⁴⁴, de l'Institut de glaciologie de Lanzhou au Tibet, a mis en évidence dans les bilans de masse des glaciers de ce versant la même rupture de 1976. Après cette date, les déficits augmentent pour la même raison, la montée en flèche de l'ablation d'été (voir fig. 29). Des étés nettement plus chauds et ensoleillés, et des précipitations annuelles en baisse, tout cela va dans le même sens et accentue la récession.

Il faut noter une fois de plus cette date cruciale de 1976, qui semble s'incruster sur les séries de

bilans de beaucoup de glaciers de la planète comme celle d'un changement brutal, nous l'avons déjà rencontrée sur les bords du Pacifique.

Que sait-on des glaciers de l'Himalaya et du Tibet ?

Transition vers les latitudes tropicales, mais avec une glaciation digne des latitudes moyennes, l'Himalaya, si l'on y ajoute le Karakorum et le plateau tibétain, comprend plus de 50 000 km² de glaciers, soit plus de 20 fois les glaciers alpins. Malheureusement, c'est un territoire pour lequel l'on dispose de bien peu d'informations. Rien ne justifie que les glaciers de cet ensemble de massifs aient été délaissés par les scientifiques. N'ont-ils pas un rôle dans l'alimentation de ce colossal château d'eau dont bénéficie plus d'un milliard d'êtres humains dans plusieurs directions, sous-continent Indien, Chine, Xinjiang et Asie centrale, grâce à une pléiade de grands fleuves qui prennent leur source à leur pied : Gange, Indus, Brahmapoutre, Salween, Mékong, Yangtze, Huang Ho, pour ne citer que les plus connus ? N'y a-t-il pas là de magnifiques langues glaciaires, dont certaines dépassent 50 km de long, qui ont attiré de tout temps les explorateurs et les expéditions ? Et puis, nous savons que les hautes cimes couvertes de glace ont, dans les pratiques culturelles des populations qui habitent à leur pied, un rôle symbolique tout particulier, car on vient de loin pour boire les eaux sacrées du glacier de Gangotri ou des autres sources du Gange, ou arpenter avec ferveur les pentes du mont Kailash ; ou encore se consacrer à la méditation dans les monastères à la vue des neiges du Sagarmatha (Everest) et du Kanchenjunga. Plus récemment, le recul rapide des glaces a créé de gros soucis dans certaines vallées, au Népal et au Bouthan en particulier, avec des lacs de barrages morainiques qui n'en finissent pas de croître et qui font planer sur les populations qui vivent en aval un risque chaque jour accru. Qu'arriverait-il si ces lacs se vidaient brutalement ?

L'accessibilité médiocre de ces glaciers et des situations politiques compliquées dans les pays qui se partagent ce territoire (Chine, Pakistan, Inde, Bouthan et Népal) et des frontières incertaines (Cachemire, Tibet) sont pour beaucoup dans ce manque d'observations. Mais les glaciers eux-mêmes sont parfois peu propices à des mesures au sol suivies. Ainsi, dans l'Himalaya indien, du côté de l'Himachal Pradesh, quand nous cherchions en 2001 à ins-

⁴⁴ Cao M.S., 1998 – Detection of abrupt changes in glacier mass balance in the Tien Shan mountains. *Journal of Glaciology*, 44.



© IRD/B. Franconi

trumenter un glacier pour un programme d'observation à long terme, c'est avec une relative difficulté que nous avons trouvé le Chhota Shigri, un glacier pas trop loin d'une route carrossable, pas trop grand, pas trop long, avec une zone d'accumulation accessible et une zone d'ablation pas trop recouverte de débris morainiques. « L'oiseau rare », en somme...

Le problème en Himalaya est en effet de trouver des langues d'ablation non couvertes de blocs, car nous avons déjà noté les inconvénients de ces « glaciers noirs » : une perte de sensibilité aux variations climatiques à l'échelle décennale. L'imagerie satellitaire deviendra, dans le futur, un outil de plus en plus indispensable pour suivre l'évolution de tels glaciers, notamment des plus grands. Cependant, ici comme ailleurs, elle ne remplacera pas totalement les observations au sol et restera muette sur les états successifs de ces glaciers au cours du siècle écoulé, les premières images Landsat ne remontant pas au-delà des années 1970.

Népal : une information éclatée, avec un signal de décrue assez net

Au Népal, les glaciologues japonais ont su relever le défi en recueillant les observations glacio-

Le massif de l'Everest, vu du Kala Patar, avec le glacier de Khumbu au premier plan.

hydrologiques les plus suivies depuis une trentaine d'années. Que peut-on dire sur la base de leurs études⁴⁵ ?

Le maximum du PAG se situerait à la fin du XIX^e siècle et, depuis lors, le retrait des glaciers a été comme partout important. Plus près de nous, en comparant l'inventaire réalisé pour l'Unesco en 1955-1963 sur plus de 100 glaciers par Fritz Müller et celui réalisé en 1974-1976 sur les mêmes glaciers par les Japonais dans le cadre de leur *Glaciological Expedition in Nepal* (GEN), Higuchi *et al.* ont noté dès 1980 un recul sur 85 % de ces glaciers entre les deux périodes. La même équipe, mesurant entre 1970 et 1978 14 glaciers non couverts de blocaille du Khumbu Himal (région de l'Everest) a recensé 6 glaciers en recul, 4 stationnaires et 4 plutôt en progression. Dans le Khumbu, le Shorong et le Langtang, une dizaine de glaciers suivis ont montré un recul inégal depuis les années 1970, avec cependant une tendance à une récession généralisée qui

⁴⁵ Les données qui sont présentées ici nous ont été aimablement fournies par Yutaka Ageta, de l'université de Nagoya. Les études des expéditions japonaises en Himalaya sont généralement publiées au Japon par le *Bulletin of Glacier Research*.



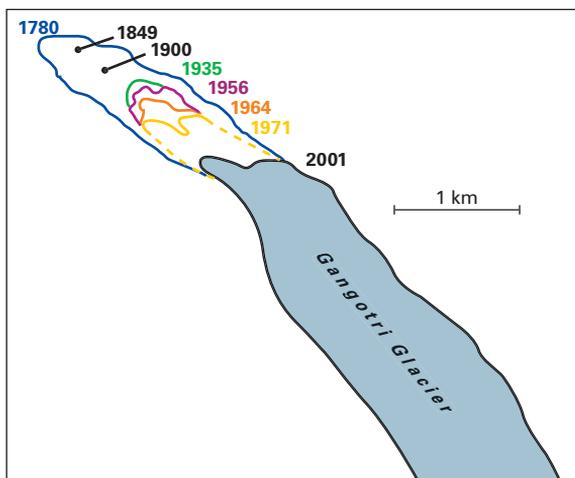
© IRD/B. Francou

Le glacier de Khumbu (Everest) en hiver, vu de l'arête ouest de l'Everest. Ce glacier est couvert de débris morainiques vers 5 400 m au sortir de la Combe Ouest jusqu'à son front.

Séracs du glacier de Khumbu, découpés en gigantesques pénitents de glace.



© IRD/B. Francou



Source : Jeff Kargel, US Geological Survey.

Figure 30
Positionnement des fronts successifs
du glacier de Gangotri (Himalaya
du Garhwal) depuis 1780.

ensuite sur 15 km sous la forme d'une langue de plus en plus recouverte de débris. Bien que protégée par cette couche de blocaille, la zone d'ablation a perdu environ 10 m d'épaisseur entre 1978 et 1995 selon les mesures de Kadota *et al.* (2000)⁴⁸. La vitesse superficielle de la glace tend à diminuer, ce qui devrait augmenter le taux d'amincissement si les conditions d'ablation restent les mêmes en surface.

s'affirme pour tous après 1985. Les taux de recul semblent avoir encore augmenté entre 1989 et 1995 par rapport à 1978-1989, selon Kadota *et al.* (1997)⁴⁶. Dans l'ouest du Népal, selon Fujita *et al.*, (1997)⁴⁷, le Rihka Samba (Hidden Valley, Mukuk Himal), un glacier de 6 km de longueur, a reculé entre 1974 et 1994 de 200 m et son épaisseur a diminué de 40 m dans sa zone basse. L'estimation du bilan annuel pour cette période est de - 0,55 m/an en valeur en eau.

Le seul glacier suivi chaque année au Népal par les Japonais répond au nom poétique d'AX010 (en fait son code d'inventaire). Il est situé dans le Shorong Himal ((27° 42' N, 86° 34' E) et son bilan de masse a été mesuré de façon intermittente de 1978 à 1995, puis chaque année jusqu'en 1999. Il a perdu 30 m de longueur entre 1978 et 1989, et sa surface s'est abaissée de 12 m en moyenne, une contraction qui tend à augmenter après 1989. Selon les calculs de l'équipe japonaise, cette évolution pourrait le faire disparaître complètement d'ici 2060 si les conditions présentes restent stables, et encore plus tôt si elles deviennent plus défavorables.

Parmi les glaciers connus du Népal qui concentrent l'attention des glaciologues, le Khumbu (28° N) est un fleuve de glace qui draine la combe ouest de l'Everest et qu'alimentent également des faces du Lohtsé et du Nupsé ; il y puise la masse nécessaire pour s'étendre

Un signal de décrue qui se confirme sur des glaciers indiens

La glaciologie était encore balbutiante en Inde jusqu'à une date récente, malgré les observations méritoires de quelques équipes sur des glaciers difficiles à arpenter. C'est le cas par exemple du glacier de Gangotri (31° N), avec ses 20 km de longueur, dont une grande partie enfouie sous les décombres qu'y déversent les formidables cathédrales de granite des environs, Shivling, Baguirati et Meru. Ce grand glacier, qui donne naissance au Gange et qui est apparemment figé dans la pierre, semble lui aussi engagé dans un recul de grande ampleur, si l'on en croit les observations menées depuis des décennies à son front. L'apport de sources historiques permet de couvrir près de trois siècles (fig. 30). Ainsi, le recul entre 1971 et 1996 est évalué par Jeff Kargel, de l'US Geological Survey, à près de 850 m, à raison de 34 m/an en moyenne. Si le même calcul est réalisé à partir de la position occupée en 1935, le taux de recul est de 28 m/an sur 65 ans.

Ce sont là, venant du Népal et de l'Inde, des informations précieuses sur les glaciers himalayens, mais qui sont encore, hélas, trop disparates et difficiles à relier les unes aux autres, donc délicates à extrapoler. En est-il de même, au nord de la chaîne himalayenne, sur l'immense Tibet ?

⁴⁶ Kadota T., Fujita K., Seko K., Kayastha R. B. Ageta Y., 1997 – Monitoring and prediction of shrinkage of a small glacier in Nepal Himalaya. *Annals of Glaciology*, 24.

⁴⁷ Fujita K., Nakawo M., Fujii Y., Paudyal P., 1997 – Changes in glaciers in Hidden Valley, Mukut Himal, Nepal Himalayas, from 1974 to 1994. *Journal of Glaciology*, 43.

⁴⁸ Kadota T., Seko K., Aoki T., Iwata S., Yamaguchi S., 2000 – Shrinkage of Khumbu Glacier, East Nepal from 1978 to 1995. *Publication de l'IAHS*, 264.



© IRD/P. Wagnon

Paysage de haute altitude dans le massif des Baguirati, sommets de près de 7 000 m qui dominent le grand glacier de Gangotri, dans l'Himalaya du Garhwal.



© IRD/B. Francou

Le glacier de Gangotri, dans l'Himalaya du Garhwal, grand glacier typique de l'Himalaya, couvert de débris morainiques sur une grande partie de sa surface.



© IRD/B. Francou

Glacier de la haute vallée de la Karakax (Kunlun de l'Ouest). Glacier froid depuis le sommet, à près de 7 000 m, jusqu'au front (5 000 m), dont les eaux de fonte s'écoulent en surface et ne donnent pas naissance à un torrent sous-glaciaire.

Tibet : les cas de glaciers en récession se sont multipliés dernièrement

Partons d'un cas d'étude. Les sources du Yangtzé et du Fleuve Jaune, au centre du plateau tibétain, concentrent les eaux de trois grands massifs glaciaires, soit, du sud au nord, le flanc nord des monts Tanggula, le massif du Sederi, le versant sud des Kunlun et les monts Anyemagen, les moins englacés. Le tout représente 811 glaciers avec une superficie totale de 1 401 km², dont 90 % appartiennent au bassin du Yangtzé.

Du fait de l'aridité (350 mm de précipitations en moyenne), les lignes d'équilibre sont à plus de 5 300 m et, à ces altitudes, beaucoup de glaciers

sont froids⁴⁹ et évoluent dans un environnement de **pergélisol** dans leur partie basse.

Selon les chercheurs de Lanzhou⁵⁰, qui se fondent sur plusieurs stations de mesure, cette région froide où la température moyenne annuelle vers le front des glaciers avoisine les -4/ 5 °C a subi une élévation des températures de 0,25 °C par décennie au cours des trente dernières années. En l'absence de surveillance au sol régulière sur les glaciers de cette région perdue et éloignée de tout, l'observation glaciologique se fait pour l'essentiel via les cartes et la photographie aérienne (vols de 1966 et 1969), relayées par les images satellitaires (2000). Sur la base de ce matériel et de l'identification des moraines récentes les plus externes, Yang Jianping *et al.* ont montré en 2003 que les glaciers ont perdu entre le maximum du Petit Âge Glaciaire (non daté) et 1966-1969 entre 5,6 % et 15,2 % de leur surface, suivant qu'ils sont « très continentaux » (bassin du Yangtzé) ou « sub-continentaux » (bassin du Fleuve Jaune). Ce pourcentage est relativement faible par rapport à ce que nous avons vu dans d'autres zones et vient souligner que plus le milieu est froid et sec, donc continental, moins grande est la sensibilité des glaciers au changement climatique. Cela est dû à l'environnement dans lequel ils évoluent : froides sur toute leur épaisseur, débouchant sur des moraines gelées et le plus souvent couvertes de débris protecteurs dans leur zone d'ablation, avec des taux d'accumulation faible dans leur partie supérieure, donc un *turnover* faible, ces masses de glace évoluent lentement. S'ils ont assez bien amorti le réchauffement séculaire, ces glaciers échappent-ils pour autant à la tendance mondiale au retrait généralisé ?

Les observations récentes montrent les signes précurseurs d'un tel déclin. Les couvertures glaciaires ont abandonné en peu de temps (période 1966/1969-2000) 1,7 % de leur surface sur le Yangtzé et 17,3 % sur le Fleuve Jaune (soit 10 fois plus). Cette période de retrait se divise en deux phases distinctes : l'une, des années 1960 jusqu'à 1981, est marquée par des taux de recul faibles, entrecoupés d'avancées, tandis que l'autre, depuis 1981, a vu des reculs nettement plus rapides et généralisés à tous les glaciers. Cette décrue semble s'accroître depuis dix ans, comme le montre le bilan de masse du « Petit Glacier Dongkemadi » sur le

⁴⁹ Glaciers à température négative jusqu'à leur lit rocheux, ce qui implique pour eux une dynamique particulière (voir chap. 7). Autour des glaciers froids, les affleurements rocheux sont en général gelés en profondeur toute l'année, ne dégelant qu'en surface en été : c'est ce type de terrain que l'on dénomme **pergélisol** ou **permafrost** en anglais.

⁵⁰ Yang Jianping, Ding Yongjian, Chen Rensheng, Lui Shiyin, Lu Anxin, 2003 – Causes of glacier change in the source regions of the Yangtze and Yellow rivers on the Tibetan Plateau. *Journal of Glaciology*, 49.

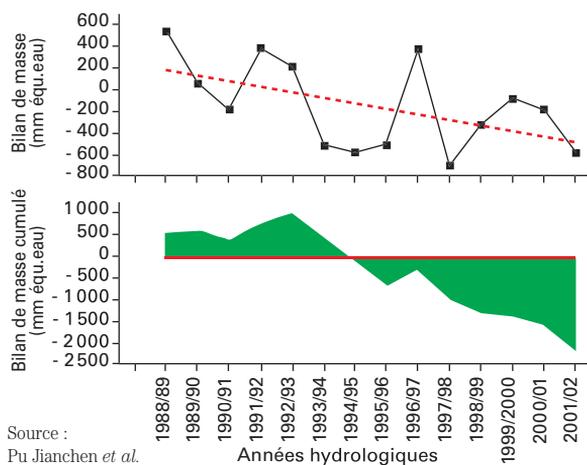


versant nord des monts Tanggula en plein centre du Tibet, le glacier le mieux suivi à partir d'observations au sol du territoire chinois, avec l'Urumqi-He n°1 que nous avons déjà rencontré dans l'est des Tien Shan (fig. 31).

Suite à cette décrue, les réserves de glace aux sources du Yangtzé et du Fleuve Jaune commencent à se réduire : quelque 65 et 70 millions de m³ par an, respectivement, sont partis en 30-35 ans – soit une diminution d'épaisseur moyenne des glaciers d'environ 50 m sur cette période –, pour une part dans les grands fleuves suite à la fonte, pour une autre directement dans l'atmosphère via la [sublimation](#), qui est forte dans ces milieux secs et souvent ventés. Néanmoins, l'apport des glaciers n'est pas une contribution majeure aux débits des grands fleuves, car il n'est pas parvenu à compenser la réduction des précipitations observée pour la période 1983-1995 dans cette région du Tibet. Pour les chercheurs de Langzhou, les causes de la réduction des glaciers résident dans l'augmentation des températures

Glaciers froids de la haute vallée de la Karakax (Kunlun de l'Ouest) ayant donné naissance à d'immenses dépôts proglaciaires évoluant dans un milieu de type pergélisol. Les moraines, formées sans doute tout au long de l'Holocène, ont flué vers le bas, car le pergélisol permet le regel des eaux de fonte du glacier et la constitution d'une masse de glace dans les débris, lesquels se déforment et descendent lentement le long de la pente. Les dépôts situés le plus en aval ont été recouverts d'une couche de loess de plus de un mètre d'épaisseur apportée par les vents depuis le Taklamakan proche. Photo prise d'avion ULM de 5 800 m.

Figure 31
Bilan de masse cumulé du glacier du Xiao Dongkemadi (33° 04' N, 92° 05' E), dans les monts Tanggula au centre du Tibet entre 1988-1989 et 2001-2002. Ce glacier, de 1,7 km² et de 2,8 km de long, s'étend entre 5 926 m et 5 380 m. Il est suivi par la Chinese Academy of Sciences à Lanzhou.



d'été, très nette depuis 1983, qui accentue l'ablation estivale, tandis que la baisse des précipitations annuelles limite l'alimentation. Cette situation, avec un temps de retard et à un niveau moindre, fait penser à celle que connaissent les Tien Shan depuis 1976. Cependant, le milieu est ici plus aride, et les glaciers ont toutes les raisons d'être moins réactifs aux changements atmosphériques récents.

En interrogeant les glaces froides, qui enregistrent des tendances climatiques sur le très long terme, L. G. Thompson et son équipe semblent avoir apporté en 2000 la preuve que la situation récente est exceptionnelle au regard du passé dans la partie sud du Tibet. Sur la carotte de glace extraite du glacier Dasuopo, sur le versant tibétain de l'Himalaya, ils estiment que les cinquante dernières années ont été les plus chaudes enregistrées depuis 1 000 ans. Y a-t-il d'autres preuves du changement climatique en cours au Tibet ?

L'ouest de Kunlun appartient à un milieu de haute montagne parmi les plus arides de la Terre. Au fond des vallées, à 4 000 m, les stations recueillent moins de 100 mm d'eau dans l'année et, entre 6 000 m et 7 000 m, les précipitations sont estimées à 300 mm environ. Les grandes dunes de sable y côtoient les glaciers, les poussières apportées par les vents depuis le Taklamakan ensevelissent tout, glaciers compris, sous un voile de lœss. Les moraines sont gelées en profondeur et se déplient en vastes glaciers rocheux qui sont parmi les plus impressionnants de la planète. Ces derniers s'empilent les uns sur les autres, rendant difficile, puisque tout bouge, l'identification des stades glaciaires des derniers siècles et millénaires. S'il y a une haute montagne rétive à montrer quelques signes des effets d'un changement climatique récent, c'est bien celle-ci ! Et pourtant...

Dans le bassin de la rivière Yurunkax (35° N) situé sur l'ouest des Kunlun, on dénombre plus de 1 300 glaciers, qui totalisent une superficie glaciaire plus élevée que celle que l'on trouve dans les Alpes (2 950 km²). En comparant les photos aériennes de 1970 et les images prises de satellites en 1989 et 2001, Sahngguan Donghui *et al.* ont montré en 2004 que le recul est bien là, mais faible. La dernière expansion visible des glaciers a eu lieu entre 1970 et 1989, mais depuis cette date et jusqu'en 2001, la réduction des surfaces est estimée à 0,5 %.

Simple frémissement lié, selon les chercheurs chinois, à une augmentation des températures et des précipitations depuis 1989 (ces dernières tombant en été).

À l'autre extrémité du Tibet, à une latitude proche (36° 39' N), les Qilian Shan ont une glaciation un peu plus modeste de 2 700 km², en englobant des massifs voisins⁵¹. Les pertes de surface et de volume des glaciers depuis le maximum du Petit Âge Glaciaire auraient été de 15 % et de 18 % respectivement. Le recul moyen serait plus marqué depuis 1956 et jusqu'en 1990, avec une diminution des surfaces de 10 % en 30 ans. Les causes de cette évolution ne sont pas claires, car les stations situées à basse altitude indiquent pendant cette période une baisse des températures d'été et une hausse des précipitations.

Pour conclure sur l'Himalaya et le Tibet, citons la synthèse de Yao Tandong et de ses collaborateurs⁵² parue en 2004 qui montre qu'en Chine (au Tibet et sur ses marges), les glaciers ont *grosso modo* suivi des tendances assez similaires à celles de nombreuses autres régions de la planète. Au début du xx^e siècle, plusieurs épisodes d'avancées précèdent le net recul des années 1950-1960 ; puis vient la réavancée de la fin des années 1960 qui s'étend jusqu'à la fin des années 1970 ; enfin, la « conjoncture glaciaire » s'inverse dans la décennie 1980, avec un déclin qui se généralise au cours des années 1990. Bien sûr, ce « *trend* » général doit être nuancé. Les grands glaciers couverts de blocs dans leur partie inférieure réagissent peu à ces variations climatiques : c'est le cas par exemple du Glacier Siachen (ou « Glacier Rose ») sur le versant sud du Karakorum, en Inde, un colosse long de 74 km et mesurant près de 1 000 km² ! En revanche, le Gangotri, plus modeste tout en restant de taille respectable, recule plus vite depuis 30 ans, nous l'avons vu. Par ailleurs, les réductions des surfaces englacées sont d'autant plus marquées qu'elles concernent des masses de glace situées sur les marges de cette région géographique : les secteurs internes continentaux souffrent moins que les secteurs maritimes. Se risquant à avancer un chiffre, les chercheurs affirment qu'en Chine les glaciers ont abandonné 6,3 % de leur surface au cours des quarante dernières années. Dans le même temps, pour le seul Tibet, les pertes seraient de 6 600 km², soit près de trois fois la superficie des glaciers alpins, les plus importantes étant survenues depuis les années 1980.

⁵¹ Lui Shiyin, Sun Wenxin, Shen Yongping, Li Gang, 2003 – Glacier changes since the Little Ice Age maximum in the western Qilian Shan, Northwest China, and consequences of glacier runoff for water supply. *Journal of Glaciology*, 49, 164.

⁵² Yao Tandong, Wang Youqing, Liu Shiyong, Pu Jianchen, Shen Yongping Lu Anxin, 2004 – Recent glacial retreat in High Asia in China and its impact on water resource in Northwest China. *Science in China Ser. D. Earth Sciences*, 47.

Menaces sur les glaciers tropicaux

Plus encore que les glaciers himalayens et tibétains, les glaciers situés entre les tropiques figurent parmi les plus touchés par le repli contemporain, car leur sensibilité est plus grande.

Pressentant la rapide diminution des ressources en eau liée à l'amenuisement des stocks de glace dans les hauts bassins versants de la Cordillère des Andes, l'IRD a mis en place à partir de 1991, aux côtés de partenaires andins, un réseau de surveillance de glaciers s'étendant entre la Bolivie (16° S) et l'Équateur (0°), qui constitue l'unique observatoire permanent des glaciers existant sous les basses latitudes et l'un des mieux instrumentés du monde. Ce réseau est rattaché au programme français Glacioclim (voir encadré 9, p. 99), qui a pour ambition d'analyser de façon permanente le changement climatique à partir des glaciers sous différentes latitudes, des Alpes à l'Antarctique en passant par les Andes tropicales et demain l'Himalaya.

Tout au long du xx^e siècle, quelques études ont été conduites sur les glaciers d'Afrique orientale, au Kilimandjaro, au Kenya, au Ruwenzori, et sur les rares glaciers de Nouvelle-Guinée (Papouasie). Ces travaux, cependant, ont été ponctuels, et là où ils avaient acquis une belle continuité, comme au glacier Lewis au Kenya, ils ont dû malheureusement être interrompus ces dernières années.

Nous ne nous trouvons pas ici devant la même problématique qu'en Alaska ou en Patagonie : il ne s'agit pas de chercher à quantifier la contribution des eaux de fonte des glaciers tropicaux à l'exhaussement du niveau des océans. Leur volume est trop réduit pour donner à ces océans ne serait-ce qu'une chiquenaude mesurable, car, mis ensemble, ces glaciers parviennent à peine à égaler en surface leurs homologues alpins ! Cependant, ils constituent un véritable enjeu pour les climatologues, car ils sont très sensibles au changement climatique : ils représentent, pour toutes sortes de raisons sur lesquelles nous nous étendrons plus loin au chapitre 8, le meilleur indicateur au niveau continental dont nous disposons pour suivre le changement climatique sous les latitudes proches de l'équateur. Ils sont aussi un enjeu économique, car leur contribution à l'hydrologie des bassins versants de haute montagne et à la ressource en eau est plus que significative : d'eux dépend en partie l'approvisionnement en eau potable de métropoles de plus d'un million

d'habitants comme La Paz (Bolivie), Quito (Équateur), Lima (Pérou), ainsi que l'irrigation de territoires désertiques, comme la côte pacifique du Pérou, et l'approvisionnement des centrales hydroélectriques dans tous ces pays andins.

Le bénéfice de la ressource en eau dont ont su tirer parti les populations vivant au pied de ces glaciers explique sans doute, notamment dans les Andes, que ces montagnes englacées aient conservé dans l'imaginaire et les cosmogonies des cultures indigènes une image très positive. En témoignent les nombreux rituels dont ces populations continuent à les honorer, mémoire transmise d'une vénération qui défie le temps.

Mais que sait-on au juste de ces glaciers, de leur repli depuis le Petit Âge Glaciaire, de leur évolution actuelle ? Dans le chapitre 3, nous avons brossé dans les Andes tropicales le tableau d'un Petit Âge Glaciaire vigoureux et à bien des égards comparable à celui de l'hémisphère nord. Qu'en est-il à présent de la déglaciation qui a suivi ce maximum, dans les Andes et ailleurs ?

Avant de répondre à cette question, il importe d'abord de préciser quels sont ces glaciers et où ils se situent. Pour cela, nous les avons regroupés par massifs ou pays dans le tableau 5. La domination des Andes face aux massifs africains et indonésiens est écrasante, c'est donc en Amérique du Sud qu'il faut aller les étudier sur la longue durée, les autres destinations ne laissant voir que des curiosités, bientôt des vestiges. Leur rareté fait leur charme, mais pas seulement. Tous ces petits amas de glace, en particulier en Afrique et en Nouvelle-Guinée sont, au niveau symbolique, d'une grande importance, car leur extinction complète dans un futur proche pourrait alimenter la réflexion sur le changement climatique en marche.

Passons à présent en revue, massif par massif, l'état de ces glaciers en ce début de xx^e siècle.

Neiges et glaces d'Afrique en péril

Le Ruwenzori

Ces « Montagnes de la Lune » sont sans doute les plus mystérieuses de toute l'Afrique de l'Est. Situé sous l'équateur (0° 23' N, 29° 54' E), aux confins du Congo et de l'Ouganda, le Ruwenzori forme trois petits massifs contigus. Le plus souvent perdus dans les nues, ils ne laissent voir d'eux au prime abord que la dense ceinture forestière qui en défend l'accès. Parmi les premiers à s'y être aventurés, l'explorateur Henry Morton Stanley en 1889, puis le Duc des Abruzzes, lequel gravit le point culminant du

Région	Surface en km ²	Pourcentage des glaciers tropicaux	Année d'estimation
Pérou	1 958 (1370) ¹	71,1	1970 (2006)
Bolivie	562 (393) ²	20,4	1975 (2006)
Équateur	112,8 (79) ³	4,1	1976 (2006)
Colombie	108,5 (76) ⁴	3,9	1950 (2006)
Venezuela	2,7 (1,8) ⁵	0,09	1950 (2006)
Total Amérique du Sud	2 744 (1 920)	99,6	(2006)
Afrique⁶	3,46	0,18	~2000
Kilimanjaro	2,2		2000
Ruwenzori	0,96		2003
Mt Kenya	0,3		2004
Irian Jaya	2,3	0,12	2000
Total probable pour les glaciers des tropiques	~1 926	100	Début des années 2000

¹ Selon Kaser (1999), moins 30 %*

² Selon Jordan (1991, données de 1975), moins 30 %*

³ Selon Hastenrath (1981, données de 1975), moins 30 %*

⁴ Selon Kaser (1999), moins 30 %*

⁵ Selon Kaser (1999), moins 67 % (estimation G. Kaser, comm. pers., 2006)

⁶ Selon Kaser et Osmaston (2002), Thompson *et al.* (2002), Hastenrath (2005), Taylor *et al.* (2006)

* Le chiffre de moins 30 % comme taux de réduction des glaciers pendant les trois à cinq dernières décennies a été ajusté à partir de glaciers de taille moyenne (~1 km²) en Bolivie, au Pérou et en Équateur, où des mesures de surfaces ont été réalisées.

massif, le pic Margherita (ou mont Stanley, 5 109 m). Ce dernier domine les autres sommets du groupe, le Baker et le Speke, qui n'atteignent pas 5 000 m ; ils portent néanmoins tous trois quelques glaciers de faible ampleur. La date du maximum du Petit Âge Glaciaire n'est pas connue ici, mais on sait que lorsque le Duc des Abruzzes, grand voyageur impénitent qui découvrit le K2, parvient à son tour sur la montagne en 1906 avec ses guides valdotains, il note que les glaciers sont déjà en recul, mais que les dépôts attestant du dernier maximum glaciaire sont d'une grande fraîcheur et ne datent sans doute que de « guère avant 1900 ». Par la suite, ces sommets reçoivent une visite par décennie des explorateurs et des scientifiques, les plus pressés se limitant à prendre des photos, précieuses au demeurant, les plus appliqués entreprenant un travail cartographique, comme ce fut le cas sur les glaciers Elena (pic Stanley) et sur le Speke. Georg Kaser, de l'université d'Innsbrück, a fait le point sur toute cette information au début des années 1990.

En 1906, selon Kaser et Osmaston (2002)⁵³, l'ensemble des glaciers de la partie centrale du Ruwenzori aurait couvert une superficie de 6,50 km², un chiffre qui serait descendu à 3,81 km² en 1955. Ces glaciers auraient donc déjà perdu près de la moitié de leur surface au

Tableau 5
Pays tropicaux comportant des glaciers, avec estimations de leurs surfaces glaciaires, selon diverses sources compilées par G. Kaser en 1999, et par les auteurs de ce livre en 2006. En considérant les années d'inventaires, parfois déjà anciennes, et la rapidité de l'évolution actuelle, les chiffres des surfaces glaciaires ont été révisés en 2006 (chiffres entre parenthèses).

cours de la première moitié du xx^e siècle. Le retrait est lent jusqu'à la fin des années 1930, puis il devient rapide entre 1930 et 1955, avant de s'atténuer quelque peu dans les années 1960 où quelques avancées sont observées, par exemple sur le glacier Speke. La récession reprend de plus belle à la fin des années 1970, et en 1990 ces glaciers ne s'étendent plus que sur 1,68 km² selon les mêmes sources. De nouvelles mesures au sol et par satellites réalisées par Richard Taylor et des collaborateurs (2006) ne donnent plus en 2003 qu'une surface de 0,96 km² aux glaciers de ce massif (figure 33a). Avec un tel rythme de recul, on s'attend à leur disparition complète au cours des deux prochaines décennies.

⁵³ Kaser G., Osmaston H., 2002 – *Tropical Glaciers*. Cambridge University Press, New York.



Le mont Kenya

Le mont Kenya (0° 09' S) comprend un peu moins d'une vingtaine de glaciers atteignant tout juste l'altitude de 5 000 mètres (5 200 m pour le principal). Le plus étendu est le Lewis, un beau petit glacier de 0,2 km² en 1993, qui a attiré l'attention du fait de sa surface régulière et de ses limites bien tracées, qualités appréciées par les glaciologues. Stefan Hastenrath, de l'université de Madison au Wisconsin, est l'un d'eux, et il fera montre d'une belle persévérance en visitant et en mesurant régulièrement ce glacier pendant plus de vingt ans, entre 1977 et 2001. Selon les travaux de ce chercheur⁵⁴, l'extension des glaciers kenyans était encore en 1880 proche de

Carte 5

L'Afrique orientale : les glaciers résiduels d'Afrique se concentrent dans les trois massifs situés le long de l'équateur, et dépassant les 5 000 m.

leur maximum du Petit Âge Glaciaire, sans doute atteint au milieu du XIX^e siècle. Le Lewis, comme les autres glaciers du mont Kenya, évolue peu pendant les premières décennies du XX^e siècle, avant de subir de très fortes pertes dans les années 1930-1940 (fig. 32). Ce recul se poursuit jusqu'aux années 1958-1960, date à laquelle les déficits s'atténuent.

⁵⁴ Hastenrath S., Kruss P., 1992 – The dramatic retreat of Mount Kenya's glaciers between 1963 and 1987: greenhouse forcing. *Annals of Glaciology*, 16.

Depuis les années 1980, la récession a repris de plus belle et les glaciers du mont Kenya perdent un demi-mètre d'eau par an en moyenne.

Le Kilimandjaro

Le plus haut sommet d'Afrique, le volcan Kilimandjaro, situé à 370 km au sud de l'équateur (3° S), ne possède de glaciers que sur l'un de ses trois pics, le Kibo, qui se hisse à 5 893 m. La superficie glaciaire totale s'élevait encore en 2000 à 2,4 km² selon Thompson et ses collaborateurs⁵⁵, de l'université de l'Ohio, qui ont foré cette année-là six carottes dans trois amas de glace du plateau sommital. Les plus grandes épaisseurs rencontrées ne dépassent guère 50 m, mais c'est assez pour que la glace, encore froide, ait pu garder en mémoire une grande partie de l'histoire de l'Holocène. En effet, la base du glacier au contact de la roche remonterait, selon ces chercheurs, à 11 700 ans BP. Le détail de l'information contenue par cette carotte n'entre pas dans le sujet de ce livre, mais nous retiendrons que les archives climatiques que ce sommet avait pu conserver sont en train de s'évanouir sous nos yeux à grande vitesse. La comparaison des vieilles cartes et des photographies aériennes récentes montre que ne subsiste plus là-haut qu'environ 20 % des surfaces glaciaires observées encore au début du xx^e siècle.

L'évolution des glaciers du Kilimandjaro retracée à partir de diverses sources montre une décroissance marquée tout au long du xx^e siècle, en apparence sans véritable pause (fig. 33). Une vraie débâcle. Elle semble s'atténuer un peu depuis 1980, car les glaciers ont été si réduits – quelques chicots de glace isolés au sommet – qu'ils semblent résister davantage que les langues qui « bavaient » sur les versants et qui ont déjà disparu. Simple décélération d'un processus inéluctable qui conduira à la disparition totale des glaces de ce sommet d'ici moins d'une vingtaine d'années. Les neiges du Kilimandjaro, chères à Hemingway, ne seront sans doute bientôt plus qu'un souvenir !

Et pourtant ! Que les glaciers disparaissent à basse altitude, là où ils sont le plus vulnérables à la hausse des températures, cela se conçoit aisément, mais il n'en est pas de même sur les parties hautes, à 6 000 m, là où la température moyenne de l'air mesurée est le plus souvent négative au cours de l'année⁵⁶.



février 1926

© University of Wisconsin, Madison



juillet 1971

© University of Wisconsin, Madison/S. Hastenrath



février 1978

© University of Wisconsin, Madison/S. Hastenrath



décembre 1994

© University of Wisconsin, Madison/S. Hastenrath



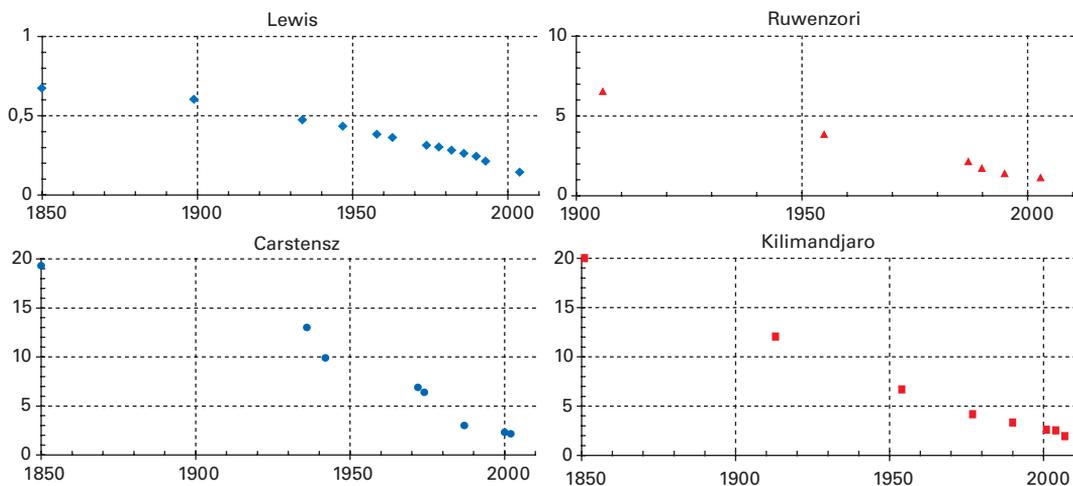
mars 2004

© Mountain Club of Kenya

Le recul du glacier Lewis (Kenya) de 1926 à 2004.

⁵⁵ Thompson L. *et al.*, 2002 – Kilimanjaro ice core records : evidence of Holocene climate change in tropical Africa. *Science*, 298.

⁵⁶ À deux mètres au-dessus du sol, la température moyenne journalière est proche de - 7 °C et ne monte que rarement au-dessus de 0 °C. Cette information provient d'une station météorologique récemment installée au sommet et fonctionnant depuis plus d'un an (D. Hardy, comm. pers.).



Sources : Hastenrath, 2005 ; Hastenrath et Greischar, 1997 ; Thompson *et al.*, 2002, Kaser et Osmaston, 2002.

Figure 32

Évolution des surfaces (en km²) des glaciers Lewis (Mont Kenya) et au Carstensz (Papouasie-Nouvelle-Guinée).

Figure 33

Évolution des surfaces (en km²) des glaciers au sommet du Kibo (Kilimanjaro) et du Ruwenzori

Que le bilan de masse au Kibo soit négatif, on le sait : les glaciers du sommet auraient perdu 17 m d'épaisseur de glace entre 1962 et 2000. Mais, les causes de cette perte relèvent d'hypothèses, car plusieurs processus sont sans doute en jeu⁵⁷. D'abord, les précipitations solides ne sont guère importantes, malgré l'ambiance humide qui règne dans la partie basse de cette montagne : cela vient, d'une part, de la faible quantité de vapeur d'eau que peut contenir un volume d'air à pareille altitude, ce qui ne peut donner que des précipitations faibles ; d'autre part, des vents qui balayaient régulièrement le sommet. L'ablation, elle, doit laisser une large place à la sublimation⁵⁸ par temps sec et venté. La présence de larges stalactites et de glace de regel un peu partout sur les parois verticales de la calotte témoigne cependant qu'il se produit de la fusion. La fusion a sans doute lieu là où la très forte énergie venant du rayonnement peut être absorbée par le sol : rognons rocheux qui, même à très haute altitude, peuvent atteindre en surface des températures supérieures à 20 °C et qui rayonnent tout autour dans l'infrarouge, glace couverte de poussières issues pour une part de la cendre volcanique soulevée par

le vent. Il suffit que l'albédo soit abaissé pour qu'une partie du rayonnement incident soit absorbée et donne, en des lieux précis et en des moments précis de la journée, des taux de fusion de neige ou de glace significatifs. Cela a été bien observé au sommet du Chimborazo (1° S, Équateur), à 6 230 m, lors d'un carottage effectué en 2000 par l'IRD⁵⁹.

Par ailleurs, selon la topographie – niches convexes ou parois verticales – l'énergie du rayonnement peut se concentrer et réunir, durant les heures les plus chaudes de la journée, des conditions propices à la fusion, même si l'air, au même moment, reste à température négative. Ces épisodes de fusion ne peuvent être significatifs que par vent faible et forte humidité, pour ne pas entrer en compétition avec la sublimation. Ce n'est pas pour rien que la fonte constatée là-haut est très inégale d'un lieu à l'autre, d'où ces amas de glace tabulaires limités par des parois verticales, ou ces pénitents isolés, qui témoignent de taux d'ablation croissants en direction des creux et des dépressions, tandis que les surfaces horizontales ne bougent pas, pour autant qu'elles restent couvertes de neige et réfléchissent l'essentiel du rayonnement incident.

⁵⁷ Kaser G., Hardy D., Mölg T., Bradley R., Hyera T., 2004 – Modern glacier retreat on Kilimanjaro as evidence of climate change : observations and facts. *International Journal of Climatology*, 24.

⁵⁸ Voir au chapitre 8 les principaux termes entrant dans le bilan d'énergie à la surface d'un glacier, en particulier sous les tropiques.

⁵⁹ Ce carottage a rencontré un niveau saturé en eau liquide à 25 m de profondeur provenant de la fusion de surface. Cette fusion avait été accentuée par la baisse de l'albédo provoquée par les retombées de cendres du Tungurahua, un volcan situé à une vingtaine de kilomètres à l'est du Chimborazo entré en éruption à la fin de 1999. Cela démontre que sous les tropiques ces calottes à 6 000 m ne sont pas à l'abri d'une fonte massive dès lors que le rayonnement net augmente par suite d'un changement de l'albédo, que celui-ci soit provoqué par des retombées volcaniques ou par une baisse notable des précipitations neigeuses.



© University of Innsbruck/G. Kaser

Vue d'avion depuis le nord-nord-ouest et de 6 500 m d'altitude sur les glaciers du Kibo (Kilimandjaro, 5 895 m). À gauche, le champ de glace est ; au centre, le champ de glace nord avec les résidus des glaciers Credner, Drygalsky et Penck (de gauche à droite) et, à droite, une petite partie des glaciers du versant sud.



© University of Innsbruck/G. Kaser

Paroi sud du champ de glace nord du Kibo (Kilimandjaro). La paroi mesure environ 30 m de hauteur. La station météorologique a été mise en place par une équipe de chercheurs austro-américains pour étudier les processus d'ablation sur cette haute surface.

Contrairement à l'analyse de Thompson *et al.*, les chercheurs du Tropical Glaciology Group de Innsbruck soutiennent que la récession du Kilimandjaro n'est pas une conséquence directe du réchauffement atmosphérique. La récession depuis 1880 serait probablement liée à une diminution brutale de l'humidité et à un climat plus sec au cours du xx^e siècle. Ces mêmes chercheurs montrent en outre que, une fois entamée, la récession est difficilement réversible. Les glaciers du Kilimandjaro seraient ainsi les reliques des conditions climatiques précédant le xx^e siècle. Il reste néanmoins du travail en perspective pour collecter les bonnes données et bâtir à partir d'elles les bons raisonnements...

Papouasie-Nouvelle-Guinée (Irian Jaya) : des glaciers sous perfusion

L'information provenant de Nouvelle-Guinée (Indonésie), encore bien plus fragmentaire que celle venant d'Afrique, est le fait de courageuses expéditions dont la première date de 1936. Sur des montagnes noyées dans l'humidité, presque toujours enveloppées par les nuages, les glaciers s'étalent en petites calottes résiduelles entre 4 500 m et 5 000 m. L'inaccessibilité, la proximité de l'un des océans les plus chauds du monde, la forêt dense qui couvre les abords et alimente cette humidité ambiante, la réputation de « coupeurs de tête » qu'ont pu avoir dans le passé les populations locales, tout cela a découragé l'observation. Dans ces conditions, la pratique de la glaciologie relève de l'héroïsme...

Les glaciers du Carstuzin ou Puncak Jaya (5030 m), le point culminant, sont les mieux documentés sur les dernières décennies (figure 32b). Leurs surfaces atteignaient 9,9 km² en 1942, après la période de retrait rapide de la fin des années 1930 et du début des années 1940, mais elles sont passées à 2,3 km² en 2000, selon M. Prentice (2003)⁶⁰, de l'Université de New Hampshire. Le recul de ces glaciers aurait été faible entre 1944 et 1962, puis jusqu'au milieu des années 1970 ; en revanche il semble s'être accéléré pour devenir très fort dans les années 1980, ces glaciers perdant la moitié de leur surface. Nous ne disposons pas pour les dernières années d'informations continues sur ces glaciers devenus exsangues, les nuages décourageant la plupart du temps les observations à partir du ciel. Avis donc aux amateurs d'explorations insolites munis d'un bon GPS, mais il faut faire vite !

Andes centrales : des reculs préoccupants depuis 1980

Bolivie, Pérou, Équateur, Colombie, Venezuela, nous arrivons en territoire connu et il n'est pas exagéré de parler, pour ces diverses cordillères, d'une information « quasi continue » depuis les années 1930, même si les programmes d'observation systématique datent des toutes dernières décennies. C'est d'abord au Pérou que les choses s'organisent dans les années 1970, suite à des catastrophes glaciaires à répétitions, débordements de lacs glaciaires, avalanches meurtrières. Mais ces observations, contrariées par des problèmes politiques, n'ont pas donné naissance à des séries de données longues et complètes. Au début des années 1990 et sur les trois pays Bolivie, Pérou et Équateur, un réseau permanent d'observations intégrées est mis en place à l'initiative de l'IRD et de ses partenaires sud-américains. Dès lors, l'observation permanente des glaciers andins est une réalité.

Rappelons que dans les Andes de Bolivie, du Pérou et d'Équateur, le Petit Âge Glaciaire a culminé avant 1860 et que le recul des glaciers s'y est déjà opéré au cours du xix^e siècle, s'accélégrant au tournant du siècle dans les années 1880-1905. Une pause dans ce recul se produit au cours des deux premières décennies du xx^e siècle. Avec la courte période d'avancée de 1920-1925, les glaciers de ces régions maintiennent une certaine vigueur dans les premières décennies du xx^e siècle, jusqu'au retrait suivant, dont on sait qu'il commence en 1931 en Cordillère Blanche et en cordillère de Huayhuash (Pérou). Il est attesté par les observations cartographiques minutieuses réalisées par les expéditions austro-allemandes, menées sous la direction de Hans Kinzl, qui se succèdent dans ce massif pendant une quinzaine d'années. Le fort retrait glaciaire des années 1930-1940 donne naissance en Cordillère Blanche à de nombreux lacs de barrage morainiques, dont certains se vidangent parfois d'un coup en rompant leur digue naturelle, répandant en aval des laves torrentielles qui sèment mort et désolation dans les communautés et les villes de la Cordillère. En effet, les glaciers au Pérou ont acquis une triste réputation auprès des populations locales car, entre les ruptures de lacs et les avalanches, le plus souvent couplés à des séismes de forte magnitude, ils ont provoqué près de 50 000 victimes entre les années 1940 et la fin du siècle. Le risque le plus récurrent est celui des vidanges de lacs (voir chap. 11, p. 252).

⁶⁰ Voir aussi : Prentice M. L., Bracket T., 2002 – Snow-Line changes on Irian Jaya glaciers between 1971 and 2000. Record temperature in the lower troposphere (600 mb) of the far western Pacific. *American Geophysical Union, spring meeting, 2002, abstract A52D-03.*





L'Artezonraju (6 000 m) et le glacier du même nom dans la Cordillère Blanche (Pérou). Photo de gauche due à Kinzl (1932) et photo de droite d'un auteur inconnu (1947). On note entre ces deux dates le recul impressionnant du glacier Artezonraju, qui a laissé derrière lui un lac, l'Artezoncocha. Celui-ci s'est vidangé partiellement en deux fois au cours de l'année 1951 à la suite d'une avalanche provenant du glacier.

Entre les années 1950 et 1975-1980, comme dans de nombreux massifs dans le monde, les glaciers modèrent leur repli et poussent même de petites avancées à la suite de quelques années froides et humides, comme en 1955-56 ou en 1975-76. Beaucoup de ces glaciers, raides et peu développés en longueur, ont des temps de réponse courts et réagissent vite à des années de bilans positifs ou négatifs.

Mais le recul reprend de plus belle au début des années 1980, comme le montre la figure 34, qui synthétise les variations de longueur dont on dispose. Sur tous les glaciers observés, une rupture nette apparaît, selon les glaciers, entre 1976-1980 et le début des années 1990. Un petit coup de frein survient toutefois au milieu des années 1980 et en 1999-2001, au changement de millénaire. Mais le retrait reprend de plus belle après 2001.

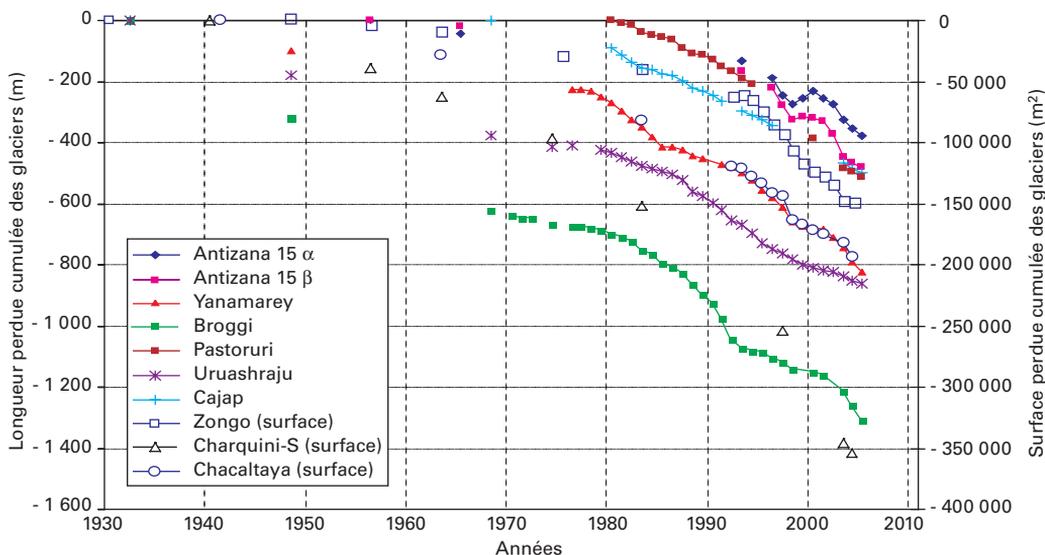
Depuis le début des années 1980, le retrait des glaciers de petite taille dont les zones d'accumulation sont réduites ou absentes, comme le

glacier de Chacaltaya en Bolivie (16° S) ou le glacier Broggi au Pérou (9° S), a lieu à un tel rythme que leur disparition totale peut être envisagée avant 2010. Chacaltaya, par exemple, a vu ses pertes en eau multipliées par six entre les périodes 1940-1963 et 1991-2004 (fig. 35).

La revue de l'ensemble des glaciers suivis par l'IRD et ses partenaires nous amènerait à la même constatation : les bilans de masse estimés sur la base des photographies aériennes anciennes depuis le début des années 1950 et ceux qui sont mesurés à partir des années 1980, et surtout après 1990, montrent une nette tendance au repli depuis le début des années 1980. L'impact de cette évolution varie en fonction de la taille des glaciers, et en particulier de l'importance de leur zone d'accumulation au-dessus de 5 100-5 300 m, altitude actuelle des lignes d'équilibre. Les « grands glaciers » ($\geq 1 \text{ km}^2$), comme le Zongo en Bolivie, l'Artezonraju au Pérou ou l'Antizana en Équateur, possèdent encore de vastes zones d'accumulation et résistent mieux, avec des bilans négatifs de 400 mm à 600 mm d'équivalent-eau par an, tandis que les « petits glaciers » en perdent annuellement entre 800 mm et 1 200 mm, soit le double. Ces derniers sont donc, au vu des épaisseurs de glace restantes, condamnés à disparaître dans les toutes prochaines décennies.

Carte 6

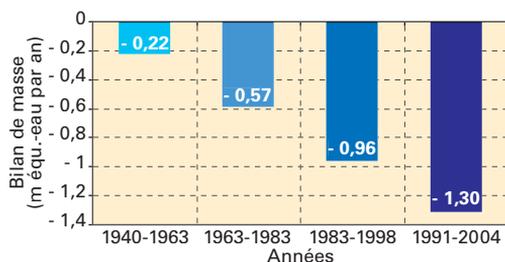
Les Andes centrales : pics principaux et glaciers faisant l'objet d'études continues par l'IRD et ses partenaires.



Sources : IRD, IHH (Bolivie), UGRH (Pérou), INAMHI-EMAAP-Q (Equateur).

Figure 34

Évolution de la longueur ou de la surface de cinq glaciers de la Cordillère Blanche, au Pérou (Yanamarey, Uruashraju, Broggi, Pastoruri, Cajap), de trois glaciers de la Cordillère Royale de Bolivie (Zongo, Chacaltaya, Charquini Sur) et de deux glaciers de la cordillère orientale d'Équateur (Antizana 15 α et 15 β). Noter que l'information relative aux glaciers de Bolivie est donnée en surfaces (axe de droite), et non en longueurs (axe de gauche). Les méthodes utilisées sont un combiné de photogrammétrie, de mesures topographiques au sol et d'imagerie satellitaire. Les longueurs sont mises à 0 à l'année du début des mesures. Le synchronisme entre les mouvements de fronts n'est pas parfait, car les glaciers ont des temps de réponse différents, qui dépend de leur taille et de leur géométrie. Une inflexion vers un recul plus rapide apparaît toutefois dans les années 1980 pour les glaciers dont le temps de réponse est réduit. Certains glaciers accentuent ce recul dans les années 1990. La courte stabilisation atteinte lors du passage du millénaire (1999-2001) est liée à des années froides et humides.



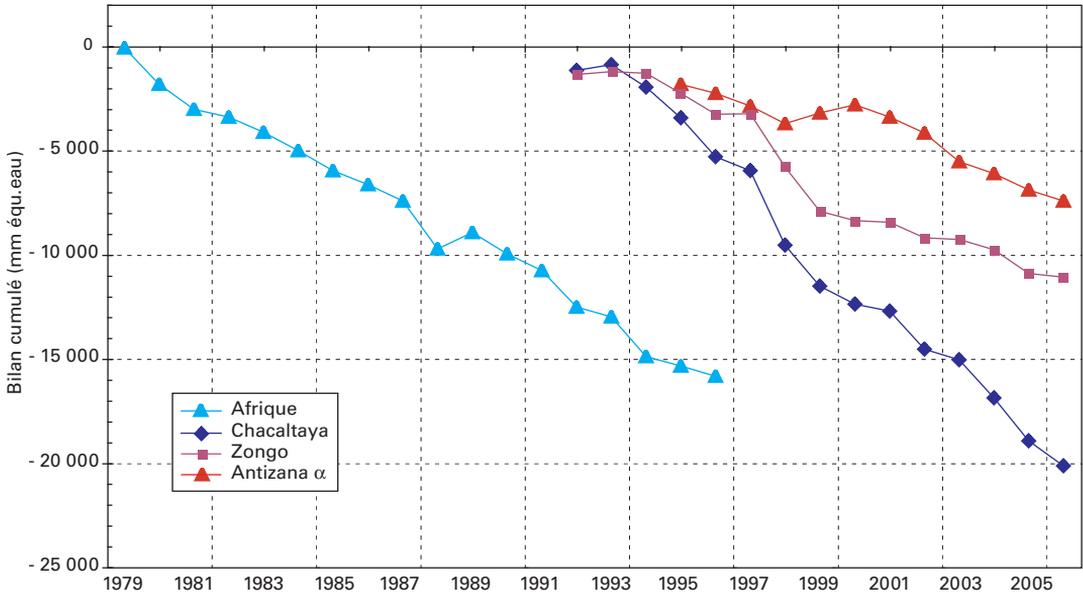
Source : Ramirez *et al.*, 2001, *Journal of Glaciology* : 47, réactualisé.

Nous avons mis en parallèle dans la figure 36 les bilans cumulés du glacier Lewis au Kenya et ceux des glaciers du Zongo, de Chacaltaya (Bolivie) et de l'Antizana (Équateur). Bien que les périodes mesurées ne correspondent pas de façon exacte, on observe en Afrique comme dans les Andes que les glaciers à basse altitude et de taille modeste perdent environ 10 m d'eau par décennie : c'est le cas du Lewis (0,2 km²) et de Chacaltaya (0,04 km²). Les « grands » glaciers qui s'étendent à plus de 5 400-5 500 m et qui ont encore une zone d'accumulation respectable perdent moins, la moitié environ, soit près

Figure 35

Bilan de masse du glacier de Chacaltaya (Bolivie) reconstitué par photogrammétrie de 1940 à 1998. La période 1991-2004, chevauchant la précédente, relève de mesures de bilans de masse réalisées au sol. Les histogrammes, de valeurs négatives, représentent les déficits en moyenne annuelle selon les périodes indiquées au bas. Les pertes moyennes depuis 1991 (plus de 1 m d'eau par an) sont à comparer avec l'épaisseur maximale du glacier, mesurée par la technique du radar, qui n'était plus que de 15 m environ en 1998. Avec une telle ablation et une ligne d'équilibre moyenne située au-dessus de l'altitude maximale du glacier, celui-ci est condamné à disparaître dans les prochaines années (cf. encadré 19, p. 234).

de 5 m par décennie, et gardent une meilleure espérance de vie. Les premiers vont disparaître d'ici quelques années à deux ou trois décennies.



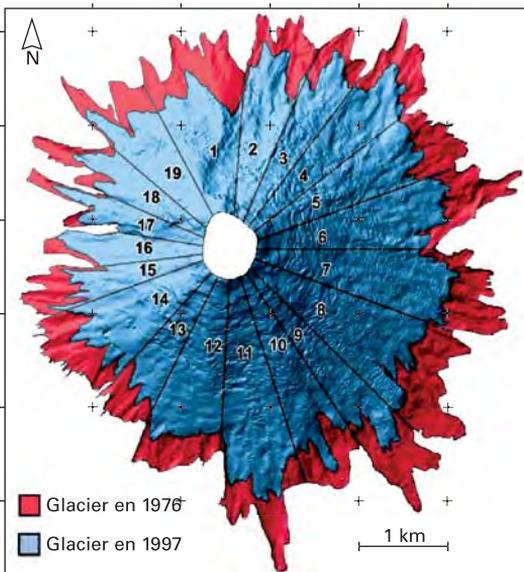
Sources : S. Hastenrath, B. Francou, A. Soruco, B. Cáceres.

Figure 36

Bilans de masse cumulés d'un glacier d'Afrique (le Lewis, Kenya) et de trois glaciers des Andes tropicales, Chacaltaya, Zongo (Bolivie) et Antizana 15 α (Equateur). La série de mesure continue s'est arrêtée en 1996 sur le glacier Lewis. Les déficits sont d'ampleur différente selon la taille des glaciers, les petits, le Lewis et Chacaltaya, aux zones d'accumulation réduites, montrant des pertes comparables.

En est-il de même des calottes de glace plus vastes ? Un crochet par le massif glaciaire du Cotopaxi (5900 m, 0,3° S), en Équateur, l'un des plus beaux cônes volcaniques englacés des Andes et de la planète, peut nous convaincre que les calottes de plus grande taille connaissent le même type d'évolution. Une étude à

base de photogrammétrie réalisée en 2004 par E. Jordan, de l'université de Düsseldorf, et nous-mêmes à l'IRD, à partir de photographies aériennes, montre que ces étendues glaciaires n'ont presque pas changé entre 1956 et 1976. En revanche, entre 1976 et 1997, la calotte glaciaire a perdu environ 30 % de sa surface totale, passant de 21,2 km² en 1976 à 14,6 km² en 1997 (fig. 37). Ces pertes se rangent dans les fourchettes déjà rencontrées dans les Andes et le retrait au cours des décennies postérieures à 1976 est impressionnant, avec ici une circonstance aggravante : la forme conique du volcan expose de plus vastes superficies englacées aux conditions d'ablation sévères régnant à basse altitude, tandis que les zones d'accumulation sont réduites et même absentes au sommet, du fait de la présence d'un cratère actif.



Source : Jordan et al., 2005, *Hydrological science Journal*, 50.

Figure 37

Recul des glaciers du Cotopaxi entre 1976 et 1997. Les glaciers sont ici numérotés dans le sens des aiguilles d'une montre, en commençant par le nord. Le liseré rouge représente les zones abandonnées par les glaciers entre 1976 et 1997.



Que s'est-il donc passé sur les glaciers andins des tropiques depuis 1976 ? Y a-t-il un recul des glaciers plus marqué sous les tropiques ? Si c'est le cas, cela vient-il d'un réchauffement global plus intense dans ces montagnes ?

La montée de température dans les Andes centrales a été de l'ordre de 0,33-0,34 °C par décennie entre 1974 et 1998, selon M. Vuille et ses collaborateurs (2003) de l'université du Massachusetts, guère plus, guère moins que ce que l'on observe dans beaucoup de montagnes de la planète. Les glaciers sous les tropiques montrent-ils une sensibilité plus aiguë à ce réchauffement ? Y a-t-il dans la variabilité climatique propre aux tropiques, et aux Andes en particulier, des facteurs autres que le réchauffement auxquels ces glaciers seraient particulièrement exposés ?

Laissons pour le moment ces questions sans réponse, car elles nous amèneraient à des développements sur le climat et ses mécanismes qui nous éloigneraient des glaciers. Nous y reviendrons plus avant dans le déroulement de ce livre.

Que conclure sur le xx^e siècle ?

Au terme de ce voyage au chevet des glaciers de montagne du monde, dont certains nous ont livré de bonnes informations sur leur état tout au long du xx^e siècle, qu'avons-nous vu ?

Un premier constat s'impose : depuis la fin du Petit Âge Glaciaire, la décrue des glaciers a été

Vue du sommet du cratère actif du Cotopaxi vers le sud, avec les volcans Tungurahua (en éruption), l'Altar et Sangay (dans la brume).

générale. Que la glaciation présente lors du maximum du Petit Âge Glaciaire se retrouve aujourd'hui amputée de 30 % à 40 % de sa surface, comme dans les Alpes suisses, ou de 50 % comme dans les Tien Shan, ou encore de 75 % comme pour les Pyrénées (une vingtaine de km² en 1850 contre 4 km² aujourd'hui), voire de 80 % et davantage, comme dans certains massifs tropicaux, est un fait mesuré et incontestable. L'ampleur de ce recul séculaire sera encore aggravée dans un futur proche, même si la tendance climatique ne devient pas plus défavorable aux glaciers que l'actuelle, quand les nombreux glaciers en déséquilibre avec le climat actuel se seront réajustés par une réduction appropriée.

Pour généralisée qu'elle soit, la décrue séculaire ne s'est pas produite de façon régulière et linéaire. Elle a connu une évolution heurtée, faisant alterner des périodes assez stables, ménageant même des réavancées significatives, avec des phases de repli rapide. Parmi ces dernières se distinguent « les années 1940 », en fait le plus souvent les deux décennies comprises entre 1930 et 1950 en chiffres ronds, qui ont été en général défavorables aux glaciers dans le monde. Il y a aussi, bien entendu, ce recul très marqué des vingt-cinq dernières années, sur lequel nous reviendrons à la fin de ce livre, et qui est présent dans la majorité des cas. La seule anomalie qui perturbe ce signal est le

retournement de tendance observé depuis 1976 en Nouvelle-Zélande et depuis 1989 en Scandinavie, c'est-à-dire une avancée des glaciers côtiers de ces régions, qui a été provoquée par une augmentation significative des précipitations d'hiver.

Dans plusieurs régions, les années 1976-1980 apparaissent comme une date pivot entre les deux décennies antérieures (1955-1975 environ), qui ont souvent été pour les glaciers des années de répit, voire de récupération partielle, et les décennies qui suivent, durant lesquelles les déficits sont devenus largement dominants. C'est le cas en Amérique du Nord, sous les tropiques et en Asie. Certains retournements de tendance vers des bilans positifs, comme en Nouvelle-Zélande, s'opèrent également à partir de cette date. En revanche, en Europe, c'est au cours des années 1980 que les glaciers divergent, les glaciers alpins tendant à décroître après 1983, tandis que les glaciers maritimes de Scandinavie regagnent du terrain quelques années plus tard. Il y a là une opposition que nous essayerons d'expliquer à partir des oscillations du climat à l'échelle de ce continent.

Si l'on se rapproche du Petit Âge Glaciaire, parmi les périodes de trêve de la déglaciation

s'étendant sur plus d'un siècle, on s'accorde sur la poussée de la décennie 1870-1880 qui apparaît comme l'écho atténué des grandes crues qu'avait connues ce Petit Âge Glaciaire avant 1860. Elle s'estompe rapidement dans la décrue modérée qui marque le tournant du siècle, de 1880-1890 à 1915 environ. Les premières décennies du nouveau siècle, jusque vers 1925, sont clémentes pour les glaciers, certains réussissant à maintenir des proportions peu éloignées de celles qu'ils avaient connues au maximum du Petit Âge Glaciaire.

En revenant sur la courbe de la température présentée au début du chapitre précédent (fig. 18, p. 82), on constate que les glaciers ont parfois évolué en phase avec elle. Cependant, la température ne peut à elle seule expliquer leurs fluctuations. D'autres facteurs du climat doivent être pris en considération, comme les précipitations. Or, l'évolution de ces dernières est beaucoup plus capricieuse que celle des températures et sujette à des modes de variabilité à l'échelle régionale.

Il est donc temps, à présent, d'entrer plus profondément dans les mécanismes qui relient les glaciers au climat, ce que nous nous proposons de faire dans les deux prochains chapitres.



Partie 3

Comment les glaciers varient-ils ?

Vue du sommet de l'Ilampu (6 383 m),
Cordillère Royale, Bolivie.

Des fluctuations des fronts aux bilans de masse



© T. Schuler

Le glacier est un intégrateur du climat. À la différence d'une station météorologique qui mesure chaque variable du climat – la température, l'humidité, les précipitations, les flux radiatifs, la vitesse et la direction des vents –, le glacier les rassemble et produit des signaux assez simples à mesurer : une variation de longueur, de surface, de volume, d'épaisseur ou de vitesse d'écoulement. Cependant, le décryptage et l'interprétation de ces signaux en termes climatiques sont difficiles à réaliser. Quels paramètres observer ? Et quels sont les plus pertinents pour relier l'évolution des glaciers et l'évolution du climat ?

Dans ce chapitre, nous décrivons les méthodes mises en œuvre pour réaliser des observations sur les glaciers, en nous appuyant sur des exemples bien documentés. Dans le chapitre suivant, nous analyserons comment les glaciers répondent au climat.

Ces fronts qui fluctuent

Les variations de longueur des glaciers laissent toujours une forte impression à l'échelle des

décennies, surtout lorsqu'elles concernent les grands glaciers. Par exemple, dans la vallée de Chamonix, le glacier des Bossons a reculé de 600 m entre 1983 et 2004, ce qui n'est pas passé inaperçu auprès des habitants de la vallée. Les alpinistes habitués à fréquenter leur école de glace sur le front de ce glacier l'ont trouvée plus haut perchée, mais aussi sur une pente très raide et sous des séracs menaçants. Tous ceux qui pratiquent la montagne déplorent le recul des glaciers, car ils ont gardé en mémoire des masses de glace beaucoup plus imposantes. Cependant,

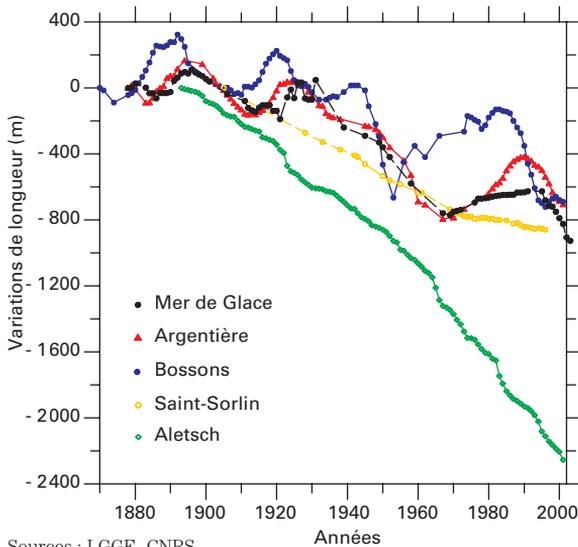


Figure 38
Variations cumulées des fronts des glaciers d'Aletsch, des Bossons, d'Argentière, de la Mer de Glace et de Saint-Sorlin.

Sources : LGGE, CNRS.

il faut éviter de se fier aux témoignages et aux souvenirs qui sont parfois un miroir très déformant de la réalité et choisir plutôt de mesurer les variations de longueur des glaciers sur la durée. Ces observations sont assez faciles à pratiquer, elles nécessitent quelques points de repères fixes sur des rochers et des moyens topographiques assez rudimentaires. À la limite, une chaîne d'arpenteur pourrait suffire... Mais que veulent dire ces fluctuations de longueur ? Sont-elles synchrones d'un glacier à l'autre ? Si c'est le cas, cela signifie-t-il qu'elles sont une réponse directe à des fluctuations climatiques ?

À titre d'exemple, examinons les variations de longueur de cinq glaciers des Alpes françaises et suisses au cours du xx^e siècle, soit Aletsch, Saint-Sorlin, Bossons, Argentière et Mer de Glace. Sur la figure 38, les glaciers du massif du Mont-Blanc présentent, à première vue, les mêmes oscillations. Mais en examinant de plus près ces fluctuations, il apparaît qu'elles sont déphasées de plusieurs années. Ainsi, après la forte décrue des années 1940, le glacier des Bossons a réavancé de façon très nette dès 1954, alors que les glaciers d'Argentière et de la Mer de Glace ont dû attendre 1970 pour reprendre du terrain. De même lors de la dernière décrue, le glacier des Bossons a amorcé un recul dès 1983, tandis que le front de la Mer de Glace a lâché prise seulement après 1993.

D'autres langues révèlent des comportements encore plus distincts. Ainsi, le grand glacier d'Aletsch poursuit un recul continu depuis au moins 1890. On pourrait penser que le « lissage » qu'effectue ce glacier aux dépens des petites oscillations du climat est lié seulement à sa taille imposante, mais on remarque que le front du glacier de Saint-Sorlin, un glacier de

petite taille (3 km²), dans le massif des Grandes-Rousses (Alpes françaises), ne réagit pas, lui non plus, aux petites fluctuations du climat. Les réponses et les temps de réponse des langues glaciaires sont donc très différents d'un glacier à l'autre. Alors, comment décrypter ces fluctuations ? Comment les glaciers réagissent-ils aux variations climatiques ? Quels sont les paramètres clés du climat auxquels ils sont sensibles ? Nous tenterons de répondre à ces questions à travers des exemples, en choisissant en particulier Argentière, un glacier bien suivi depuis de longues années.

Argentière, glacier exemplaire

Ce glacier est situé en France dans le massif du Mont-Blanc et présente une surface d'environ 19 km² pour une longueur de 10 km. C'est un glacier suivi de longue date car ses eaux sous-glaciaires alimentent le barrage d'Emosson. La société Emosson SA capte les eaux sous-glaciaires vers 2000 m d'altitude ; ces eaux sont acheminées ensuite par galeries souterraines puis par des conduites forcées jusqu'au barrage situé au-dessus de Vallorcine dans le Valais suisse. Le bassin d'accumulation du glacier commence au sommet des Droites et des Courtes vers 4000 m, donc à haute altitude, mais les surfaces englacées au-dessus de 3500 m sont de taille réduite, versants raides obligent. La plus grande partie de la neige qui tombe à ces hautes altitudes ne peut s'accrocher sur ces parois raides et, par gravité et avec l'aide du vent, elle vient échouer en contrebas sur le large plateau supérieur du glacier. Dans le cirque du glacier d'Argentière, vers 3000 m, les accumulations de neige atteignent à la fin de l'hiver des hauteurs considérables, de 6 à 8 m, mais la moitié environ de cette accumulation disparaît au cours de l'été. Au fil de sa descente, le glacier est rejoint par des affluents de versant sud (glacier des Rouges du Dolent, glacier du Tour Noir, glacier des Améthystes) et de versant nord (glacier des Rognons). Dans la zone d'accumulation, les débits de glace augmentent donc au fur et à mesure que le glacier progresse vers l'aval. Vers 2800 m d'altitude, le glacier a une épaisseur de plus de 300 m en son centre, et sa vitesse est de



© CNRS/C. Vincent

55 m/an en surface ; cependant en dessous de 2 800 m, la fonte estivale l'emporte sur l'accumulation hivernale, les bilans de masse sont donc négatifs et les débits de glace devraient en principe diminuer. Mais c'est sans compter avec l'apport de glace venant du glacier des Rognons. Vers 2 400 m, l'épaisseur du glacier est de 250 m au milieu et la vitesse d'écoulement en surface d'environ 100 m/an. À cette altitude, les bilans de masse de surface sont déjà largement déficitaires puisqu'ils atteignent -3,5 m d'équivalent-eau, ce qui représente une fonte de près de 4 m de glace par an. À 2 250 m, une rupture de pente très marquée du socle rocheux provoque une forte fracturation du glacier et sa surface devient chaotique : c'est la chute de séracs de Lognan. L'écoulement du glacier subit alors une forte accélération – sa vitesse peut atteindre plusieurs centaines de mètres par an – et se fait de façon discontinue. À l'aval de la chute de séracs, vers 1 800 m, « les morceaux se recollent » et le glacier retrouve une surface homogène, bien qu'encore très crevassée. Cependant, elle est recouverte d'une couche de débris morainiques très discontinue de quelques centimètres d'épaisseur. Ces débris de surface diminuent la fonte estivale, car ils jouent un rôle protecteur vis-à-vis de la fusion. Les bilans de masse de surface atteignent néanmoins une valeur de -7,5 m d'eau, soit une perte annuelle de plus de 8 m de glace. Puis le glacier finit sa course à 1 500 m d'altitude, dans une gorge très profonde.

Le glacier d'Argentière dans sa partie inférieure, et sa chute de séracs.

La glace formant la langue terminale a donc parcouru un long cheminement depuis les sommets, à 4 000 m d'altitude, subissant tour à tour au fil d'une descente dans un relief tourmenté des accélérations et des ralentissements et passant par une chute de séracs jusqu'à une langue terminale recouverte de débris morainiques. Les fluctuations de longueur de cette langue, on s'en doute, dépendent non seulement des variations climatiques qui règnent à la surface du glacier, mais également de facteurs tels que la taille du glacier, son épaisseur, sa pente ou sa vitesse, qui évoluent au cours du temps. L'interprétation en termes climatiques des fluctuations du front d'un glacier n'est donc pas simple !

Afin de comprendre dans le détail la réaction du glacier d'Argentière aux changements climatiques, voyons comment ces facteurs – bilan, épaisseur, vitesse et longueur du glacier – ont évolué au cours d'un cycle de crue et de décrue. Pour cela, nous disposons d'observations réalisées tout au long de ces cinquante dernières années par les services des Eaux et Forêts, qui ont mesuré les variations d'épaisseur du glacier dès 1904 sur deux profils transversaux situés à l'aval de la chute de séracs (fig. 39). Ces observations ont été abandonnées vers 1950, mais la

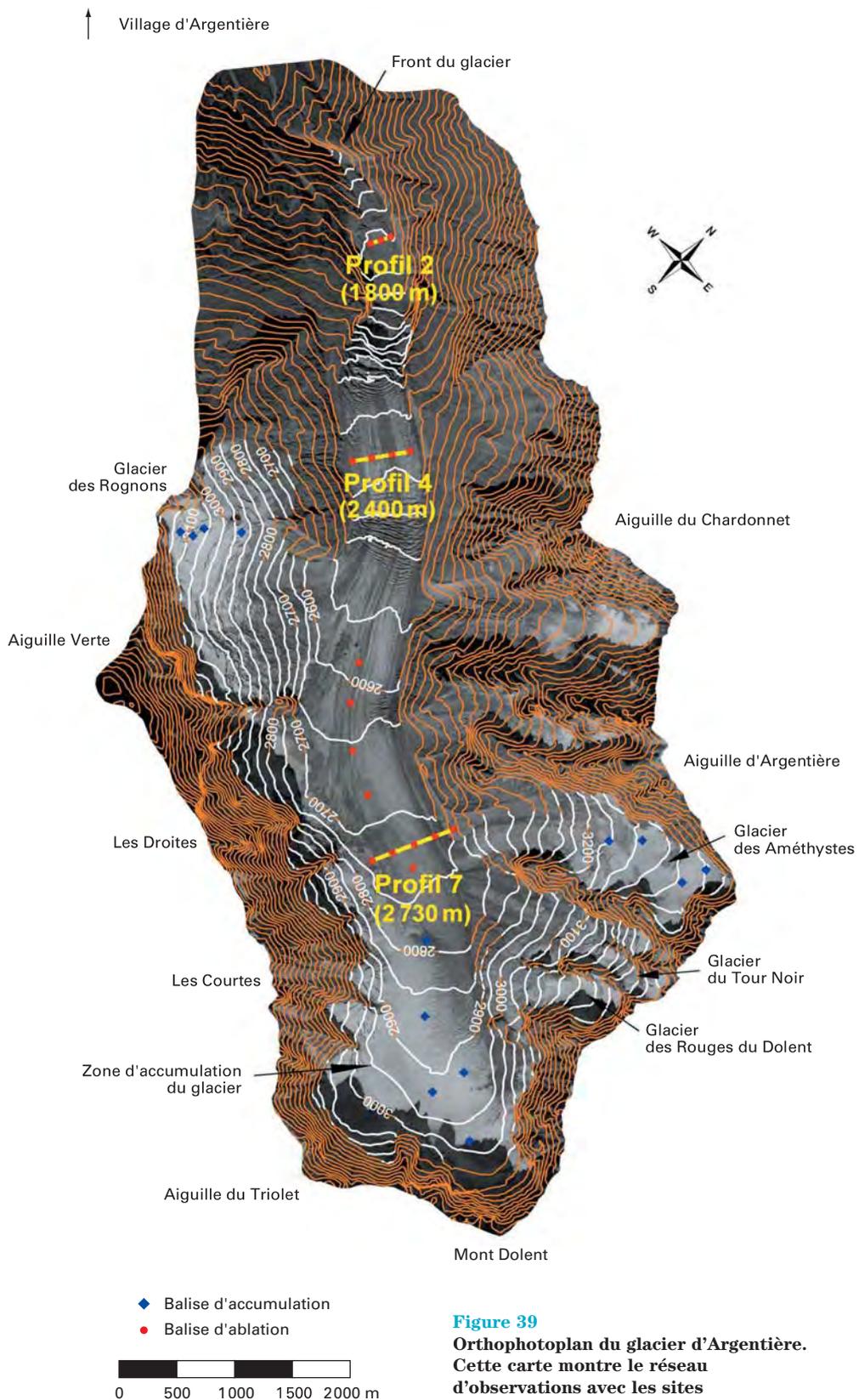


Figure 39
Orthophotoplan du glacier d'Argentière.
 Cette carte montre le réseau
 d'observations avec les sites
 de carottage, les balises d'ablation
 et les profils transversaux sur le glacier.

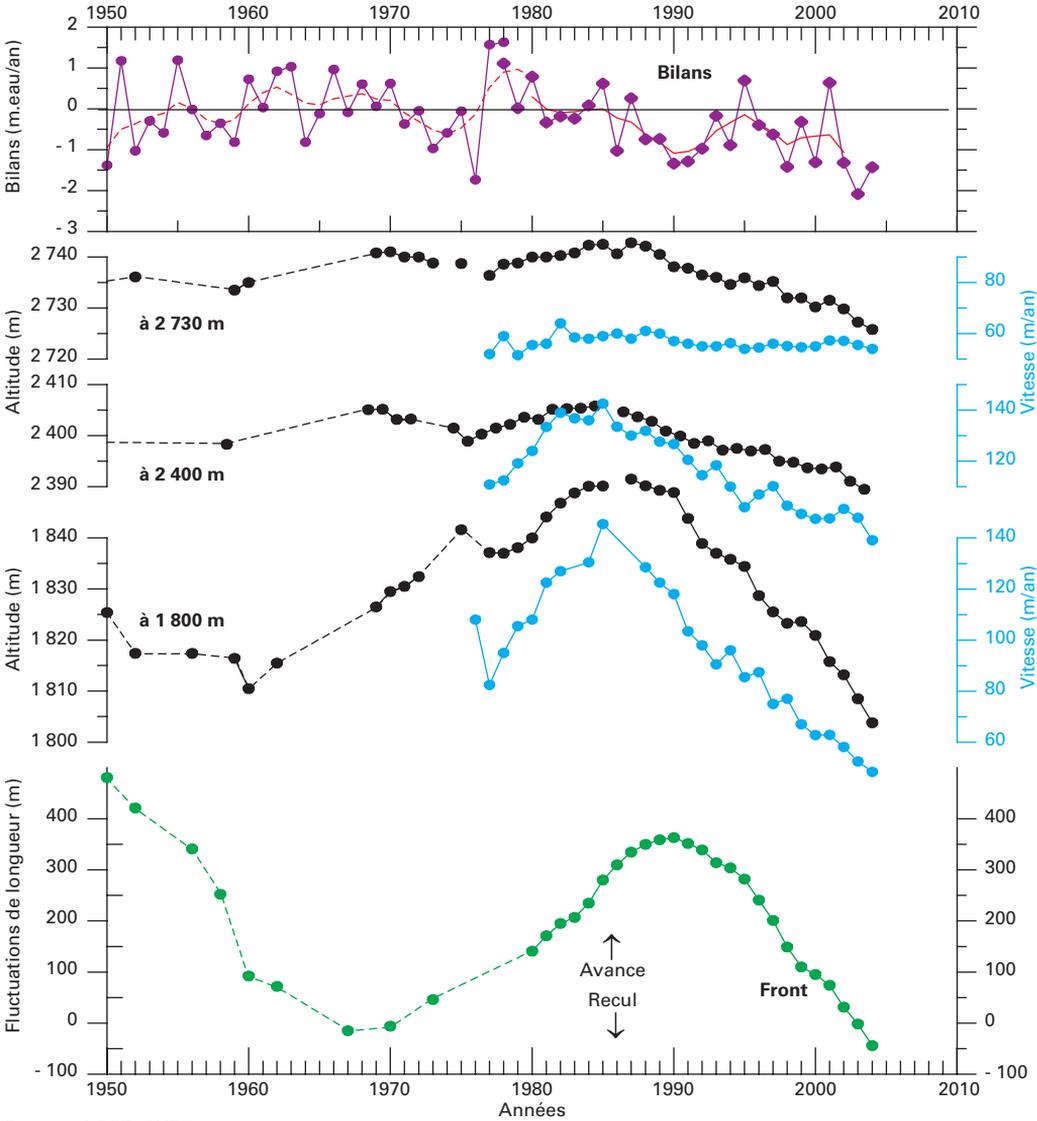
Sources : R. Blanc et C. Vincent, LGGE.

société Emosson SA les a reprises à son compte en 1958 en complétant le réseau jusqu'à 2 750 m d'altitude grâce à trois profils supplémentaires situés sur le plateau supérieur. En 1975, le LGGE a poursuivi ces mesures en implantant un réseau de balises sur l'ensemble de la zone d'ablation pour y mesurer les bilans de masse. En 1994, ce même réseau a été étendu à toute la surface du glacier entre 3 400 et 1 800 m d'altitude, et le gla-

cier d'Argentière est aujourd'hui l'un des glaciers les mieux observés de la planète.

Les aventures du glacier d'Argentière depuis cinquante ans

Tout comme ses voisins, Argentière a subi des fluctuations très importantes. Sur la figure 40 sont reportées les variations d'épaisseur et les



Sources : LGGE, CNRS.

Figure 40

Bilans annuels, variations d'épaisseur, de vitesses, fluctuations du front du glacier d'Argentière entre 1950 et 2004. Les bilans de masse apparaissent en haut de la figure : les observations directes datent de 1976 (trait violet). Avant 1976, les valeurs de bilans ont été reconstituées à partir d'un modèle numérique à base de données météorologiques (précipitations et températures). La courbe rouge représente la moyenne mobile de ces bilans lissée sur cinq ans. Les variations d'épaisseur du glacier sont reportées sur trois sites du haut du glacier vers le bas, à 2 730 m, 2 400 m et 1 800 m d'altitude (en noir). Sur ces mêmes sites, nous avons indiqué les vitesses d'écoulement mesurées au centre du glacier (en bleu). En bas de la figure, apparaissent les fluctuations de longueur du glacier (en vert).

vitesse d'écoulement dans trois régions du glacier : la partie haute à 2 730 m, la partie médiane à 2 400 m et la partie basse à 1 800 m.

Sur le bas de la figure, les fluctuations de longueur, et tout en haut les bilans de masse annuels⁶¹.

L'écoulement de la glace : un mécanisme complexe difficile à modéliser

Encadré 10

La réalité du mouvement d'un glacier est connue depuis très longtemps, mais les premières études scientifiques ont débuté en 1841 avec Agassiz au glacier d'Unteraar (Suisse) : à partir de 6 poteaux plantés à 3 m de profondeur, il découvrit que les vitesses d'écoulement au milieu du glacier étaient supérieures à celles du bord. En 1857, Tyndall montra à la Mer de Glace que les vitesses d'écoulement hivernales étaient inférieures à celles de l'été. Depuis la fin du XIX^e siècle, de très nombreuses observations ont été réalisées sur de nombreux glaciers de la planète, en surface et en profondeur. Pourtant, les mécanismes d'écoulement et de fracturation des glaciers restent encore obscurs et mal appréhendés par les modèles numériques d'écoulement qui servent à simuler le comportement d'un glacier ou d'une calotte polaire. L'enjeu est de taille, car de ces processus physiques dépend la réaction des glaciers et des calottes polaires aux changements climatiques.

Première évidence : la glace se déforme

L'écoulement de la glace résulte d'abord de sa déformation. La glace, à l'inverse d'un corps rigide, peut se déformer bien au-delà de sa limite élastique. En termes mécaniques, la glace est considérée comme un corps viscoplastique : elle est *visqueuse* car sa déformation dépend du temps et on peut définir une vitesse de déformation ; elle est *plastique*, parce qu'elle se déforme de façon permanente et que sa déformation ne s'annule pas lorsque les contraintes disparaissent. Les mécanismes de déformation dépendent entre autres de la température de la glace, et de la microstructure et de l'orientation des cristaux. À l'échelle d'un glacier, la vitesse de déformation est maximale là où la contrainte de cisaillement est maximale, donc vers la

base du glacier à proximité du lit rocheux et vers les rives.

Deuxième évidence : la glace glisse sur le lit rocheux

Mais la déformation n'explique pas tout le mouvement d'un glacier. L'écoulement est en réalité le résultat à la fois de la déformation de la glace et du glissement du glacier sur son lit rocheux. Au contact du lit rocheux, les irrégularités du socle créent un frottement qui s'oppose au glissement du glacier. Les processus de glissement (ou dérapage) d'un glacier sur son lit sont encore mal compris. Ce glissement est effectif seulement pour les glaciers dont la base est « tempérée », c'est-à-dire à température de fusion. Dans le cas contraire, à température négative (cas des « glaciers froids »), la glace est collée au lit rocheux et le glissement est inexistant. La théorie de Wertmann (1957), souvent adoptée par les glaciologues, prend en compte deux mécanismes pour expliquer le glissement d'un glacier tempéré sur son lit : lorsque le glacier franchit un obstacle, l'augmentation de pression sur sa face amont engendre de la fonte, et cette eau de fonte règle à l'aval de l'obstacle ; en outre – c'est le deuxième mécanisme –, la contrainte longitudinale augmente lors du franchissement de l'obstacle et, en conséquence, la déformation plastique aussi. Suivant la taille de l'obstacle, l'un ou l'autre mécanisme est prépondérant. Le glissement est aussi fortement dépendant de la pression d'eau à la base du glacier, et donc de la présence ou non d'un réseau hydrographique sous-glaciaire. En outre, les glaciers recouvrent parfois des sédiments qui sont eux-mêmes déformables, surtout s'ils sont gorgés d'eau.

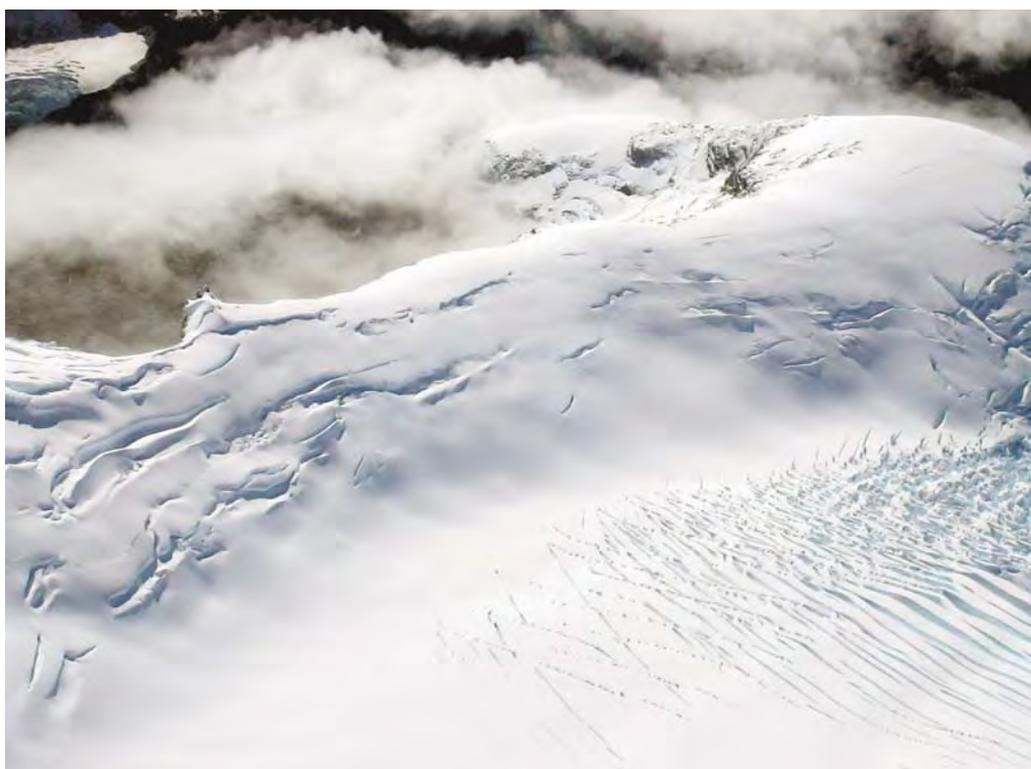
Troisième évidence : la glace se casse

Comme si cela n'était pas assez compliqué, les glaciers ne peuvent pas

être considérés comme des « milieux continus » : la glace atteint souvent les limites de rupture qui provoquent l'apparition de crevasses en surface. Les processus d'ouverture des crevasses sont eux-mêmes mal connus. Si bien que les modèles d'écoulement des glaciers achoppent à la fois sur la méconnaissance des processus physiques et sur le manque d'observations dans les profondeurs des glaciers. Il reste en effet très difficile d'installer et de maintenir des capteurs à l'intérieur des glaciers pour réaliser des mesures, bien que des tentatives aient eu lieu à partir de cavités sous-glaciaires accessibles.

Il reste donc beaucoup de travail pour comprendre les mécanismes de base ! Leur connaissance est pourtant indispensable pour interpréter des événements tels que les « crues catastrophiques » (« *surges* ») qui sont des accélérations brutales de l'écoulement. Ces *surges* sont assez fréquents dans certains glaciers d'Alaska, du Svalbard ou des Andes. Ces événements peuvent durer quelques mois, avec des vitesses d'écoulement en surface atteignant plusieurs dizaines de mètres par jour qui poussent les fronts glaciaires en avant sur plusieurs kilomètres en quelques mois. Les *surges* peuvent même survenir dans les Alpes, mais dans des proportions beaucoup plus réduites, comme cela a été le cas en 2000 au glacier de Belvédère en Italie. La compréhension des mécanismes d'écoulement est enfin nécessaire pour simuler la réponse des glaciers émissaires de l'Antarctique au changement climatique et à la variation du niveau des mers. Ces glaciers qui vèlent des icebergs dans l'océan contrôlent pour une très large part l'ablation de l'Antarctique et sa variation de masse.

⁶¹ Le bilan de masse glaciaire, notion déjà rencontrée dans ce livre, est défini comme la différence entre l'accumulation de neige et l'ablation (fonte et sublimation). Sur sa mesure et sa signification, voir plus loin dans ce chapitre.



L'ouverture des crevasses se fait dès l'amont des parties les plus inclinées des glaciers, là où la vitesse de la glace augmente. Région du San Valentin, Hielo Norte (Chili).



© IRD/B. Francon

Lors d'une chute de séracs, l'écoulement de la glace s'accélère pour atteindre des vitesses cinq à dix fois plus rapides que sa vitesse moyenne. Sous l'effet de ces fortes contraintes, la limite de rupture de la glace est atteinte et le glacier se voit découpé en blocs totalement désolidarisés qui s'éboulent à la moindre occasion. Volcan Antizana, Équateur, sur le glacier 15, vers 5 400 m.

Au cours de la décennie sèche et chaude de 1940, les bilans de masse avaient plongé, puis ils se sont redressés à partir de 1954. À l'exception d'une petite inflexion négative entre 1971 et 1976, ils ont maintenu ce solde positif jusqu'en 1981. Au cours de la longue période 1954-1981, le glacier d'Argentière a donc gagné de la masse grâce à une fonte estivale limitée. Mais à partir de 1982, les étés se font plus chauds et c'est le début d'une récession généralisée. Cette évolution touche la plupart des glaciers alpins. À ces conditions de surface, comment va réagir le glacier ?

Au milieu de la décennie 1950, le gain de masse fait augmenter le débit de glace : la quantité de glace à évacuer vers l'aval étant plus importante, l'épaisseur du glacier et sa vitesse d'écoulement augmentent. Cette augmentation de débit s'accroît vers l'aval. Dans la partie supérieure, à 2 750 m, le gonflement du glacier se produit peu de temps après l'élévation des bilans de masse, mais il est limité à une dizaine de mètres. Les vitesses d'écoulement mesurées en surface sur ce même site paraissent insensibles à cette crue. Cette dernière, par contre, est très amplifiée dans la partie basse du glacier, même si elle se manifeste seulement après quelques années. Le maximum de la crue glaciaire est atteint vers 1985 dans la partie médiane du glacier, alors que la langue terminale doit attendre 1990 pour atteindre son épaisseur maximale : ainsi, entre 1970 et 1990, la langue terminale s'épaissit de 89 m et le front du glacier avance de 369 m. Néanmoins, bien que le front poursuive son avancée dans la vallée en direction du village d'Argentière jusqu'en 1990, la décrue dans le haut du glacier a commencé dès 1982 à la suite de bilans de masse négatifs. Sur le plateau supérieur, l'altitude de la surface glaciaire diminue dès 1985, mais les vitesses d'écoulement sont très peu sensibles à ces changements, oscillant au cours de la période 1975-2004 entre 52 m et 63 m par an. En revanche, ces vitesses subissent des variations très importantes dans la partie basse du glacier, passant entre 1985 et 2004 de 150 à

40 m/an ! Ces variations de vitesse sont à peu près synchrones des variations d'épaisseur à une échelle de plusieurs années. Les vitesses d'écoulement du glacier résultent de mécanismes très complexes, dépendant à la fois de la déformation de la glace et du glissement du glacier sur le socle rocheux. Ces processus, encore mal connus, sont présentés dans l'encadré 10.

Enfin, c'est seulement depuis 1991 que le front du glacier recule, soit près de 10 ans après le changement de signe des bilans de masse. Cette réponse est différée, donc, par rapport aux variations climatiques de surface qui l'ont provoquée, et elle dépend de facteurs géométriques comme la pente, la dynamique du glacier (déformation, glissement du glacier sur son lit), qui n'ont pas de liens directs avec le climat.

Ainsi, l'on peut dire, grosso modo, qu'à l'exception des glaciers qui ont un comportement singulier – glaciers couverts (« glaciers noirs »), glaciers qui « surgent », glaciers qui vèlent dans un lac ou un océan – les fluctuations de longueur traduisent une variation du climat pourvu que l'on raisonne à une échelle de temps de plusieurs décennies. Sans ambiguïté aucune, ce sont pourtant les bilans de masse de surface qui traduisent le mieux et de la façon la plus directe les soubresauts du climat.

Les différentes zones du glacier et les « questions budgétaires »

La différence entre ce que le glacier gagne par accumulation et ce qu'il perd par ablation constitue le bilan de masse. Il se mesure au cours de l'année hydrologique, c'est-à-dire dans les Alpes entre le mois d'octobre d'une année et le mois de septembre de l'année suivante. Dans la partie

Le sommet du mont Blanc dominant les Préalpes plus à l'ouest. Les observations radar réalisées par le LGGE et l'université de Zürich en 2004 ont montré que le sommet rocheux est couvert d'une petite calotte de glace de 25 à 35 m d'épaisseur. Photo prise d'hélicoptère.



© CNRS/C. Vincent

haute du glacier, le gain est supérieur à la perte : c'est la zone d'accumulation dont l'extension varie beaucoup d'une année sur l'autre en fonction des conditions météorologiques. En revanche, dans la région basse du glacier, la fonte l'emporte sur l'accumulation : c'est la zone d'ablation.

La zone d'accumulation

Un glacier ne peut survivre très longtemps sans sa zone d'alimentation. C'est pour cela que nombre de glaciers, à travers les Alpes ou ailleurs, sont en sursis car ils n'ont plus cette zone d'accumulation. Dans les régions alpines, la zone d'accumulation se situe en moyenne au-dessus de 2 900 m d'altitude, tandis que dans les Andes tropicales ou en Himalaya il faut aller la chercher vers 5 000-5 500 m.

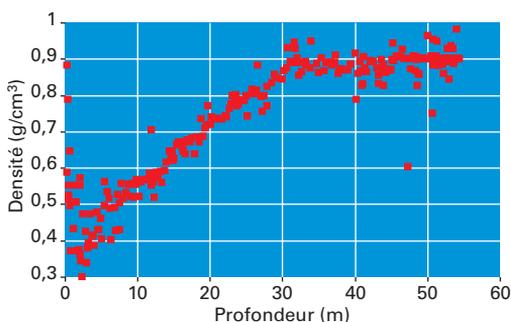
À haute altitude – vers 4 000 m dans les Alpes – la fonte estivale est réduite à presque rien et seules des chaleurs estivales exceptionnelles comme celles de 2003 peuvent faire fondre de la neige au-dessus de 4 300 m, mais cette fonte ne concerne que les premiers centimètres de la surface. Les rumeurs selon lesquelles la fonte de 2003 aurait fait baisser l'altitude du mont Blanc sont infondées. Les observations menées par le LGGE au Dôme du Goûter et au sommet du mont Blanc montrent que l'altitude de ces petites calottes glaciaires est pratiquement insensible au réchauffement climatique. Des forages en profondeur jusqu'à 130 m de profondeur dans la glace du col du Dôme du Goûter indiquent une température d'environ -11 °C, ce qui représente en fait la température atmosphérique moyenne annuelle à

cette altitude. Avec de telles températures, le glacier est collé à son lit rocheux et le glissement est inexistant. Avec une température située en dessous de 0 °C jusqu'au lit rocheux, de tels glaciers sont qualifiés de « froids ». De surcroît, les précipitations au-dessus de 4 300 m sont solides toute l'année, c'est-à-dire qu'elles tombent sous forme de neige. Il arrive néanmoins qu'il pleuve, mais ces épisodes restent exceptionnels.

Plus bas, en dessous de 4 000 m, la fonte estivale est assez intense pour produire de l'eau de fonte en surface qui s'infiltré en profondeur dans le névé et réchauffe le glacier pour le mettre sur toute son épaisseur à température de fusion (0 °C) : le glacier est alors dit « tempéré ».

En zone d'accumulation, la neige peut mettre beaucoup de temps avant de se transformer en glace (voir encadré 11). Par exemple, au col du Dôme, à 4 250 m, la glace est atteinte sous 50 à 60 m de névé, pour une épaisseur totale du glacier de 130 m. À cette profondeur, la glace est vieille de 10 à 20 ans, tandis qu'au contact du lit rocheux, elle a plus de 150 ans. Vers 3 500 m, la neige se transforme beaucoup plus vite. D'après les forages effectués par le LGGE au col du Midi, la transition neige/glace se situe à 30 m de profondeur et l'épaisseur totale du glacier est de 180 m. Ce changement d'état de la neige à la glace requiert environ cinq ans.

Sur les calottes de glace tropicales comme celle du Chimborazo à 6 260 m, les carottages profonds réalisés par l'IRD ont trouvé le névé (densité d'environ 0,6) vers 10 m, puis la glace autour de 30 m de profondeur (fig. 41). À 30 m de profondeur, la glace a environ 40 ans.



Source : Great Ice, IRD.

Figure 41
Évolution de la densité de la neige, du névé et de la glace (en y) en fonction de la profondeur (en x) au sommet du Chimborazo en Équateur (1° S) selon un carottage jusqu'au lit rocheux effectué en décembre 2000.



© IRD/B. Franco

Comment la neige se transforme en glace...

Encadré 11

La neige est un assemblage de cristaux de morphologies variées et de symétrie hexagonale. «Poudreuse», elle a une densité très faible, comprise entre 0,05 et 0,20 g/cm³.

Les premières transformations que la neige subit sont mécaniques : les branches des cristaux se cassent sous l'effet du vent et de la chute des flocons. Ensuite, des mécanismes thermodynamiques accélèrent sa transformation : les phénomènes de sublimation, condensation, fusion et congélation transforment les flocons en des particules de plus en plus sphériques et les vides compris entre ces sphéroïdes diminuent, ce qui augmente la densité. Les grains se tassent par gravité sous le poids des couches superposées. En théorie, un arrangement compact de grains sphériques de même diamètre devrait conduire à une porosité (rapport d'espace entre les sphères et le volume total) de 26 %, mais en pratique, à ce stade, la porosité ne descend pas en dessous de 40 %, ce qui correspond à une densité de 0,55 avec des billes de glace de densité de 0,91.

Le «névé» peut être défini comme le matériau dont la densité est comprise entre 0,55 et celle de la glace, mais cette définition n'est pas universelle et certains auteurs nomment «névé» de la neige qui a plus d'un an d'âge. À partir de cette densité de 0,55, d'autres mécanismes entrent en jeu, mais ces mécanismes sont plus lents : les grains se soudent entre eux par la formation de ponts, un mécanisme dû à la déformation plastique et à la recristallisation que l'on dénomme le «frittage sous pression». Malgré l'augmentation de la charge avec la profondeur, la vitesse de densification diminue. Dans une gamme de densité de 0,8 à 0,84, le

névé se transforme en glace. Lors de cette transition, l'air dans les pores s'isole de l'atmosphère et des bulles se forment, c'est le «close-off». Ces bulles d'air de la glace du Groenland ou de l'Antarctique sont à l'origine de la richesse exceptionnelle des archives glaciaires et permettent d'analyser la composition de l'atmosphère sur plus de 500 000 ans.

Le névé est donc devenu une glace polycristalline, c'est-à-dire formée de plusieurs grains, avec une densité finale de 0,9 (la densité maximale théorique étant de 0,917 pour de la glace pure sans bulle). Les cristaux grossissent avec le temps tant que la déformation visqueuse de la glace reste faible. Au-delà, l'énergie stockée sous forme de dislocations (défauts linéaires du réseau cristallin) induit une recristallisation. Si celle-ci est associée à une vitesse de déformation rapide, la taille des grains peut diminuer, ce qui se produit à la base des glaciers tempérés. Au contraire, dans les calottes polaires où la recristallisation est associée à une vitesse de déformation beaucoup plus lente, la taille des cristaux peut atteindre plusieurs centimètres.

Dans la réalité, les mécanismes de transformation de la neige sont très complexes et variés. Dans les régions alpines d'altitude modérée, l'infiltration des eaux de fonte à travers la couche de neige accélère la transformation de neige en glace : c'est le cas des glaciers alpins en dessous de 4000 m d'altitude. Dans les régions polaires, en l'absence de percolation d'eau de fonte, les phénomènes de sublimation/condensation activés par un fort gradient de température dans le manteau neigeux peuvent conduire à la formation de givre de profondeur. En régime tropical, l'énergie de rayonnement reçue de l'atmosphère



© CNRS/C. Vincent

Puits au glacier de la Maladetta (Pyrénées espagnoles, mai 1992). Dans le manteau neigeux hivernal, on distingue des strates de poussières qui peuvent correspondre à des vents de sable. Sous la neige de l'hiver, on remarque la glace de couleur sombre.

est très forte tout au long de l'année, et elle est capable de produire en surface au cours de la journée une fusion limitée suivie d'un regel nocturne, ce qui conduit à la formation de minces couches de glace.

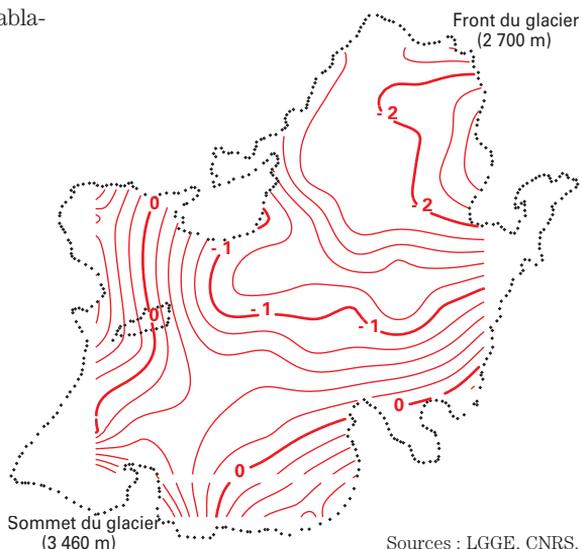
Page gauche : dans la zone d'accumulation du glacier Artezonzaju (Cordillère Blanche du Pérou), vers 5 400 m. Sur ce glacier des tropiques, les cycles annuels sont visibles, la saison sèche étant marquée par un niveau de névé sali par des poussières sur quelques décimètres d'épaisseur. Le cycle d'accumulation de l'été austral est interrompu par des épisodes de fonte, d'où de fréquentes petites couches de glace.



La ligne d'équilibre

Dans les Alpes, vers 2900 m en moyenne, la fonte estivale compense l'accumulation hivernale et, de fait, toute la neige accumulée au cours de la saison hivernale, entre le mois d'octobre et le mois de mai, disparaît au cours de l'été, un processus s'effectuant sur toute la durée de la saison d'ablation. En reliant les points de cette région du glacier où les bilans de masse de surface sont nuls, on trace la « ligne d'équilibre » (voir fig. 42). Celle-ci est bien visible sur les glaciers alpins à la fin de la saison hydrologique (en septembre-octobre), car elle sépare la zone d'accumulation encore recouverte de la neige blanche de l'hiver précédent de la zone d'ablation constituée de glace grise.

Figure 42
Bilans de masse moyens (1982-2003) déduits des observations du glacier de Saint-Sorlin et position de la ligne d'équilibre (bilan = 0). Ces valeurs correspondent à la quantité de neige ou de glace que le glacier gagne (valeur positive) ou perd (valeur négative) sur cette période. Les quantités de neige ou de glace sont exprimées en mètres d'eau pour être comparables. Sur la période considérée, les bilans de masse sont très déficitaires et indiquent une ligne d'équilibre très haute, située vers 2950 m d'altitude, soit à 400 m environ en dessous du sommet du glacier.



Sources : LGGE, CNRS.



© CNRS/C. Vincent

En réalité, la localisation de la ligne d'équilibre peut être complexe si les bilans de masse ont été très négatifs : la ligne d'équilibre est alors très haute, et la zone d'ablation peut comporter des névés des années précédentes qui font des auréoles à la surface du glacier dans toutes les nuances de gris. Mais c'est aussi le cas lorsque la fonte dans la zone d'accumulation produit de l'eau qui s'écoule en surface et vient regeler en contrebas dans la zone d'ablation : se forme ainsi une glace « de regel », qui indique une ligne d'équilibre plus basse que la ligne de névé. Ces glaces de regel sont très fréquentes sur les glaciers des hautes latitudes, comme au Svalbard.

La zone d'ablation

En descendant le long du glacier, la fonte estivale augmente et le bilan de masse diminue. Dans les Alpes, les bilans de masse de surface peuvent atteindre des valeurs de -1 m d'eau/an vers 2700 m, -3,5 m d'eau/an vers 2400 m, et -7,5 m d'eau/an vers 1800 m d'altitude (soit la perte de 8 m de glace par an). Ils sont contrôlés en grande partie par la quantité d'énergie transmise au glacier par l'atmosphère (voir chap. 8). Comme cet apport d'énergie est très variable d'une année à l'autre, les bilans de masse varient dans les mêmes proportions, soit de

Partie haute du glacier d'Argentière (massif du Mont-Blanc), laissant apparaître à la fin de l'été la ligne de névé (limite blanc/gris), ainsi qu'une autre ligne d'une année antérieure. Dans les Alpes, cette limite peut être assimilée à la ligne d'équilibre, c'est-à-dire à la limite entre la zone d'accumulation (bilan de masse positif) et la zone d'ablation (bilan de masse négatif).

l'ordre de 1 m d'eau dans les Alpes (valeur de l'écart-type). Mais ils sont aussi fortement influencés par la couverture morainique, c'est-à-dire par la couche de débris rocheux qui s'accumulent en surface suite aux éboulements des faces rocheuses qui dominent le glacier⁶². Si des éboulements se produisent en zone d'accumulation, les rochers sont enfouis sous les couches de neige successives et voyagent en profondeur. Arrivés en zone d'ablation, ils émergent peu à peu par abaissement de la surface : c'est la raison pour laquelle on voit apparaître des moraines en plein milieu des glaciers et sur leurs bords à l'aval de la ligne d'équilibre. Lorsque ces débris morainiques ont quelques décimètres d'épaisseur, ils protègent le glacier de la fusion, car les rochers ne s'échauffent

⁶² Lorsque l'on veut étudier les variations climatiques à partir de la mesure des bilans de masse, il faut donc éviter ces zones.



© IRD/B. Franco

qu'en surface sous l'effet du rayonnement et sont de très mauvais conducteurs de la chaleur. Au contraire, avec une épaisseur de quelques centimètres seulement, ils s'échauffent entièrement et accélèrent la fusion. L'albédo (pouvoir réfléchissant) de ces matériaux étant en général plus faible que celui de la glace, ils absorbent mieux le rayonnement solaire et conduisent ensuite la chaleur en direction de la glace pour la faire fondre. Ainsi, les petits cailloux, graviers, sables posés sur le glacier s'enfoncent dans la glace et forment des trous (dits « trous à cryoconite »), tandis que les gros blocs, eux, protègent la glace et se retrouvent perchés à la fin de l'été au-dessus de la surface du glacier, formant ces curieuses « tables glaciaires » à côté desquelles les promeneurs se plaisent à se faire photographier...

Les zones crevassées jouent également un rôle sur la fonte, car elles exposent au rayonnement solaire une surface de glace beaucoup plus importante. Cependant, cet effet est difficilement quantifiable, car les observations sur un champ de crevasses ayant pour objectif de le mesurer ne sont pas des plus faciles à réaliser !

L'accumulation et l'ablation au fil de l'année hydrologique

Les saisons d'accumulation et d'ablation varient beaucoup selon que l'on se trouve en régions arctiques, tempérées ou tropicales. Dans les

Table glaciaire dans la zone d'ablation du glacier Charquini Sur, en Bolivie, vers 5 000 m. Ce bloc protège la glace de la fusion et se retrouve perché sur un îlot de glace.

régions froides de très haute latitude, les précipitations sont faibles, l'accumulation est donc réduite et l'ablation l'est aussi. Pour caractériser le climat régional, les glaciologues ont inventé la notion de « régime », somme de l'accumulation et de l'ablation sur l'ensemble du glacier, et celle de « régime spécifique », même valeur divisée cette fois par la surface du glacier. Ainsi les glaciers de l'Arctique ont-ils un régime réduit, tandis que les glaciers des zones tempérées et maritimes ont un régime élevé, puisque à la fois accumulation et ablation sont importantes. Les glaciers tropicaux, cantonnés à haute altitude (5 000 m et plus), ont un régime plutôt faible, mais le cycle saisonnier y est particulier : l'accumulation se produit au moment où l'ablation est forte, du fait de la coïncidence de la saison des précipitations avec l'été.

Commençons par la saison hivernale, qui marque l'arrivée des précipitations neigeuses. Dans les Alpes, elle débute en général vers le milieu du mois de septembre, mais selon les années, il arrive que les langues glaciaires à basse altitude soient encore dépourvues de neige jusqu'au mois de décembre. Au cours de la saison hiver-

nale, l'accumulation de neige croît avec les précipitations, cependant des épisodes de fonte peuvent se produire à basse altitude même au cœur de l'hiver, mais cette fonte intervenant au cours de belles journées ensoleillées reste très limitée au-dessus de 2500 m. Le manteau neigeux augmente donc son épaisseur jusqu'au mois de mai.

À partir du mois de mai (là encore, pas de date fixe), commence la saison estivale. Les processus de fusion prennent le pas sur l'accumulation, sauf à très haute altitude au-dessus de 4000 m, et contribuent à réduire le manteau neigeux. Au-dessus de 2900 m, la fonte estivale n'est pas suffisante pour faire disparaître le manteau neigeux hivernal, aussi, au terme de la saison estivale vers le mois de septembre, il restera de la neige de l'hiver, qui donnera un bilan de masse de surface positif. En revanche, en dessous de 2900 m, le manteau de neige de l'hiver ne pouvant pas résister à la fonte, la glace sous-jacente va être entamée. À la fin de la saison estivale, le bilan de masse sera alors négatif. Ce schéma est une vision simplifiée de la réalité, car des événements neigeux peuvent également se produire en plein été en zone d'ablation et stopper net la fonte pour quelques jours. En moyenne cependant, ces événements sont peu significatifs, sauf à très haute altitude.

La figure 43 présente une sorte de calendrier simplifié de ce qui se passe sur un glacier alpin au cours de l'année.

Comment mesure-t-on le bilan de masse ?

Plusieurs méthodes sont possibles pour mesurer le bilan de masse suivant les résultats attendus. On peut mesurer, site par site, les deux termes du bilan de masse de surface (accumulation et ablation) puis extrapoler ces observations à l'ensemble de la surface du glacier. D'autres méthodes permettent d'obtenir directement la variation de masse totale d'un glacier.

Les mesures directes de l'accumulation et de l'ablation

Les valeurs d'accumulation sont mesurées à la surface d'un glacier en forant la couche de neige et le névé à l'aide d'un carottier manuel. Ces observations sont réalisées dans les Alpes au début du mois du mai, alors que l'accumulation est maximale. Dans la zone d'accumulation, ce

type de forage atteint le névé de l'année précédente ; en zone d'ablation, il parvient à la couche de glace. Dans la première, le névé de l'hiver précédent est facilement repérable par simple examen visuel de la stratigraphie, car la structure du névé, compacte avec de gros grains, est très différente de celle de la neige à grains fins de l'hiver finissant. Les carottes extraites sont mesurées et pesées afin d'en déduire la densité de la neige à chaque profondeur. Ces valeurs de densité sont utilisées pour calculer la valeur en eau de l'accumulation hivernale. À titre d'exemple, on mesure dans le massif du Mont-Blanc des accumulations hivernales (octobre à mai) de 2 à 3 m d'équivalent-eau au-dessus de 3000 m, et de 1 à 2 m d'équivalent-eau vers 2700 m.

L'ablation est mesurée par l'implantation de balises dans le glacier à plusieurs mètres de profondeur. Une sonde émettant un jet de vapeur fore dans la glace des trous de 10-12 m de profondeur dans lesquelles sont implantés des jalons en bois ou des tubes de PVC (ou d'aluminium) reliés par une chaînette métallique ou un cordon de nylon. L'ablation au niveau de la balise est déduite de la mesure de son émergence au-dessus de la surface du glacier au fil du temps (années, semestres ou mois). On prend bien entendu en compte la densité moyenne de la matière (glace, névé, neige) qui a été ajoutée ou retranchée à la surface d'origine.

Ces observations sur l'accumulation et l'ablation fournissent en quelques sites les valeurs du bilan de masse de surface. Le bilan de masse total du glacier (sa variation de masse) se calcule en extrapolant ces valeurs ponctuelles à l'ensemble de sa surface. Pour ce faire, on affecte à chaque valeur de bilan de masse la surface du glacier pour laquelle cette valeur de bilan est supposée représentative, un exercice assez subjectif qui requiert une bonne connaissance des lieux.

On pourrait objecter que cette méthode ne tient pas compte de la perte de masse en profondeur, liée à la fonte du glacier au contact du lit rocheux. En réalité, à l'exception des glaciers localisés sur des régions volcaniques, comme le glacier du Vatnajökull en Islande, le flux de chaleur venant du sol (**flux géothermique**) est en moyenne de $0,05 \text{ W/m}^2$, soit environ 10 000 fois plus faible que la quantité de chaleur moyenne apportée par le rayonnement solaire. Aussi, en considérant la chaleur latente de fusion de la glace ($334\,000 \text{ J/kg}$), ce flux ne peut faire fondre que quelques millimètres de glace en une année, ce qui est tout à fait négligeable par rapport à la fonte observée en surface.

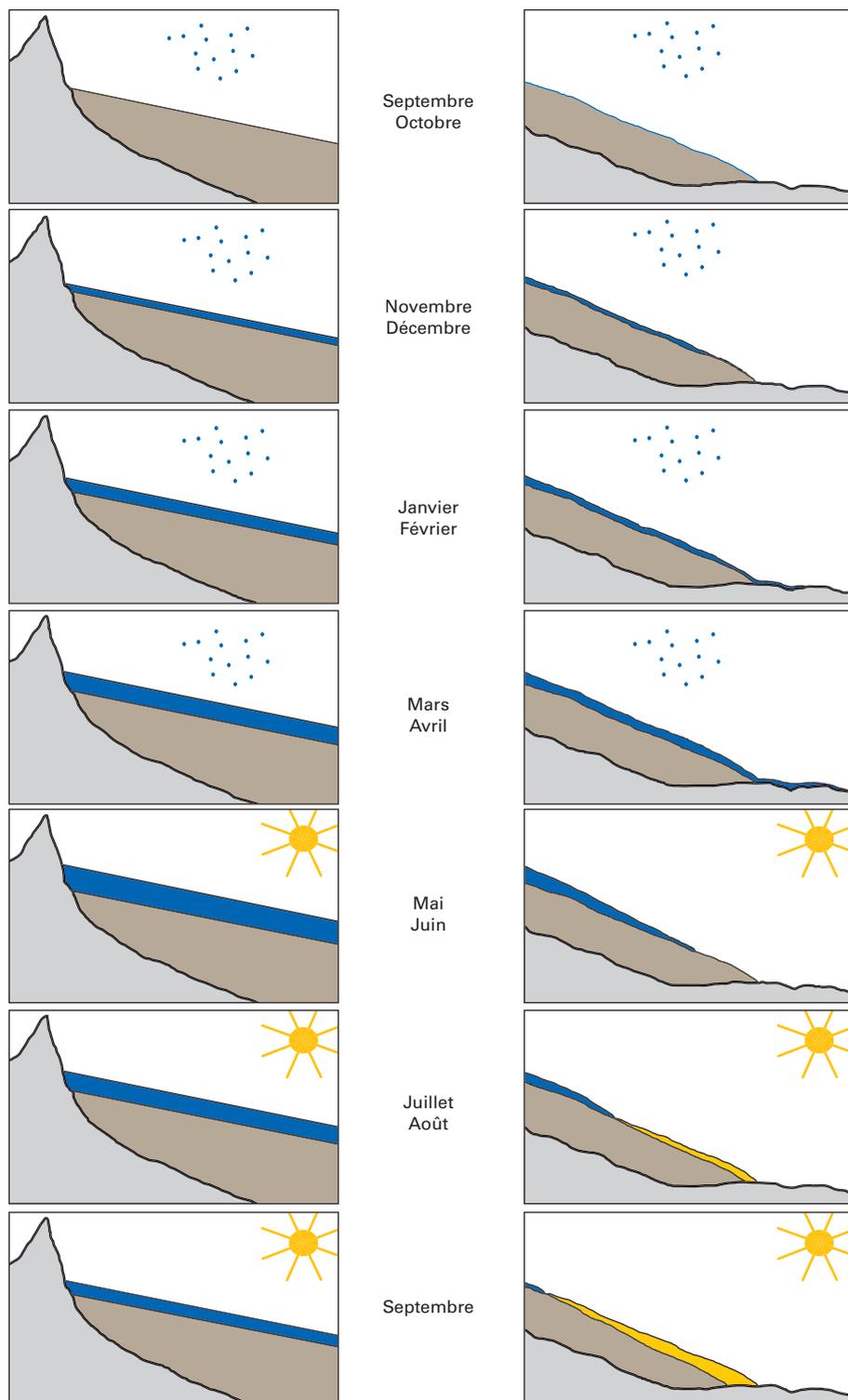


Figure 43

Schéma simplifié de l'évolution des bilans de masse de surface pendant une saison hydrologique dans les Alpes, à gauche dans la zone haute d'un glacier vers 3 500 m d'altitude, à droite au front d'un glacier vers 2 500 m. En bleu, l'accumulation de neige, en jaune l'ablation de glace. Le soleil indique les périodes d'ablation, les autres situations sont des périodes d'accumulation. Il s'agit là d'une année moyenne.



Mesure de l'accumulation de neige au mois de septembre réalisée avec un carottier manuel dans la partie haute du glacier de Gébroulaz (Haute-Savoie). Les carottes extraites sont pesées et mesurées pour convertir les épaisseurs de neige et de névé en équivalents-eau. Sur cette photo, on distingue bien la zone d'accumulation (blanche) et la zone d'ablation (sombre).

Creusement d'un puits à neige sur la calotte sommitale du Chimborazo (Équateur) à 6 240 m. La densité de la neige et du névé est ensuite mesurée sur chaque couche et la stratigraphie est décrite. À noter le début de formation des pénitents entourés de givre, quelques jours seulement après la dernière chute de neige.





© IRD/P. Wagnon

L'estimation du bilan de masse par des mesures photogrammétriques et hydrologiques

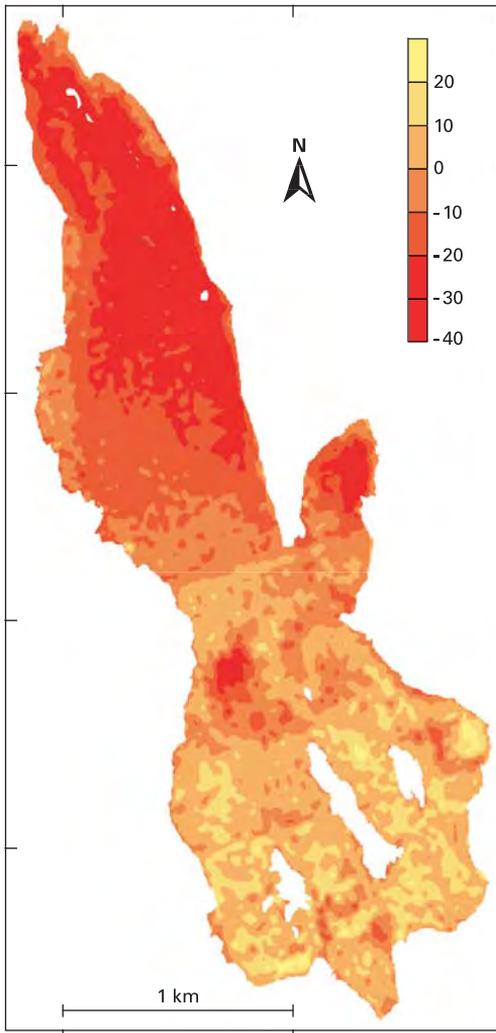
La solution la plus rigoureuse consisterait à peser le glacier chaque année ! Comme cela est impossible, il faut se contenter d'estimer sa variation de masse. Comment procède-t-on ?

La première méthode consiste à évaluer les variations d'épaisseur sur l'ensemble de la surface glaciaire grâce à des mesures topographiques de terrain précises qui permettent, par exemple, de mesurer les altitudes de la surface et de les comparer une année sur l'autre. Mais, même avec des récepteurs GPS géodésiques précis, il est impossible de parcourir toute la surface d'un glacier, surtout si celui-ci est de grande taille et accidenté de zones inaccessibles parce que raides et crevassées. En revanche, les outils photogrammétriques (voir encadré 7, p. 97) permettent de dresser des cartes complètes d'un glacier à partir de photos aériennes avec une précision du décimètre ou du mètre suivant leur qualité et leur échelle. Cette méthode est souvent utilisée pour valider les bilans de masse d'un glacier obtenus par la méthode décrite plus haut sur une période de 5, 10 ans ou plus. Elle a l'avantage, en outre, de permettre de remonter dans le temps grâce à l'utilisation des photographies aériennes des décennies écoulées. La figure 44 donne un exemple de mesure des variations d'épaisseur du glacier de Gébroulaz (Vanoise, Alpes françaises) de 1953 à 2003 à partir de clichés photogrammétriques. Avec ces données, on calcule la variation de volume du

Mise en place de balises destinées à établir le bilan de masse et à mesurer la vitesse de l'écoulement sur le glacier Chhota Shigri (Himachal Pradesh, Inde) vers 5 200 m. On utilise une sonde à vapeur légère, alimentée par un mélange de propane-butane. Cette sonde est capable de forer, en 30 min environ, un trou de 4 cm de diamètre et de 10-12 m de profondeur, dans lequel on introduit ensuite 5 ou 6 jalons en bois reliés entre eux, qui forment une balise.

glacier entre ces deux années. Au prix de quelques approximations, on passe de la variation de volume à la variation de masse en équivalent-eau en affectant le matériau d'une densité estimée. Il est probable que d'ici peu l'imagerie satellitaire fournira les mêmes résultats, mais ce n'est pas encore le cas.

Une autre approche, indirecte également, pour estimer le bilan de masse total du glacier consiste à établir son bilan hydrologique à partir de ses deux composantes majeures, l'une entrant sur le glacier, les précipitations solides, l'autre en sortant, les volumes d'eau écoulés par le torrent émissaire. Cette méthode part d'une idée simple : si le glacier perd de la masse, une partie de celle-ci doit se retrouver dans les volumes d'eau écoulés. En fait, ce n'est pas si simple que cela ! Ces volumes écoulés comprennent les eaux de fonte du glacier, mais aussi les eaux de fonte des surfaces enneigées du même bassin versant situées en dehors du



Sources : LGGE, CNRS.

Figure 44
Carte des variations d'épaisseur (en m)
du glacier de Gébroulaz entre 1953
et 2003 obtenue par la méthode
photogrammétrique. Les couleurs sont
d'autant plus foncées que les pertes
d'épaisseur sont élevées. L'écoulement
du glacier se fait vers le nord-ouest.

glacier. De plus, les débits n'incorporent pas toute la quantité d'eau qui s'est échappée du glacier par ablation. Il y a celle qui s'est infiltrée dans la roche et dans les formations superficielles, et celle qui s'est échappée par évaporation et par sublimation. Aussi, estimer la variation de masse du glacier à partir des débits hydrologiques requiert non seulement de disposer d'un seuil (ouvrage en béton équipé d'un limnigraphe) pour réaliser des mesures hydrologiques permanentes, mais aussi d'évaluer les quantités de neige tombées dans le bassin versant sur le glacier et en dehors du glacier pour les comparer ensuite aux volumes écoulés. Sans parler des pertes par infiltration et évaporation/sublimation qu'il faut bien estimer, faute de pouvoir les mesurer...

Cette méthode est, par exemple, utilisée par les glaciologues suisses pour estimer le bilan de masse du glacier d'Aletsch, à défaut de pouvoir

y effectuer des mesures directes sur l'ensemble d'une surface de 127 km²! Mais la comparaison des bilans de masse ainsi obtenus avec les résultats issus des techniques photogrammétriques montre que la méthode hydrologique est entachée d'erreurs difficiles à corriger. Ces erreurs ne peuvent être corrigées que sur de petits glaciers, comme celui du Zongo en Bolivie (1,8 km²), où les bilans hydrologiques servent d'outils de validation pour les bilans glaciologiques.

Ces méthodes permettent d'appréhender la variation totale de la masse du glacier, mais la variation de masse d'un glacier dépend aussi de sa taille. Pour obtenir des valeurs comparables de glaciers à glaciers, on divise la variation de masse par la surface et l'on obtient ainsi le **bilan spécifique**, exprimé en mètres (ou millimètres) d'eau par an. Le bilan spécifique annuel est ainsi la variation d'épaisseur moyenne, en équivalent-eau, observée sur l'ensemble de la surface du glacier. En raisonnant en termes climatiques, on peut objecter que le bilan spécifique est encore dépendant de la taille du glacier : en effet, un glacier en pleine récession aura un bilan spécifique d'autant plus négatif qu'il est éloigné des conditions d'équilibre, autrement dit, que sa surface n'est pas ajustée aux conditions climatiques actuelles. Les exemples les plus frappants sont ces petits glaciers dépourvus de zones d'accumulation permanentes. Ils perdent continuellement de la masse car leurs langues glaciaires sont trop grandes et n'ont pas eu le temps de se réajuster aux conditions climatiques actuelles, aussi sont-ils fortement exposés à l'ablation. Il est nécessaire d'en tenir compte lorsque l'on souhaite analyser les variations climatiques à partir des bilans de masse spécifiques.

Davantage que les fluctuations des fronts, le bilan de masse s'est donc imposé comme la donnée de base à collecter pour relier le glacier au climat. Essayons à présent d'analyser ses deux termes, l'accumulation et l'ablation, ce qui nous conduira aux variables atmosphériques qui jouent un rôle dominant sur l'évolution des glaciers.

Comment le climat influence-t-il les glaciers ?



© IRD/B. Francon

Le climat conditionne les bilans de masse des glaciers en modifiant le volume des apports et des pertes qu'ils connaissent. Les gains de masse proviennent de l'accumulation de la neige, alors que les pertes sont dues à l'ablation au contact de l'atmosphère. Dans certains cas toutefois, l'ablation survient quand les glaciers « vèlent » directement dans la mer ou dans des lacs, abandonnant des icebergs qui fondent peu à peu au contact de ces masses d'eau. Dans ce chapitre, nous nous limiterons aux influences de l'atmosphère, et en particulier aux précipitations solides et au bilan d'énergie.

L'accumulation nette et les précipitations solides

L'accumulation sur un glacier intègre les précipitations solides (neige, grésil, givre) provenant de l'atmosphère et les masses de neige apportées par les vents ou les avalanches. Dans les

régions montagneuses, à l'exception des surfaces situées à très haute altitude, les précipitations augmentent avec l'altitude en raison de l'effet orographique. Au-delà d'un seuil d'altitude, les masses d'air finissent par s'assécher et les précipitations diminuent.

Dans les Alpes, les précipitations annuelles augmentent avec l'altitude à raison de 0,5 m à 1 m pour 1 000 m de dénivelé, mais il s'agit là d'une valeur qui peut varier de façon considérable d'un site à l'autre. Ce gradient est dû au refroidisse-

ment de l'air avec l'altitude, lequel diminue la pression de vapeur saturante et fait se condenser une partie de plus en plus importante de la vapeur d'eau. Ainsi, dans 1 m³ d'air à une pression atmosphérique de 850 hPa (hectopascals), la quantité d'eau sous forme de vapeur est au plus de 14 g à 20 °C, de 9 g à 10 °C puis d'un peu moins de 5 g à 0 °C. À -10 °C, à la même pression, la quantité de vapeur d'eau présente dans 1 m³ d'air saturé n'est plus qu'environ de 2 g. Mais ces valeurs baissent aussi quand la pression diminue, donc quand l'altitude augmente : c'est l'une des raisons pour lesquelles, à très haute altitude (Andes, Himalaya), les précipitations tendent à diminuer en direction des plus hauts sommets.

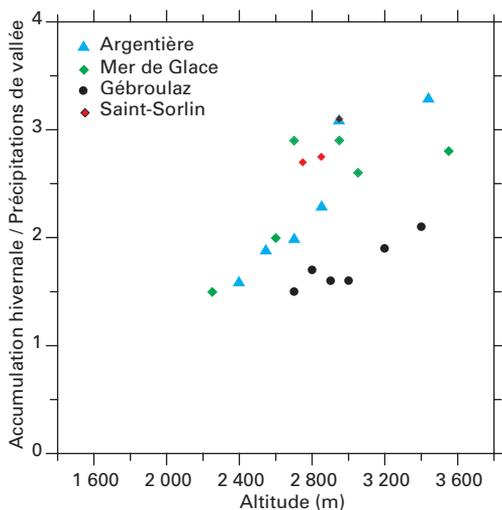
Le surplus d'eau forme des gouttelettes ou des cristaux de glace qui constituent les nuages et donnent naissance aux précipitations sous forme de neige ou de pluie. Si ces précipitations sont solides, elles participent directement à l'accumulation du glacier. Si elles sont liquides, soit l'eau regèle en profondeur dans le manteau neigeux si ce dernier est froid, soit elle s'écoule à la surface de la glace comme l'eau de fonte.

Mais les précipitations en provenance de l'atmosphère ne représentent qu'une partie de l'accumulation mesurée sur une surface donnée. Suivant la configuration du bassin versant, les accumulations observées peuvent être très variables d'un site à l'autre, car elles dépendent aussi des avalanches ou de l'effet du vent. Les mesures effectuées sur plusieurs sites du massif du Mont-Blanc par le LGGE sont révélatrices de cette variabilité spatiale : à 4300 m, au sommet du Dôme du Goûter, l'accumulation annuelle est de 20 cm d'eau par an (environ 50 cm de neige), alors qu'en contrebas, à 300 m de distance à peine, elle atteint 300 cm d'eau par an. Aussi,

l'estimation de l'accumulation totale à l'échelle d'un glacier exige que l'on entreprenne des mesures sur l'ensemble de sa surface. Pour des études climatiques, il est important d'effectuer les observations toujours sur les mêmes sites afin de pouvoir faire des comparaisons d'une année sur l'autre. Ainsi, on a pu montrer, en réalisant des comparaisons d'un site à l'autre, que les variations de l'accumulation hivernale dans le temps étaient bien corrélées aux variations des précipitations hivernales enregistrées dans des stations météorologiques (fig. 45).

Dans les bassins versants des glaciers, les accumulations hivernales sont proches de zéro sur les parois raides (sous-accumulation) ; en revanche, sous l'effet du vent, elles sont très amplifiées dans les régions horizontales (sur-accumulation). Dans le bassin d'accumulation de la Mer de Glace ou du glacier d'Argentière, les accumulations hivernales peuvent ainsi atteindre des valeurs trois fois supérieures aux précipitations relevées à la station de Chamonix, située à quelques kilomètres de là.

Après le mois de mai, à basse altitude, c'est-à-dire en dessous de 2500 m, les précipitations tombent le plus souvent sous forme liquide et ne participent pas à l'accumulation du glacier. Mais entre 2500 et 3000 m environ, il n'est pas rare qu'elles arrivent sous forme solide, même en plein été. Ces quantités de neige estivales restent, malgré tout, limitées et contribuent peu à la variation de masse. En revanche, elles augmentent le pouvoir réfléchissant (albédo) du névé et font diminuer ainsi, pour quelques jours, les taux de fonte journaliers. Au-dessus de 3000-3200 m, les précipitations estivales sous forme de neige sont significatives, et même parfois supérieures à la fonte. Il peut en résulter un bilan de masse estival positif, comme ce fut le cas durant l'été 2001 au-dessus de 3300 m dans le massif du Mont-Blanc. Enfin, les processus d'accumulation interne peuvent apporter une contribution significative du bilan de masse de la partie haute des glaciers : par *accumulation interne*, on entend le regel en profondeur dans le névé de l'eau qui provient de la fonte de surface, mais cet apport est difficile à quantifier.



Source : Vincent, 2002.

Figure 45
Rapport entre l'accumulation hivernale observée sur le glacier et les précipitations hivernales mesurées dans les stations des vallées voisines en fonction de l'altitude. Comme on le voit, ce rapport peut atteindre des valeurs supérieures à 3.



© W. Tamayo

Repérage stratigraphique de l'accumulation annuelle sur les lèvres d'une crevasse. Ce type d'observation peut fournir une estimation très grossière de l'accumulation, et la mesure de celle-ci doit être réalisée, pour obtenir des données précises, soit par carottage, soit dans un puits creusé à cet effet. Glacier Uruashraju, Cordillère Blanche du Pérou.



Dans les Andes tropicales, vers 6 000 m d'altitude, la mesure des cycles annuels d'accumulation donne des valeurs presque toujours comprises entre 0,5 m et 1 m d'eau par an. Il est rare de sortir de cette fourchette, surtout pour des valeurs supérieures. De telles accumulations nettes suggèrent, compte tenu de l'effet non négligeable de l'érosion de la neige lors de périodes ventées et favorables à la sublimation, des précipitations proches de un mètre d'eau par an. Le dépassement de cette valeur à pareille altitude est limité physiquement par la tension de vapeur d'eau contenue dans l'air, car la pression atmosphérique y est voisine de 400 hPa. Quant à la variabilité spatiale du manteau neigeux, elle est moins importante sous les tropiques que dans les Alpes, car les précipitations tombent en été et à une température proche de 0 °C, dans une atmosphère peu agitée par les vents, et la métamorphose de la neige au sol est très rapide en raison de l'intense énergie de rayonnement propre à cette période de l'année : la densité 0,4-0,45 g/cm³ est atteinte dans les heures qui suivent la chute. La fusion n'atteint des valeurs élevées à haute altitude que dans des conditions très particulières, lorsque, pour une raison ou une autre, l'albédo est modifié par rapport aux valeurs normales de la neige fraîche ou du névé. C'est le cas lorsque interviennent des pluies de cendres volcaniques intenses qui abaissent de façon brutale l'albédo de la neige et engendrent sa fusion partielle.

Pénitents de glace formés au sommet du Chimborazo (6 267 m), en Équateur, à la suite des pluies de cendres venant du Tungurahua. Ces pénitents ont ensuite été recouverts de givre. Vue depuis le sommet Whympier en direction du sommet Ventimilla, où se trouvent les tentes du carottage. Photo prise en décembre 2000.

La fusion ne provoque pas l'abaissement de la surface parallèlement à elle-même, mais participe, avec la sublimation, à la formation de vastes champs de pénitents : tandis que la fusion accuse les creux où elle se concentre, la sublimation, moins efficace en termes de taux d'ablation, contribue à maintenir les aspérités (voir encadré 12). La fusion peut être assez forte pour que les eaux percolent en profondeur dans le profil sur plusieurs dizaines de mètres. Ces eaux contribuent donc à « réchauffer » le névé froid avant de regeler éventuellement plus bas. Une telle situation s'est produite en 2000 sur la calotte sommitale du Chimborazo en Équateur après l'explosion du volcan Tungurahua situé à moins de 50 km. Les archives glaciaires récupérées cette année-là par un carottage effectué par l'IIRD ont été fortement perturbées par ces eaux de fusion circulant dans le profil : dans de telles conditions, de nombreuses analyses chimiques n'ont pu être effectuées.

Les « pénitents » doivent leur nom aux bonnets pointus portés par les membres des confréries religieuses espagnoles. Ces pointes ou ces lames constituées de neige ou de glace sont orientées dans la direction du soleil à midi et semblent s'aligner les unes derrière les autres, comme leurs éponymes lors des processions de la Semaine Sainte. Pour que les pénitents se développent, plusieurs conditions doivent être réunies : un rayonnement solaire intense, une période de plusieurs semaines sans précipitations importantes, des conditions atmosphériques sèches et froides qui limitent en surface la fusion et favorisent la sublimation.

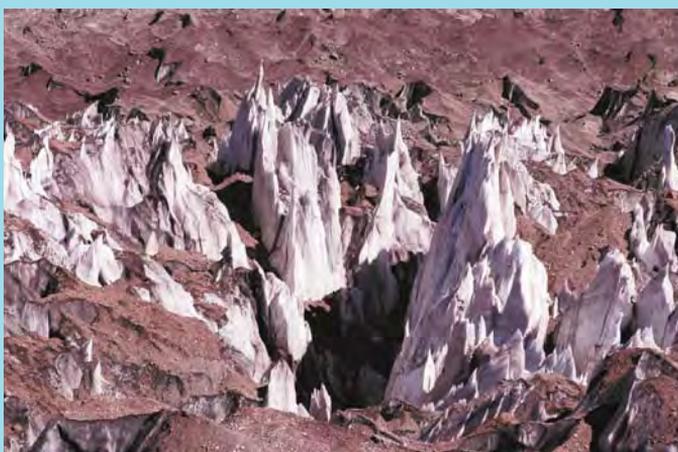
Comprendre comment ils se développent à partir d'une surface lisse n'est pas facile, mais il faut savoir qu'un champ de neige est rarement régulier après les chutes, et quantité d'aspérités sont formées par le vent. Les bosses et les creux vont absorber le rayonnement solaire de façon inégale : celui-ci se concentre des bords vers le fond, où l'énergie devient suffisante pour déclencher la fusion. Une fois la glace formée, son faible albédo augmente le pouvoir absorbant des creux, d'autant plus que les poussières atmosphériques tendent à s'y concentrer. De plus, les creux, plus humides, réunissent des conditions proches de la saturation, ce qui favorise la fonte. Aussi, la tendance des creux est-elle de croître aux dépens des bordures qui, sapées à leur base, deviennent de plus en plus acérées, sculptées en aiguilles ou en lames effilées. La partie supérieure du champ de pénitents évolue dans un micro-environnement froid et ventilé où la sublimation est dominante. Ce processus prélève beaucoup d'énergie (plus de 8 fois plus que la fusion), ce qui explique que les lignes de crêtes se maintiennent à peu près à la même hauteur, tandis que leur plancher s'abaisse par fusion, ce qui accentue la hauteur des pénitents.

Les pénitents ont une durée de vie variable qui dépend de la fréquence des chutes de neige (une forte chute égalise la surface), ou de l'humidité et de la température ambiante : ainsi, dès lors que la couche d'air qui recouvre le glacier est saturée de vapeur et à température légèrement positive



© IRD/B. Francou

Pénitents de glace formés sur la zone d'ablation du glacier du Zongo (Bolivie) à 5 000 m. Ces pénitents arrivent à « maturation » en début de saison humide (octobre), puis sont détruits à la suite de l'augmentation de la fonte de surface en novembre et décembre.



© IRD/B. Francou

Pénitents formés sur le glacier Los Horcones Inferior (Andes argentines), après la crue exceptionnelle (surge) de celui-ci. La hauteur des pénitents situés au centre est de l'ordre de 10 m.

une partie de la journée, la fonte finit par se généraliser et les pénitents se détruisent. Dans les Andes centrales, à basse altitude, une telle situation survient en début d'été, en novembre. Il faut donc à la fois de la fonte et de la sublimation pour entretenir un champ de pénitents, chacun des processus opérant à deux niveaux différents. Si les brouillards givrants passent fréquemment sur les sommets hérissés de pénitents, comme au sommet du Chimborazo, les aiguilles se recou-

vent d'arborescences en choux-fleurs aux contours fantaisistes. Sous les tropiques, les pénitents atteignent régulièrement un mètre de haut et davantage et sont dressés à la verticale. Dans les Alpes, ils peuvent se développer sur un manteau neigeux stable pendant les périodes froides et sèches de l'hiver, mais leur taille ne dépasse pas 30 cm de hauteur et leur orientation est très inclinée sur le sol, conformément aux rayons du soleil en cette période de l'année.

L'ablation et les flux d'énergie en surface

L'une des conséquences directes du réchauffement climatique est d'augmenter la fonte des glaciers. Le réchauffement concerne la température de l'atmosphère, cependant, on oublie souvent que l'ablation est en fait le produit de processus complexes à la surface du glacier qui ne peuvent être identifiés qu'à l'aide d'un bilan d'énergie. L'ablation est facile à mesurer, nous l'avons vu, mais sa physique est complexe, car elle intègre tous les échanges d'énergie qui se produisent entre l'atmosphère et la surface du glacier.

L'énergie qui alimente l'ablation provient à l'origine du rayonnement solaire. Une partie seulement du rayonnement solaire direct arrivant au sommet de l'atmosphère parvient à la surface de la Terre. Comprendre ce qui se passe à la

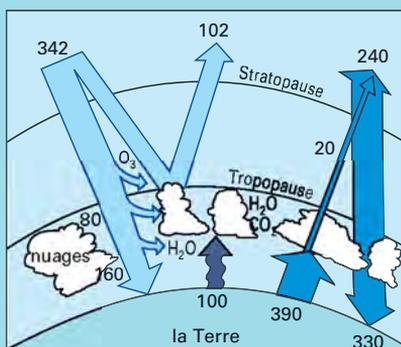
surface d'un glacier suppose que l'on examine les transferts d'énergie qui se produisent entre la troposphère – l'enveloppe atmosphérique la plus proche de la surface, comprise entre la surface et environ 10-15 km d'altitude, et la surface de la Terre. Ces échanges d'énergie font intervenir non seulement le rayonnement solaire, mais aussi les rayonnements réémis par les nuages, la conduction de la chaleur par l'air, l'énergie libérée par la condensation, celle consommée par l'évaporation et l'évapotranspiration. Dans l'encadré 13, nous rappelons quels sont ces échanges entre l'atmosphère et la surface de la Terre dans une situation moyenne.

Quels sont les flux d'énergie qui conditionnent l'ablation ?

Contrairement à ce que l'on croit communément, la fusion n'est donc pas la conséquence directe d'une élévation de température. En fait,

Comment la terre gagne-t-elle et perd-elle de l'énergie ?

Encadré 13



Source : S. Jousseaume, 1999, CNRS Éditions.

Figure 46

Bilan énergétique moyen à la surface de la terre en W/m^2 . Les arcs de cercle successifs de bas en haut représentent la surface de la Terre, la tropopause (sommet de la troposphère) et la stratopause (sommet de la stratosphère), respectivement.

Le rayonnement solaire pénétrant au sommet de l'atmosphère dans le système terrestre correspond à une puissance de $1368 W/m^2$ si on l'intercepte sur une surface perpendiculaire à la direction Soleil-Terre. Nous avons

vu au chapitre 4 que la quantité de cette énergie a pu varier au cours des quatre derniers siècles entre 1360 et $1368 W/m^2$ environ. Compte tenu du fait qu'il se répartit en arrivant sur la Terre sur l'ensemble de la surface d'un sphéroïde, l'apport du rayonnement solaire se réduit en moyenne à $342 W/m^2$, soit quatre fois moins. La presque totalité de ce rayonnement se situe dans les courtes longueurs d'onde ($0,3$ à $1,1$ micromètres). Une partie est réfléchiée par les nuages (environ $102 W/m^2$), une autre (environ $80 W/m^2$) est absorbée par les nuages, la vapeur d'eau diffuse, l'ozone et d'autres gaz comme le CO_2 , les aérosols, etc. (fig. 46). La partie qui arrive au sol ($160 W/m^2$ en moyenne) connaît des fortunes diverses. Les surfaces peu réfléchissantes telles que l'océan, la végétation, certains sols rocheux des déserts absorbent la plus grande partie de ce rayonnement incident. D'autres en réfléchissent une fraction qui peut être très importante : c'est le cas de la neige fraîche, qui peut en renvoyer plus de 90 %. En revanche, la glace absorbe davantage et a un albédo inférieur à 50 %. Les glaciers, suivant qu'ils sont recouverts de neige ou

non, auront donc un albédo tantôt élevé, tantôt faible. Quant à la surface terrestre, elle émet elle-même un rayonnement vers l'atmosphère de l'ordre de $390 W/m^2$, mais dans le spectre des grandes longueurs d'onde (4 à 60 micromètres). Ce rayonnement de grandes longueurs d'onde dirigé vers le haut va, pour sa plus grande partie, être absorbé par la vapeur d'eau et d'autres gaz beaucoup moins répandus comme le gaz carbonique, le méthane, le protoxyde d'azote ou les chlorofluocarburés. L'atmosphère, à son tour, émet un rayonnement infrarouge en deux directions, vers l'espace ($220 W/m^2$), et vers la Terre (environ $330 W/m^2$). Ce flux dirigé vers la Terre constitue le fondement même de « l'effet de serre » : c'est lui qui est responsable du réchauffement des basses couches de l'atmosphère. Pour compléter ce bilan d'énergie, d'autres transferts dits « turbulents » (non radiatifs) interviennent pour environ $100 W/m^2$: ils sont associés aux processus de changement de phase de l'eau (comme l'évaporation des mers, l'évapotranspiration des plantes, la condensation dans les nuages) ainsi qu'à la turbulence de l'air.

il y a peu de liens physiques directs entre la fusion et la température, même si, dans les Alpes et ailleurs, la corrélation entre la température et la fusion est très forte. La fusion résulte de processus physiques complexes (voir encadré 14). Il est difficile de dresser un tableau complet des relations entre les flux d'énergie de surface et l'ablation sur toutes les régions englacées de la planète, tant les situations sont différentes suivant les régions mais aussi suivant l'altitude. Aussi, nous avons choisi ici de prendre deux exemples très contrastés, l'un dans les Alpes, l'autre dans la haute montagne tropicale. Ce « tropisme » alpin et andin vient de ce que les flux d'énergie ont été mesurés et analysés dans ces massifs, ce qui n'est guère le cas dans d'autres massifs de la Terre.

L'ablation dans les Alpes

À l'altitude des glaciers, la radiation solaire incidente de courtes longueurs d'onde est importante, environ 250 W/m^2 en moyenne vers 2500 m au cours des périodes de fonte estivale. Mais elle varie beaucoup selon les glaciers en fonction du relief environnant et de l'exposition. Rappelons que toute cette énergie n'est pas absorbée par le glacier, car une partie est réfléchie directement par sa surface. Plus la glace est sale, plus elle absorbe le flux solaire. Le bilan de ces radiations solaires de courtes longueurs d'onde, dénommé la radiation nette, est d'environ 180 W/m^2 sur l'ensemble de la période estivale à 2100 m dans les Alpes à la surface d'un glacier. La radiation nette diminue en altitude en zone d'accumulation au fur et à mesure que les surfaces se recouvrent de neiges blanches et se dotent d'un albédo plus élevé. Cette radiation nette de courtes longueurs d'onde est la plus grande responsable de la fusion et cela implique que l'albédo de surface contrôle une part essentielle de l'ablation du glacier. La conclusion est la suivante : comme l'albédo dépend de l'état de la surface (neige ou glace), la quantité de neige tombée au cours de l'hiver et les conditions qui maintiennent sa préservation en été sont fondamentales pour le contrôle de la fusion estivale. Ainsi, la quantité de neige hivernale intervient non seulement en apportant de la masse au glacier, mais elle joue aussi un rôle capital sur la fusion via l'albédo de surface.

La radiation incidente de grandes longueurs d'onde provenant des nuages ou de la vapeur d'eau s'élève à environ 280 W/m^2 dans les Alpes au cours de la période estivale. Cet apport est important, mais étant donné qu'une surface de glace à la température de fusion – cas en général des glaciers au cours de la période de fonte

– émet un rayonnement de 316 W/m^2 dans cette gamme de longueur d'onde, le bilan du rayonnement infrarouge incident et émis est faible et négatif : il est de l'ordre de -36 W/m^2 , ce qui veut dire que la surface de la glace perd plus d'énergie qu'elle n'en gagne.

Le **flux de chaleur sensible**, lié à la température et à la turbulence de l'air, atteint des valeurs de 30 à 50 W/m^2 vers 2200 - 2700 m dans les Alpes, mais il est presque négligeable à plus haute altitude. Quant au **flux de chaleur latente** qui est associé à l'évaporation ou à la condensation, il est faible sur les glaciers alpins, en général inférieur à 5 W/m^2 . Il peut avoir un signe positif ou négatif : par exemple, la condensation en surface apporte de l'énergie et le flux est alors positif, tandis que la sublimation est au contraire un gros consommateur d'énergie, et quand elle s'exerce, le flux de chaleur latente est négatif. La sublimation dans les Alpes n'est pas très élevée car ce processus requiert une atmosphère sèche et ventée. Le seul moment de l'année où la sublimation peut être significative, c'est au printemps pendant les périodes anticycloniques froides : on peut observer alors la formation de petits pénitents à la surface des glaciers.

En résumé, l'analyse des flux d'énergie met en avant la radiation nette de courtes longueurs d'onde comme la plus grosse source d'énergie à la surface du glacier. Cette source d'énergie est très variable dans le temps et très dépendante de l'albédo. Le bilan des radiations de grandes longueurs d'onde est en moyenne négatif et il représente une perte d'énergie pour la surface englacée. Ce bilan de grandes longueurs d'onde peut fortement varier dans le temps en fonction de la température de l'atmosphère et du type de couvert nuageux. Les gros nuages cumuliformes d'été, générateurs d'orages, émettent un rayonnement infrarouge en direction de la surface du glacier tout en réduisant le rayonnement incident de courtes longueurs d'onde. Ils limitent aussi les pertes par rayonnement durant la nuit. Le flux de chaleur sensible dépend de la température de l'air et du vent. Il est important mais très variable dans les Alpes. Ces flux ne sont pas indépendants les uns des autres et, dans l'ensemble, on peut dire que les glaciers alpins sont très sensibles aux variations de la température atmosphérique.

Tous ces flux d'énergie peuvent être déterminés à partir des données fournies par une ou plusieurs stations météorologiques qui mesurent les rayonnements toutes longueurs d'onde confondues, incidents et réfléchis, mais aussi la température, l'humidité de l'air et le vent, ces

Les flux d'énergie à la surface d'un glacier

Encadré 14

L'ensemble des échanges de flux entre l'atmosphère et la surface de la neige ou de la glace peut s'écrire sous la forme d'une équation de conservation de l'énergie, en posant que l'énergie consommée est égale à l'énergie apportée :

$$M + G = S \downarrow - S \uparrow + L \downarrow - L \uparrow + H + LE + P \quad (W m^{-2})$$

Les différents termes de ce bilan sont les suivants.

- M est la quantité d'énergie consommée par la fonte.
- G est la quantité d'énergie utilisée pour réchauffer le manteau neigeux, ou le glacier. Ce flux n'est pas nul tant que la température de surface de la neige ou de la glace est inférieure à la température de fusion. Dès que le glacier atteint la température de fusion, ce flux s'annule car toute énergie supplémentaire servira à la fonte.
- $S \downarrow$ est l'énergie qu'apportent les courtes longueurs d'onde du rayonnement solaire ou radiation incidente.
- $S \uparrow$ est la radiation des courtes longueurs d'onde renvoyée par la surface. La somme de ces flux ($S \downarrow - S \uparrow$) s'écrit aussi $S \downarrow (1 - \alpha)$, α représentant l'albédo de la surface, soit le pourcentage d'énergie réfléchi par la surface dans les courtes longueurs d'onde. L'albédo est élevé pour la neige, qui renvoie une grande partie (plus de 85 %) du rayonnement solaire vers l'atmosphère ; en revanche, il est faible pour la glace (10 % pour de la glace sale et 40 % pour de la glace propre) qui absorbe ainsi une forte proportion du rayonnement solaire.
- $L \downarrow$ et $L \uparrow$ sont des rayonnements de grandes longueurs d'onde provenant de l'atmosphère et réémis vers l'atmosphère. Pour l'essentiel, $L \downarrow$ vient des nuages et de la vapeur d'eau contenue par l'atmosphère, également des corps proches du glacier (parois, rochers, poussières) qui s'échauffent et émettent un rayonnement dans le proche infrarouge en direction du glacier. Le glacier et la neige rayonnent eux-mêmes dans le proche infrarouge, se comportant ainsi comme des corps noirs.
- H est le flux de chaleur sensible, lié à la turbulence de l'air, donc au vent et à la température de l'air.
- LE est le flux de chaleur latente, lié aux processus de condensation, d'évaporation ou de sublimation (changements de phase solide, liquide, vapeur). Ce flux est un fort consommateur d'énergie s'il s'agit de sublimation, ou au contraire un fort producteur d'énergie s'il s'agit de condensation. La sublimation requiert 8,5 fois plus d'énergie (2 834 000 joules par kg) que la fusion (334 000 joules par kg), c'est dire qu'elle représente un puits d'énergie, un flux de sens opposé à H , le plus souvent.
- P est le flux d'énergie apportée par les précipitations. Il est négligeable sur une bonne partie des glaciers du monde, sauf sur ceux recevant d'intenses précipitations liquides.



© IRD/B. Francou

Mesure du bilan d'énergie sur un glacier du sud de la Bolivie à l'aide d'une station mobile mesurant le bilan radiatif (courtes et grandes longueurs d'onde), la température et l'humidité, ainsi que le vent à un seul niveau.

derniers à divers niveaux entre le sol et l'atmosphère. Difficiles à réaliser sur de longues périodes, ces observations sont rarement disponibles au voisinage des glaciers et encore moins à leur surface. Dans les Alpes, la série de mesures météorologiques conduites sans interruption depuis 1995 sur le Moteratschgletscher, en Suisse, représente une exception. En France, de telles mesures météorologiques continues se mettent en place depuis peu sur les glaciers de Saint-Sorlin et d'Argentière grâce au Service d'observation des glaciers alpins. Dans les Andes centrales, ce dispositif est opérationnel depuis plusieurs années sur deux glaciers, le Zongo (16° S, Bolivie) et l'Antizana (0°, Équateur), ce qui a permis de mieux identifier les processus de fonte en milieu tropical.

L'ablation dans les Andes tropicales : la différence

Sous les tropiques, l'ablation revêt une nature et une saisonnalité différentes, et les processus agissant à la surface du glacier sont distincts de

ceux que nous venons d'examiner dans les Alpes. D'abord, la saisonnalité du rayonnement solaire incident au sommet de l'atmosphère (sans tenir compte des nuages) est faible, de l'ordre de 13 % entre le maximum et le minimum à l'équateur, montant à 30 % vers le parallèle 16° en direction du tropique. Il y a donc une faible variation dans l'apport d'énergie par rayonnement de courtes longueurs d'onde tout au long de l'année, et c'est l'une des raisons pour lesquelles il n'y a pas « d'hiver thermique ». Les rythmes saisonniers sont davantage provoqués par l'alternance saison humide/saison sèche que par celui de la saison chaude et de la saison froide. En Bolivie, le pic d'humidité est atteint en été austral aux alentours du solstice de décembre et, en conséquence, l'énergie radiative arrivant au sommet de l'atmosphère est modulée par cette humidité et par la présence d'un couvert nuageux épais de type convectif, lequel est plus ou moins développé selon les années. Ainsi, les précipitations tombent au moment où l'apport radiatif incident toutes longueurs d'ondes confondues est maximum, ce qui donne aux précipitations (intensité, fréquence, phase) un rôle essentiel. Plus encore que dans les Alpes, car cela concerne la plus grande partie de l'année, l'albédo joue un rôle capital.

En Bolivie

À la latitude 16° S, dans les Andes boliviennes, le soleil est vertical ou proche de la verticale au-dessus des glaciers entre novembre et février, et la saison humide s'étend d'octobre à avril, avec une variabilité maximale des précipitations entre décembre et février. En conséquence, la fusion atteint son maximum en général *avant* l'arrivée du gros des précipitations, soit en octobre-novembre, grâce à un fort apport d'énergie. Plus tard, au cœur de la saison humide, de fréquentes chutes de neige blanchissent la plus grande partie du glacier, à l'exception de la région frontale toujours exposée à la fonte. Cependant, les précipitations nivales

« Totem » mis en place sur le glacier du Zongo par le programme Great Ice (IRD) pour mesurer les flux turbulents à l'aide de divers capteurs sur huit niveaux au-dessus du glacier. Ce type de mesures est réalisé en saison sèche quand la sublimation atteint son maximum annuel à la surface du glacier.



© IRD/B. Franco



© IRD/B. Francou

lors de cette période présentent une forte variabilité, et les chutes de neige sont parfois trop faibles ou éparées pour assurer la persistance d'un manteau neigeux à l'albédo élevé sur la plus grande partie du glacier. Ces trois mois décembre-janvier-février sont donc critiques pour le glacier, car de la couverture de neige présente en cette période dépend l'intensité de l'ablation et en définitive le signe du bilan de masse de l'année, positif ou négatif. Durant la très longue saison sèche de Bolivie (mai-septembre), au contraire de ce que l'on pourrait attendre, l'ablation est faible. Alors que le rayonnement incident de courtes longueurs d'onde baisse à peine, car il est très peu arrêté par la nébulosité en cette période de l'année, et que l'albédo ne cesse de diminuer au cours de ces mois grâce aux dépôts des poussières atmosphériques amenées par les vents d'ouest, deux facteurs viennent contrarier la fusion : 1) le fort déficit de rayonnement dans les grandes longueurs d'onde, car l'atmosphère est très sèche et les nuages convectifs sont rares : le glacier reçoit peu d'énergie de l'atmosphère dans l'infrarouge, et en perd encore davantage la nuit, ce qui fait que les températures nocturnes plongent à la surface du glacier à -10 °C / -15 °C ; 2) la perte d'énergie est accentuée par la part que prélève la sublimation, qui rencontre en cette saison sèche sa période la plus favorable : humidité relative à moins de 30 % et des vents plus constants qu'en tout autre moment de l'année.

Mesure de l'accumulation nette sur le haut du glacier de l'Antizana, vers 5 600 m, à l'aide d'un carottier en aluminium et fibre de verre. Pelle, balance de précision, tube éprouvette, mètre-ruban, maillet, etc. constituent la panoplie du parfait glaciologue... Repos obligatoire pour reprendre son souffle. Dans le lointain, la silhouette de la calotte du volcan Cayambe (5 780 m), le seul glacier au monde coupé par la ligne équatoriale. Sous les nuages, la forêt dense amazonienne.

En Équateur

Près de l'équateur, sur le glacier de l'Antizana ($0^{\circ}28'S$), on retrouve la même coïncidence dans l'année entre le maximum d'énergie radiative entrant dans l'atmosphère et le maximum des précipitations. Mais cette conjonction a lieu ici au moment des équinoxes, quand le soleil est vertical dans le ciel et que la convergence des alizés des deux hémisphères déclenche la saison des pluies. Dans ce contexte, le rayonnement net de courte longueur d'onde, donc l'albédo, dépend comme en Bolivie de la fréquence et de l'intensité des précipitations neigeuses. La présence ou l'absence au sol d'un manteau neigeux réfléchissant est capitale. La différence d'avec le tropique vient de ce que sous l'équateur intervient un autre facteur, la

possibilité que la limite pluie-neige balaie la zone d'ablation du glacier. Comme l'altitude atteinte par les pluies dépend de la température de l'air, cette dernière intervient dans la fusion du glacier en contrôlant la phase (solide/liquide) des précipitations, donc l'albédo. Les années froides permettent la persistance sur le glacier d'un manteau neigeux hautement réfléchissant, lequel s'étend même plus bas que le glacier, comme ce fut le cas récemment en 1999 et 2000. Les années chaudes, en revanche, laissent la surface du glacier en glace vive, ce qui le rend plus vulnérable à la fonte, comme cela s'est produit au cours de nombreuses années de la décennie écoulée, en particulier en 1997-1998. La variabilité de la fonte via l'albédo est renforcée par le fait que les années froides sont également les années les plus humides, avec plus de nébulosité et de précipitations, tandis que les années chaudes présentent la conjonction opposée. Contrairement à la Bolivie, il n'y a pas de véritable saison sèche dans ces montagnes humides de l'équateur qui permettrait à la fonte de faire une pause. Seuls les forts vents d'altitude soufflant de l'est entre juin et septembre prélèvent assez d'énergie en activant la sublimation pour que la fusion puisse diminuer de façon sensible. Aussi, il n'est pas rare en cette période d'été boréal ventée de voir se former à la surface du glacier des pénitents dressés verticalement.

En conclusion, l'originalité des glaciers tropicaux par rapport aux glaciers alpins réside dans le fait qu'ils reçoivent leur maximum d'énergie radiative lors du maximum des précipitations. L'ablation et l'accumulation coïncident dans le temps et, par conséquent, tout ce qui peut affecter le régime des précipitations, variations des quantités, de la fréquence et de la phase, est amplifié par l'albédo et se répercute sur l'ablation. Si une variation climatique entraîne une diminution des précipitations et/ou une augmentation de la fréquence des précipitations liquides (hausse des températures d'été), les glaciers y répondent de façon amplifiée. Le second trait qui les distingue des glaciers situés à plus haute latitude est l'importance de la sublimation : alors que les flux de chaleur sensible sont limités par la faible densité de l'air à très haute altitude, les flux de chaleur latente peuvent être élevés, en particulier en saison sèche. La sublimation joue donc un rôle important dans la saisonnalité du bilan de masse, car elle agit comme un puits d'énergie. Cette perte s'ajoute à celle qui est engendrée par l'émission depuis la surface du rayonnement de grande longueur d'onde en saison sèche. Cela explique que malgré un

apport de rayonnement incident dans les ondes courtes toujours élevé, ces glaciers enregistrent une saisonnalité de l'ablation marquée, surtout lorsque l'on s'éloigne de l'équateur et que l'on se rapproche du tropique.

Et dans l'Himalaya ?

Bien que les conditions climatiques soient différentes dans les chaînes himalayennes (28°-33° N), la coïncidence du maximum d'énergie radiative (mai-août) et du maximum de précipitations (mousson de juin-septembre) produit des effets semblables à ceux que nous venons de décrire. Les quelques études partielles existant dans cette chaîne montrent la présence d'un pic d'ablation très net juste avant qu'éclate la mousson en mai-juin, suivi de fortes accumulations neigeuses à haute altitude (à plus de 5500 m). La forte nébulosité de cette période n'empêche pas la fusion de rester très vive à basse altitude pendant toute la mousson grâce à un rayonnement de grande longueur d'onde bénéficiant de la forte nébulosité convective. L'ablation ne diminue qu'à partir d'octobre-novembre, dès lors que l'atmosphère devient sèche et froide. L'hiver à la mi-décembre s'accompagne d'un temps froid marqué par des vents d'ouest violents. La partie ouest de la chaîne (Inde, Pakistan) peut recevoir d'abondantes précipitations hivernales via les dépressions d'ouest, lesquelles mettent en place et maintiennent un manteau neigeux au sol pendant plusieurs mois, ce qui rappelle les Alpes. En revanche, l'est de la chaîne (Népal) connaît des hivers secs avec peu de neige. Du fait de la latitude, la fonte est inexistante pendant les trois à quatre mois d'hiver. La présence de pénitents de glace parfois géants sur les glaciers témoigne d'une intense sublimation, comme dans les régions sèches du Khumbu Himal (région de l'Everest) et dans la majeure partie du Tibet.

Qu'advient-il avec un climat plus chaud ?

Cette brève analyse des flux d'énergie qui régissent la fusion à la surface des glaciers est une étape obligée pour comprendre les processus de fonte. Elle est également importante pour envisager ce qui pourrait se passer si la température atmosphérique, en augmentation depuis plusieurs décennies, continuait sur sa lancée. Quelles répercussions cette élévation des températures aurait-elle sur l'ablation des glaciers ?

Le fait que cette hausse se manifeste depuis plus d'une décennie maintenant permet d'envisager ce que pourrait engendrer une situation de réchauffement encore plus marquée.

La situation au cours des dernière décennies

Les bilans de masse estivaux observés sur les glaciers des Alpes nous ont montré que le taux de fonte journalier avait augmenté de 0,5 cm dans les périodes 1954-1981 et 1982-2002. Cette augmentation est indépendante de l'albédo de surface, car elle provient de mesures en zone d'accumulation, donc sur des surfaces enneigées. Ce surplus de fonte traduit un apport d'énergie supplémentaire de 20 W/m², ce qui est considérable (cf. note 31, p. 100). Comme cette valeur se retrouve, pour la même période, sur deux glaciers, l'un situé dans les Alpes françaises, l'autre en Suisse à 300 km de distance, elle peut être qualifiée de représentative pour toute la chaîne alpine. Mais il reste à comprendre quelle est l'origine de ce surplus d'énergie.

L'élévation de la température estivale moyenne dans les Alpes entre ces deux périodes a été d'environ 1,2 °C : elle explique la plus grande partie (au moins 60 %) de l'augmentation de la fusion par le biais du flux de chaleur sensible et du flux de radiation infrarouge, également dépendant de la température de l'atmosphère. Il n'est pas certain cependant que l'augmentation de la température atmosphérique puisse expliquer la totalité de la croissance de la fusion journalière. Il est possible que le rayonnement incident de courtes longueurs d'onde ait aussi augmenté en raison d'une diminution de la nébulosité, mais cela reste une hypothèse. En outre, indépendamment des flux d'énergie reçus par le glacier, la durée de la saison d'ablation estivale tend à être plus longue. Elle a augmenté d'une quinzaine de jours entre 1954-1981 et 1982-2002, surtout en raison de l'arrivée plus tardive des neiges hivernales en octobre. La conjugaison d'étés plus chauds et plus longs augmente donc de façon considérable la fonte estivale sur les glaciers alpins.

Dans les Andes tropicales, les bilans de masse estimés depuis les années 1976-1980 sont également très déficitaires, mais les causes sont plus difficiles à cerner. En Bolivie, une forte augmentation de l'ablation est observée certaines années, surtout en raison d'un déficit des

précipitations pendant la période de décembre à février et de ses conséquences sur l'albédo. Si l'on considère l'année la plus déficitaire pour le bilan de masse du glacier du Zongo, 1997-1998, avec -2 173 mm contre -381 mm pour la moyenne des 13 dernières années 1991-2004, on s'aperçoit⁶³ que la fusion a été dopée cette année-là par un déficit des précipitations de l'ordre de 25 % par rapport à une année équilibrée. C'est surtout sur l'albédo au cœur de l'été austral (décembre-janvier) que ce manque de neige a eu un effet déterminant, avec des valeurs maintenues en dessous de 0,6 (contre plus de 0,75 une année correctement enneigée). Dans le cas de cette année 1997-1998, l'énergie disponible pour la fonte s'est élevée à près de 43 W/m² à 5 150 m d'altitude, contre 3,8 W/m² pour l'année précédente (1996-1997) pour laquelle le bilan de masse avait été positif. Cette énergie provient surtout du bilan radiatif net de courtes longueurs d'onde, tandis que les autres flux, en particulier le flux de chaleur sensible, n'ont augmenté que dans des proportions modestes. Ces années plutôt chaudes avec des précipitations déficitaires sont associées dans les Andes centrales à des événements chauds du Pacifique (Enso ou « El Niño-Southern Oscillation »), lesquels sont devenus plus fréquents depuis 1976 (voir chap. 9, encadré 17 p. 211). Néanmoins, il n'est pas avéré que les précipitations aient baissé de façon significative depuis une trentaine d'années si l'on se fie aux mesures des nombreuses stations d'altitude qui les recueillent. De même, la nébulosité convective relevée depuis des satellites n'a pas montré non plus, dans les Andes de Bolivie et du Pérou, de diminution sensible. On ne peut donc pas expliquer l'évolution négative des glaciers des Andes tropicales par une baisse significative des précipitations ou par une augmentation du rayonnement direct de courtes longueurs d'onde. En revanche, les seules évolutions avérées dans la même zone portent sur la température et la pression de vapeur, qui auraient augmenté respectivement de 0,33 °C et de 0,1-0,2 hPa par décennie en trente ans. L'élévation de la température dans cette région semble jouer un rôle significatif sur la phase des précipitations (solides ou liquides) et donc sur l'albédo des glaciers. Quant à la hausse de la pression de vapeur, elle pourrait augmenter la fusion aux dépens de la sublimation, ce qui se répercuterait sur l'intensité de l'ablation.

⁶³ D'après une étude de Wagnon P., Ribstein P., Francou B., Sicart J. E., 2001 – Anomalous heat and mass budget of Glacier Zongo, Bolivia, during the 1997-98 El Niño year. *Journal of Glaciology*, 47 : 156.



© IRD/B. Francou



© IRD/B. Francou

Le glacier du Zongo au mois de juillet au cours de deux situations contrastées. Durant l'épisode La Niña de 2000 (photo du haut), le glacier est resté couvert de neige jusqu'à 5 050 m dès le début de l'été austral (octobre) et la fonte a été faible. Il a gagné près de 0,5 m d'eau au cours de ce cycle 2000-2001. En revanche, en 2005 (Pacifique chaud, sans qu'il s'agisse d'un épisode El Niño marqué), le glacier apparaît en glace vive jusque vers 5 300 m et il perdra au cours du cycle 2004-2005 près de 2 m d'eau (photo du bas). La fréquence de ce type de situation chaude explique en partie l'accélération du recul glaciaire dans les Andes tropicales depuis le début des années 1980.

Que pourrait-il advenir dans le futur ?

Les scénarios issus des simulations du climat prévoyant tous une hausse significative de la température atmosphérique dans le futur (voir chap. 10, p. 224), il est important d'envisager l'impact d'un tel réchauffement sur les glaciers du monde.

Dans les Alpes, le réchauffement entraînera une augmentation du flux de chaleur sensible et du flux de grandes longueurs d'onde incident : en conséquence, il affectera directement la fonte du manteau nival et de la glace. Mais d'autres effets sont à prévoir. D'abord, la saison hivernale propice aux précipitations neigeuses risque d'être plus courte, le manteau nival sera donc moins épais et il disparaîtra plus rapidement à partir du mois de mai. En début de saison hydrologique (octobre-novembre), l'arrivée des neiges hivernales sera plus tardive. La combinaison de ces deux tendances contribuera à rallonger la saison d'ablation. Par ailleurs, comme la limite des précipitations neigeuses en hiver s'élèvera en altitude, la partie basse des glaciers sera plus longtemps soumise à la fonte

du fait d'un albédo plus faible. En somme, le réchauffement augmenterait les taux de fonte journaliers grâce aux flux d'énergie décrits plus haut et allongerait la saison d'ablation. De telles conditions pourraient faire augmenter la fonte des glaciers de façon considérable.

Dans certaines régions, sud de la Norvège et Nouvelle-Zélande, la croissance de l'accumulation hivernale liée à des précipitations hivernales plus fournies a, au cours de la dernière décennie, compensé en partie l'élévation de la fonte estivale. Pour les Alpes, on calcule qu'une croissance de 25 % à 30 % des précipitations hivernales peut compenser une augmentation de température de 1 °C, mais une telle variation des précipitations ne s'est jamais produite au cours du xx^e siècle à l'échelle décennale. Une hausse des précipitations hivernales de 25 % par rapport à la moyenne du xx^e siècle semble être intervenue entre 1760 et 1830 et pourrait expliquer la dernière avancée des glaciers alpins à la fin du Petit Âge Glaciaire (Vincent *et al.*, 2005), mais une variation de cette ampleur des précipitations excède les prévisions des modèles climatiques pour ce siècle. Aussi, une hausse des précipitations compensant l'éléva-



© CNRS/C. Vincent

Glacier du Géant dans le bassin supérieur de la Mer de Glace (massif du Mont-Blanc). À cette altitude, au-dessus de 3 000 m, l'accumulation hivernale, sauf année exceptionnelle, est supérieure à la fonte estivale. C'est donc une région où le glacier gagne de la masse (bilan de masse positif). Ce gain de masse est transféré par l'écoulement du glacier vers les parties basses et chaudes, là où la glace disparaîtra progressivement.



Bandes de Forbes sur le « glacier du Tacul », à la Mer de Glace. Lors de son écoulement, le glacier suit la vallée et franchit parfois des pentes très raides. Après la rupture de pente de la chute de séracs du Géant, le glacier de la Mer de Glace prend une allure « zébrée » assez étonnante. Ces ogives, dites « bandes de Forbes », s'expliquent par le passage du glacier dans la chute de séracs. La glace qui franchit les séracs en été est contaminée par les poussières qui s'accumulent dans les crevasses. Elle forme une bande sombre. Au contraire, en hiver, la glace de l'hiver s'enrichit de neige fraîche et forme une bande claire.

tion des températures – supérieure à un degré pour le XXI^e siècle – prévue par les modèles de circulation générale est hautement improbable. En ce qui concerne les tropiques, un réchauffement renforcé généraliserait et accentuerait les conditions d'ablation observées au cours des années caractérisées par des conditions chaudes dans le Pacifique (phénomène El Niño) : dégradation de l'albédo par une hausse de la fréquence des précipitations liquides et augmentation de l'efficacité des flux de chaleur sensible dans le bas des glaciers. Si le climat devenait plus humide, la fonte pourrait se renforcer aux dépens de la sublimation lors des mois de transition entre saison humide et saison sèche. S'il était plus sec, la nébulosité dimi-

nuerait et le rayonnement direct atteindrait les glaciers avec plus de puissance. Les lignes d'équilibre de ces derniers pourraient alors monter de 100 à 150 m au-dessus de leur niveau actuel, condamnant à ces latitudes tropicales les glaciers situés en dessous de 5 300-5 500 m à une disparition inéluctable.

Nous reviendrons dans le dernier chapitre sur les scénarios d'évolution prévus pour les glaciers sous l'effet d'un climat plus chaud dans le futur. Pour l'heure, revenons sur l'évolution connue des glaciers depuis une trentaine d'années, en élargissant notre enquête aux autres masses de glaces présentes sur la planète, manteaux neigeux, glaces de mer et grandes calottes polaires.



Partie 4

Quels glaciers pour quel climat ?

Évolution de la cryosphère depuis les années 1960



© IRD/B. Francou

Dans les chapitres précédents, nous avons pris la mesure de la variation naturelle des glaciers sur une longue période, le dernier millénaire, puis nous avons décrit dans ses grandes lignes la déglaciation contemporaine. Enfin, nous avons montré comment les glaciers réagissaient au climat à partir d'exemples bien documentés. Dans cette partie, nous voulons faire un état des lieux de la cryosphère, c'est-à-dire de l'ensemble des territoires englacés que compte la Terre.

Cela suppose que nous ne restions pas confinés aux glaciers de montagne, mais que nous nous intéressions aussi au manteau neigeux, aux glaces de mer (la banquise), aux grandes calottes polaires, sans oublier le pergélisol, cette masse glacée enfouie dans le sol dont l'évolution sur le long terme est la plus difficile à apprécier.

Y a-t-il eu au cours des dernières décennies émergence d'un signal de fonte dans les divers compartiments de la cryosphère ? Les glaciers de montagne sont-ils tous engagés dans la voie d'un recul rapide, ou relève-t-on des disparités dans leur comportement à l'échelle régionale, et si c'est le cas, pour quelles raisons ?

La cryosphère dans tous ses états

Commençons par quelques chiffres⁶⁴. En mettant ensemble le manteau neigeux, les glaces de

⁶⁴ Ce chapitre doit beaucoup à la synthèse récente suivante : Ohmura A., 2004 – Cryosphere during the Twentieth Century. *The State of the Planet. Frontiers and Challenges in Geophysics. Geophysical Monograph*, 150, IUGG, 19.

mer, les glaciers de toutes sortes et le pergélisol, on estime que la cryosphère s'étend sur une surface de 56 000 000 à 105 000 000 km², soit l'équivalent d'environ 14 % des terres émergées. Les glaciers de montagnes et les petites calottes mis bout à bout représentent environ 430 000 km², soit 3 % seulement des glaces continentales (voir tabl. 6). En volume, c'est encore moins, 80 000 km³, soit 0,2 % des glaces continentales. Les grandes calottes polaires, Antarctique et Groenland compris, se taillent la part du lion, avec environ 14 200 000 km² et 29 700 000 km³, soit respectivement 97 % de la surface des glaces continentales de la planète et 99,8 % de leur volume...

L'eau à l'état solide, en quantités variables, est aussi présente dans le pergélisol (*permafrost* en anglais), sol qui se maintient à température négative tout au long de l'année, sans dégel pendant la période estivale excepté en surface. Le pergélisol occupe à lui seul sur l'ensemble des continents une surface plus grande que les glaciers, estimée à environ 23 000 000 km². Suivant les estimations, le pergélisol contiendrait 5 à 10 fois plus de glace que les glaciers hors Antarctique et Groenland, mais son volume de glace est très difficile à déterminer car il peut varier considérablement selon les lieux. De même, l'évolution de cette glace au cours du temps est encore peu connue, sa surveillance au sol et de façon indirecte par télédétection ne s'étant développée que depuis une vingtaine d'années dans les régions les plus concernées : nord du Canada, Alaska et nord de la Russie, Sibérie, continent antarctique et massifs montagneux comme le Tibet, les Rocheuses, les Alpes, etc. Aussi, considérant ces énormes incertitudes, nous ne parlerons pas du pergélisol dans cette synthèse.

Il n'est pas facile d'avoir une vision globale des diverses composantes qui constituent la cryosphère, car les observations continues datent seulement d'une trentaine d'années, période où

commencent à être utilisables les images prises de satellites. Il est néanmoins intéressant de voir comment ces diverses composantes se sont comportées au XX^e siècle et au cours des dernières décennies, en particulier le manteau neigeux et la glace de mer, qui ont un temps de réponse bref par rapport à l'évolution du climat. Voyons cela de plus près.

Réduction du manteau nival saisonnier

Par convention, on parle de « manteau neigeux » lorsque plus de 50 % de la surface du sol sont couverts de neige. Cette surface est variable d'une année sur l'autre, mais elle change surtout entre la fin de l'été et la fin de l'hiver selon un rapport de 1 à 10, passant de 4 000 000 km² à 46 000 000 km². Cette évaluation exclut les neiges couvrant les glaces de mer et les glaciers. Le manteau nival a une grande importance sur le climat grâce à son albédo, car il réfléchit 60 % à 90 % de l'énergie venue du Soleil, diminuant d'autant le pouvoir d'absorption de la surface de la terre et le réchauffement de cette dernière. Aussi, la variation de l'extension de la couverture neigeuse est-elle un élément à prendre en compte dans le bilan d'énergie de la planète, avec une rétroaction positive (renforcement) sur le réchauffement en cas de diminution de l'enneigement. Si une

Tableau 6
Estimation des surfaces et des volumes de glace occupés par les divers compartiments de la cryosphère, équivalent en niveau des mers et comparaison avec les glaciers des Alpes.

Compartiments de la cryosphère	Surface en km ²	Volume en km ³ (équivalent-eau)	Équivalent en niveau des mers ⁽¹⁾
Couvertures neigeuses (hors glace de mer et glaciers)	4 à 46 millions	500 à 5 000	0,1 à 1 cm
Glaces de mer	15 à 22 millions	19 000 à 25 000	Ne change pas le niveau des mers
Pergélisol	23 millions	0,4 million	1,1 m
Antarctique	12,4 millions	27 millions	65 m ⁽²⁾
Groenland	1,8 million	2,7 millions	7 m
Glaciers de montagne	0,43 million	0,08 million	0,24 m
Glaciers alpins	2 300 ⁽³⁾	100	0,3 mm

⁽¹⁾ La surface totale des océans est de 361 millions de km²

⁽²⁾ Les variations des ice shelves ne modifient pas le niveau des mers

⁽³⁾ Fourchette maximale des estimations pour la fin du XX^e siècle



La banquise autour du Labrador, entre le Groenland et le Labrador, est l'une des zones du nord de l'Atlantique où les eaux superficielles plongent en profondeur et alimentent la circulation thermohaline.

Prenons un exemple précis, bien documenté, qui illustre cette évolution. Dans les Préalpes françaises, en dessous de 2 000 m d'altitude, la baisse de l'enneigement au sol a été très sensible depuis la fin des années 1980 (voir encadré 15). Cette diminution n'est pas liée à la baisse des précipitations hivernales, qui sont restées à peu près constantes sur cette période de l'année, mais à une hausse de la température de 2 °C en quarante-cinq ans. Cette hausse de la température durant le semestre hivernal a entraîné l'augmentation de la fréquence des événements pluvieux et des épisodes de fusion. Précisons qu'une hausse de 2 °C correspond à une remontée de la limite pluie-neige d'environ 300 m.

chaîne de montagne « déneige » un mois plus tôt au printemps du fait du réchauffement de l'atmosphère, ce processus accentue le réchauffement car le sol, à l'albédo faible, absorbe davantage de rayonnement. Les données d'enneigement au sol existent depuis 1915, mais, grâce aux satellites, elles constituent depuis 1972 des séries continues.

La tendance dans l'hémisphère nord a montré une légère augmentation des surfaces enneigées dans les années 1970, suivie d'une récession rapide au cours des trente dernières années. La modification la plus significative a porté sur le printemps, puisque la disparition de la neige s'est produite deux à trois semaines plus tôt sous les hautes et moyennes latitudes en raison de l'augmentation des températures. Depuis 1972, sur tout l'hémisphère nord, la mise en place de la couverture neigeuse à l'automne a été retardée d'une semaine en moyenne selon Rikiishi *et al.* (2002)⁶⁵. Les mois critiques durant lesquels les changements sont les plus patents sont mai et juin. Une partie du fort réchauffement qu'ont connu récemment les territoires arctiques serait due, par effet de rétroaction positive (*feed back* en anglais), à la diminution du manteau neigeux au sol.

Fragilisation des glaces de mer

Plus difficiles à déterminer à partir des observations du sol que l'enneigement, les glaces de mer ne sont connues dans leur extension réelle que depuis l'ère des satellites, c'est-à-dire le début des années 1970. Par convention, le seuil des 15 % de surfaces marines couvertes de glace définit les limites de la banquise autour des pôles. Sur les vingt-cinq dernières années, ces glaces ont eu tendance à se rétrécir de façon très significative dans l'Arctique, tandis qu'un léger mouvement inverse (extension) a été observé autour de l'Antarctique. En Arctique, la diminution de la surface a atteint une valeur proche de 2,8 % par décennie depuis un quart de siècle. Les glaces dites « pérennes », celles qui ont plus d'une année, tendent à reculer plus vite (8 % à 10 % par décennie depuis trente ans), tandis que celles qui se forment au cours d'un hiver (dites « glaces de la première année ») sont plus stables. Cela signifie que la réduction actuelle de la banquise est moins flagrante en hiver, soit en période de maximum d'extension, qu'en été. Comme, par ailleurs, les premières sont plus épaisses (en

⁶⁵ Rikiishi K., Hashiya E., Imai M., 2002 – Linear trends of the length of snow-cover season in the Northern Hemisphere as observed by satellites in the period 1972-2000. *Annals of Glaciology*, 38.

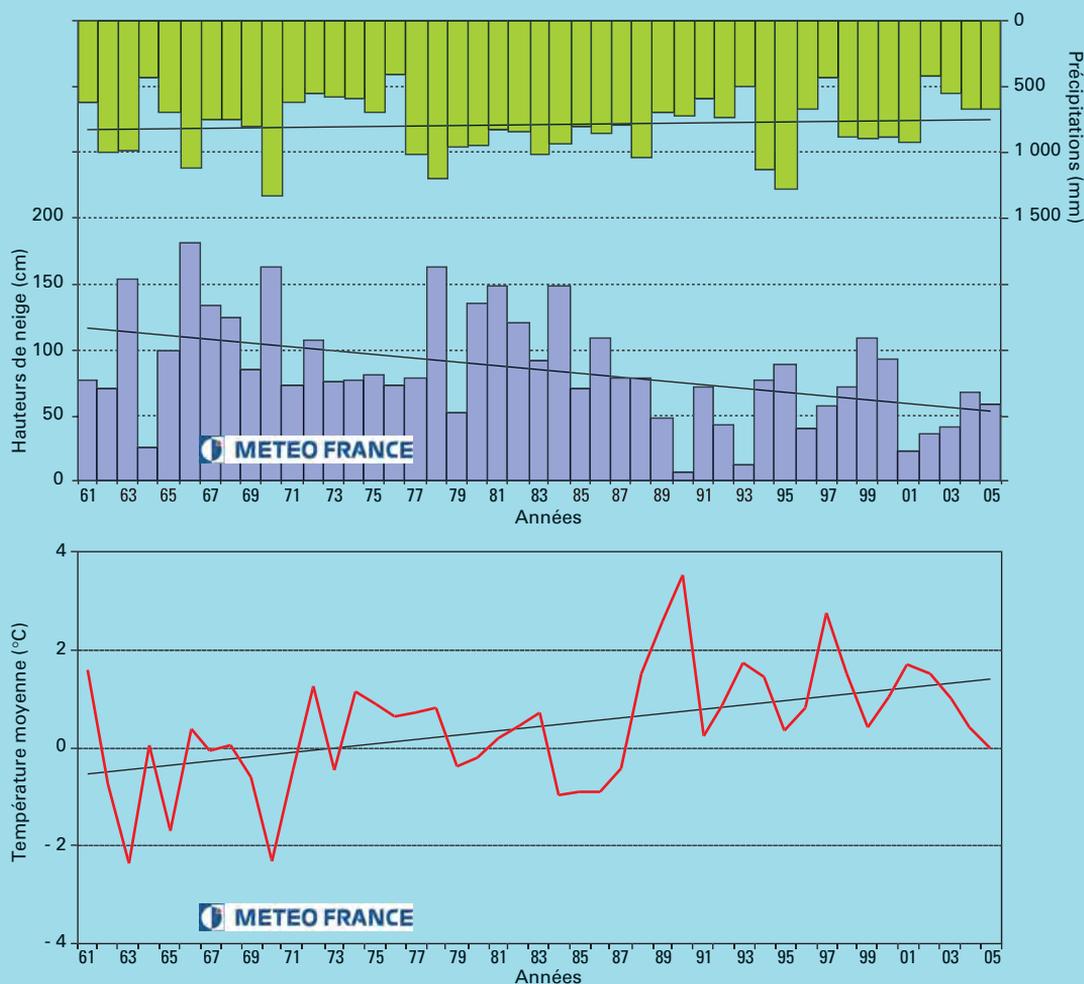
Déclin du manteau neigeux dans les Préalpes françaises depuis les années 1960

Encadré 15

Dans les massifs de Chartreuse, au col de Porte (1 320 m), selon une station suivie par le Centre d'étude de la neige de Météo-France (Saint-Martin d'Hères), la hauteur moyenne de la couche de neige entre le 1^{er} décembre et le 30 avril a diminué d'environ 50 % au cours des 45 dernières années. Si aucune tendance n'est manifeste sur

les quantités de précipitations, il apparaît en revanche que la température s'est accrue d'une valeur proche de 2 °C durant cette période. Cette diminution marquée de l'enneigement peut s'expliquer par la hausse de la température de l'air, qui provoque une augmentation du ratio pluie/neige et une intensification de

la fonte sur cette période. Les droites de tendance qui ont été rajoutées sur les figures ne rendent pas compte du fait qu'il y a eu entre la fin des années 1980 et le début des années 1990 un net ressaut : il ne s'agit donc pas d'une évolution régulière sur toute la période.



Source : Centre d'étude de la neige, Météo-France, Saint-Martin d'Hères, France.

Figure 47

L'enneigement depuis quarante-cinq ans au col de Porte (Alpes du Nord, France) à 1 320 m.

Haut : hauteur de neige moyenne, en cm (histogramme du bas), pour les mois du 1^{er} décembre au 30 avril et lame d'eau moyenne précipitée (pluie et neige), en mm (histogramme du haut), au cours des quarante-cinq dernières années (cycles hivernaux 1961-1962 à 2004-2005).

Bas : température moyenne (°C) sous abri calculée à partir des valeurs quotidiennes pour les mêmes mois et pour les mêmes quarante-cinq hivers. Les droites donnent la tendance par ajustement linéaire.

moyenne 3 à 4 m) que les secondes (2 m en moyenne), les glaces de mer de l'Arctique tendent à s'amincir.

Cependant, l'évolution de l'épaisseur des glaces de mer est beaucoup moins connue que leur extension, car une telle donnée provient pour l'essentiel des sonars des sous-marins dont les trajectoires couvrent des surfaces limitées. Quelques études estiment que la diminution des épaisseurs des glaces de mer a été de 43 % sur l'Arctique, mais les incertitudes restent grandes. Sur une période de onze ans, entre 1987 et 1997, et sur une distance de 2 000 km le long du méridien 150° Ouest, Rothrock *et al.*⁶⁶ ont mesuré une diminution de l'épaisseur de la banquise de 1 m, soit de 40 %. Cette évolution est attribuée à une augmentation des températures, mais aussi à une intensification des vents d'ouest sur cette période. Déviés au sud par la force de Coriolis, ces vents jouent un rôle dans la dispersion du « pack » (banquise) vers le sud et facilitent sa fonte. Il est possible aussi que la répartition géographique des glaces de l'Arctique ait changé, une partie s'étant déplacée vers l'ouest, c'est-à-dire au nord du Groenland.

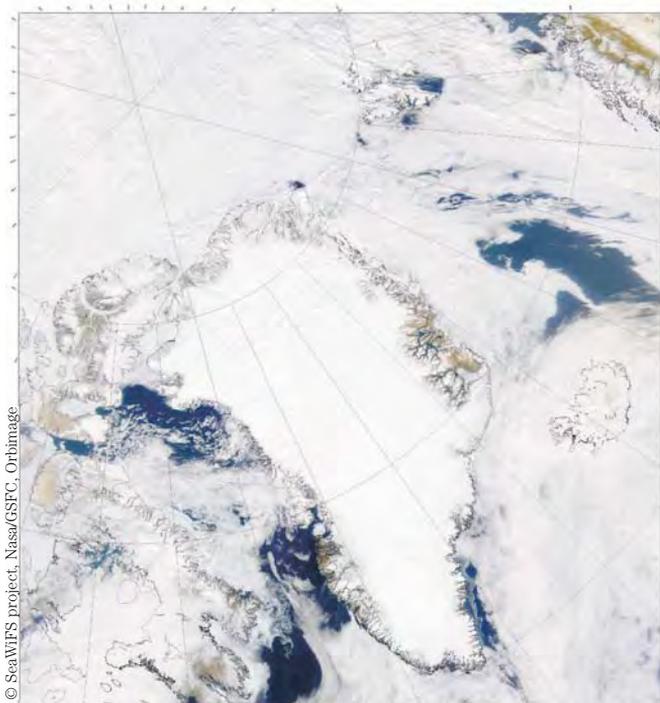
De l'autre côté du globe, la légère tendance à la croissance des glaces de mer en Antarctique à un taux proche de 1,3 % par décennie depuis vingt-cinq ans n'a pas encore trouvé d'explication convaincante.

Un signal de fonte sur les grandes calottes polaires ?

En raison de leur importance, les grandes calottes polaires – leur bilan de masse en particulier – constituent un enjeu majeur pour l'avenir de la planète. Elles ne sont pas l'objet central de ce livre, mais leur importance est telle (plus de 99 % des glaces terrestres) que nous ne pouvons les passer sous silence. Aussi, nous présentons ci-dessous les derniers résultats des recherches concernant leur évolution. Prudence, cependant, avec ces grandes calottes, car les mesures que plusieurs équipes y réalisent commencent seulement à être assez précises pour que l'on puisse esquisser ce genre de bilan. Cependant, elles sont loin d'en couvrir l'ensemble de façon satisfaisante.

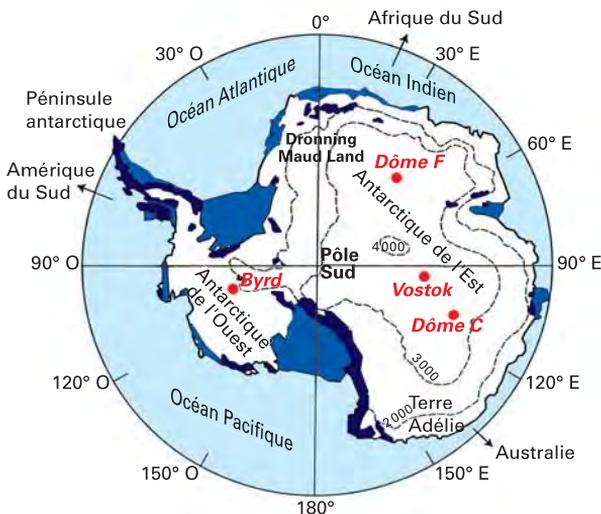
D'abord, rappelons que ces deux inlandsis, l'Antarctique et le Groenland, ne sont pas comparables.

L'Antarctique, avec ses 12,4 millions de km², est près de sept fois plus grand que le Groenland et se place donc à l'échelle d'un continent (fig. 48). Centré sur le pôle Sud, son immensité fait qu'il crée son propre climat : un énorme vortex (anticyclone thermique) qui impose toute l'année, même en été, des températures froides peu propices à la fusion de la glace en surface, même sur la périphérie (hormis la Péninsule), renforcées par des vents « catabatiques » drainant l'air froid et augmentant d'intensité sur les bords. Les précipitations sont très faibles au centre et en font l'une des régions les plus arides de la planète. De vastes plateformes de glace, les ice shelves, flottent sur la mer sur une grande partie du pourtour, si bien que les glaciers exutoires qui évacuent les masses de glaces du centre se terminent sur ces plateformes/barrières qui occupent 44 % du pourtour côtier. Aussi, ce sont d'abord ces ice shelves qui seraient susceptibles de fondre les premiers sur leurs bords et par en



Le Groenland, d'après une image satellitaire prise par SeaWiFS en juillet 2000.

⁶⁶ Rothrock D., Yu Y., Maykut G., 1999 – Thinning of the Arctic sea-ice cover. *Geophysical Research Letters*, 26.



Source : Jouzel et Debroise, 2004, éditions Dunod.

dessous, là où ils sont au contact de l'océan. Une telle fonte affecterait peu le niveau marin, car la plus grande partie de ces glaces flottantes, tout comme la banquise, est en équilibre hydrostatique avec l'océan. En revanche, l'effet qu'elle aurait sur la dynamique des glaciers exutoires qui viennent s'adosser sur ces plateformes est une question qui fait l'objet d'une grande attention et de nombreuses études.

Le Groenland (1,8 million de km²) est beaucoup plus influencé par le climat des terres avoisinantes et par l'océan, en particulier les eaux relativement chaudes du nord de l'Atlantique en provenance du Gulf Stream ainsi que les trains de dépressions circulant entre l'Amérique du Nord et l'Europe. Résultat, pas de grandes plateformes de glaces flottantes, les seules qui existent sont petites et cantonnées sur la façade donnant sur le pôle Nord. Beaucoup de glaciers vèlent donc directement dans la mer ou se terminent sur les terres. Les précipitations restent notables, même à l'intérieur des terres, donnant au Groenland des taux d'accumulation proches de 300 mm d'eau par an, ce qui est le double de la moyenne de l'Antarctique. La fusion saisonnière de la glace en surface est importante sur le pourtour du Groenland, surtout au sud où elle se fait sentir jusqu'à 20-50 km à l'intérieur. L'ablation venant du contact direct avec l'atmosphère est concurrencée par la fonte de la glace au contact de l'océan quand les glaciers viennent s'y jeter directement, ainsi que par la perte de substance que représente le détachement des icebergs (vêlage). Aussi, le taux de renouvellement de la glace, encore mal quantifié, est de toute évidence plus élevé au Groenland qu'en

Figure 48
L'Antarctique et ses diverses régions.
En rouge : situation des grands forages.

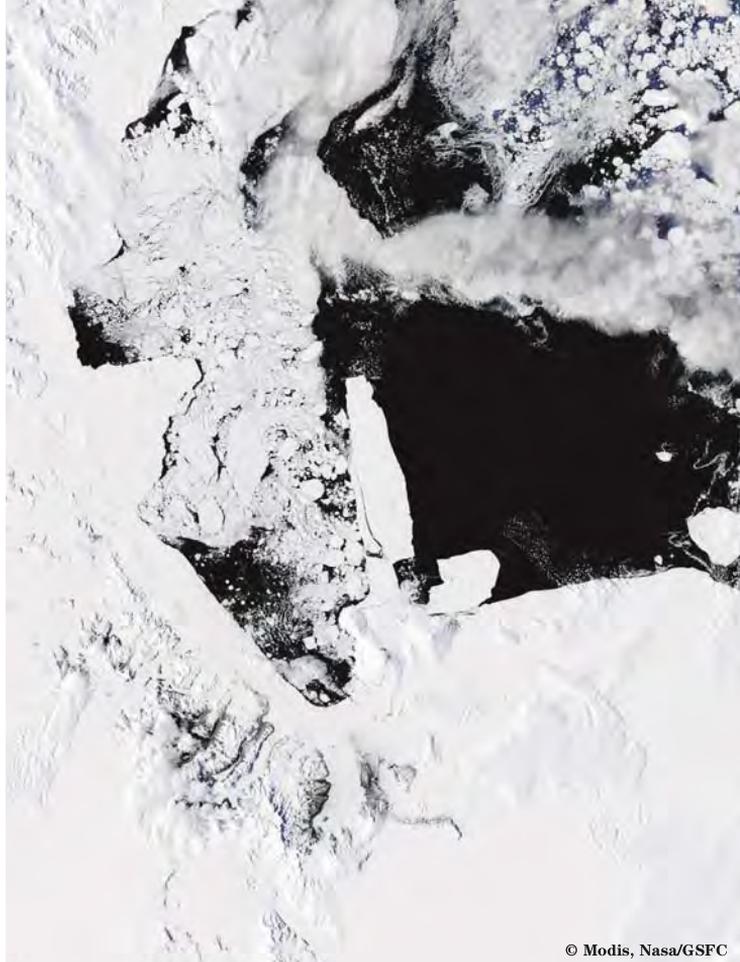
Antarctique, surtout dans la partie orientale de celui-ci : cela doit être néanmoins relativisé quand on voit l'âge de la glace prélevée au centre et au contact du lit rocheux par des carottages profonds : ils donnent accès à des glaces datées de 130 000 ans au Groenland et au moins 740 000 ans en Antarctique.

Face à de tels colosses, comment s'y prendre pour régler les importantes « questions budgétaires » ? Les bilans de masse des calottes polaires peuvent être estimés soit : 1) en faisant la différence entre les apports et les pertes de glace ; soit : 2) en examinant directement les variations d'épaisseurs et donc les variations de volume. Les apports constitués par les précipitations peuvent être estimés à partir des observations pratiquées au sol et par les modèles atmosphériques. Les pertes, que ce soit la fonte de surface, la fonte à la base des ice shelves ou le vêlage des icebergs, peuvent être partiellement mesurées ou calculées. La méthode qui permet d'évaluer les variations d'épaisseur par avion (altimétrie laser) ou par satellite est plus directe et plus précise ; malheureusement, elle ne permet pas de remonter très loin dans le temps.

Des satellites sont équipés depuis vingt-cinq ans d'altimètres radar et de lasers qui offrent une précision grandissante à mesure que défilent les générations (Seasat, Geosat, les ERS-1 et 2 lancés par l'Europe, etc.). Pour compléter les images satellitaires, des mesures sont réalisées par des altimètres embarqués sur des avions. En apparence, le jeu est simple, puisqu'il consiste à comparer des hauteurs de surface sur des intervalles de temps ; mais comme ces mesures sont plus ou moins précises, qu'elles intègrent les mouvements de la plateforme rocheuse sur laquelle repose l'inlandsis bougeant avec le relèvement isostatique⁶⁷ ainsi que les variations de densité de la neige, de nombreuses corrections s'imposent. De plus, le ciel « ne dit pas tout », surtout sur le passé, et l'on est parfois bien content de recourir aux vieilles mesures effectuées par les expéditions qui, à un moment ou à un autre, ont traversé de part en part l'inlandsis : ce fut le cas pour le Groenland dès 1959 avec l'Expédition glaciologique internationale. Que nous disent l'ensemble de ces observations ?

⁶⁷ Relèvement des plateformes continentales précédemment enfouies sous des masses de glace plus importantes, selon des taux qui actuellement peuvent varier de quelques millimètres à plus de 2 cm par an.

La côte antarctique, région de Scott, face à la mer de Ross. En haut, la langue du glacier Drygalski avance vers la mer sur environ 80 km. Le vaste iceberg nommé B-15, de 180 km de long, s'est détaché fin 2001 de la plateforme (ice shelf) de Ross et a bloqué à son tour un grand amas de glaces flottantes. De nombreux icebergs se détachent ainsi des plateformes, les plus petits, plus rapides, étant parfois bloqués par les gros. Vents et courants marins sont à l'origine de ces dérives d'icebergs des dernières décennies. Image prise en janvier 2002.



Groenland : un déficit de masse qui se précise

Selon différents auteurs⁶⁸, l'intérieur du Groenland, situé à plus de 1 500 m d'altitude, est stable, donc en équilibre. Certaines régions s'affaissent, d'autres montent, mais cela est lié surtout aux processus d'accumulation qui varient dans l'espace et dans le temps. En revanche, de nombreuses données indiquent un amincissement de la calotte près des côtes et surtout sur la partie basse des glaciers exutoires. Ohmura (2004, *ibid.*), de l'Institut des sciences de l'atmosphère et du climat de Zurich, a compilé de nombreuses mesures effectuées par plusieurs équipes en séparant sur l'ensemble de l'inlandsis l'accumulation due aux précipitations solides, l'ablation qui relève de la fonte au contact de l'atmosphère, puis celle qui vient de l'océan, en incluant le vêlage (lâchages d'icebergs).

Les estimations les plus raisonnables auxquelles il aboutit sont les suivantes : la partie englacée du Groenland reçoit en moyenne 340 mm/an d'eau par le biais des précipitations, dont près de 297 mm/an parviennent à s'ajouter à la masse de glace, le reste étant liquide ou disparaissant par sublimation ; sur cette quantité, près de 169 mm/an s'en vont par le processus de fonte et un peu plus, soit 180 mm/an, par vêlage. Il faut noter cependant que beaucoup d'incertitudes entachent les pertes de glace par icebergs. Le chiffre auquel l'auteur parvient est un bilan spécifique net de -52 mm d'eau/an pour tout l'inlandsis, ce qui correspond à une perte de 91 km³ d'eau par an.

Les estimations établies par les auteurs divergent encore, mais la plupart des études (pas toutes, cependant), s'accordent pour dire que le Groenland est de nos jours déficitaire. Il est cependant trop tôt, par manque de recul, pour dire si les pertes ont augmenté au cours des toutes dernières décennies. Géographiquement, c'est de loin la partie sud-est du Groenland (29 % de la surface de l'inlandsis) qui est la mieux documentée : avec une accumulation d'environ 400 mm d'eau/an et des pertes par fusion et vêlage d'environ 280 mm et 250 mm d'eau par an respectivement, cette région présenterait un bilan négatif de -130 mm d'eau par an. C'est sans doute là un record de perte pour le Groenland, car la fonte est amplifiée dans cette région par les apports de chaleur venant de la Dérive Nord-Atlantique et des dépressions originaires des latitudes moyennes.

Cependant, selon une étude récente de Rignot *et al.* (2006)⁶⁹ portant sur la dernière décennie, cette partie sud-est du Groenland se trouverait dans un état de déséquilibre plus important que ne le suggèrent les chiffres avancés ci-dessus :

⁶⁸ Synthèse récente de Alley R.B., Clark P.U., Huybrechts P., Joughin I., 2005 – Ice-sheet and sea level changes. *Science*, 310.

⁶⁹ Rignot E., Kanagaratnam P., 2006 – Changes in the velocity structure of the Greenland Ice Sheet. *Science*, 311.

elle s'amincirait plus vite à basse altitude près de la côte par suite d'une accélération du débit de glace due probablement aux eaux de fonte s'écoulant au contact du lit et à l'intensité du vèlage. Ce déséquilibre dynamique serait le résultat d'un réchauffement intégré sur tout le siècle écoulé. Toutefois, il semble que les taux de fonte aient augmenté dans cette partie du Groenland tout récemment, en particulier depuis 1997, à la suite d'une série d'étés chauds. Rignot et ses collègues estiment ainsi que la perte de masse du Groenland au cours de la dernière décennie a doublé et qu'elle atteint aujourd'hui 220 km³ par an, soit un bilan spécifique de -120 mm d'eau par an, ou encore une contribution de +0,57 mm par an au niveau des mers (en 2005).

D'autres chercheurs ont montré également que l'amincissement de certains glaciers exutoires de l'inlandsis résulterait bien d'une accélération récente de l'écoulement de la glace : le fameux Jakobsåhvn Isbrae, sur la côte ouest du Groenland, qui draine 6 % de la surface de la calotte et qui est l'un des glaciers les plus rapides du monde (34 m/jour) a ainsi doublé sa vitesse depuis 1992 sur les 30 km de sa langue inférieure (15 m/jour en 1992). Cela suggère que l'amincissement provient tout autant de la fonte de surface que de l'étirement dynamique du glacier vers l'aval, une tendance que l'on retrouverait sur plusieurs exutoires.

Le fait que l'ensemble de la calotte soit doté d'un bilan négatif et que les régions les mieux documentées, soient, elles, franchement déficitaires, rend prioritaire la mise sous surveillance étroite du Groenland. Par la masse qu'il représente, un début de fonte accélérée de cet inlandsis à l'échelle de ce siècle aurait de graves conséquences sur les variations du niveau marin. Nous y reviendrons au dernier chapitre de ce livre.

Les grandes incertitudes qui pèsent sur l'Antarctique

L'Antarctique est un continent isolé et très froid, à peu près centré sur le pôle Sud. Grâce à l'accumulation de neige qu'elle reçoit en surface, cette calotte polaire gagne environ 150 mm d'eau par an. Elle en perd surtout par le vèlage des icebergs et par fusion au niveau des ice shelves. La fusion de surface est très faible, inexistante au centre de l'Antarctique, et donc limitée à quelques régions bordières du continent. Au vu de sa taille, il est très difficile d'avoir une estimation du bilan de masse de l'Antarctique et les chiffres actuels sont entachés de larges incertitudes.

Il n'y a pas si longtemps, en 1991, pour une majorité de chercheurs, sur la base d'une estimation des flux de glace à l'exutoire de quelques glaciers drainant la calotte et de mesures d'accumulation nette au centre, l'Antarctique devait avoir un bilan positif. De nouvelles observations satellitaires permettent d'en savoir plus sur les altitudes, sur l'épaisseur de la glace, sa vitesse et sur le point à partir duquel elle se détache de son lit rocheux pour commencer à flotter sur l'océan. Elles ont permis de réelles avancées, et surtout, on voit mieux à présent ce qui reste en bilan positif, ce qui est en équilibre et ce qui, par contre, tend à devenir déficitaire.

C'est sur l'Antarctique de l'Est que se manifestent les plus grandes incertitudes parce qu'on dispose de peu d'observations. Les quelques glaciers suivis, une douzaine, qui ne drainent pas la partie centrale de l'inlandsis, paraissent à peu près en équilibre, voire en léger excédent. On estime même que la plus grande partie de l'Antarctique de l'Est est excédentaire, avec une valeur proche de 18 ± 3 mm/an (sur la période 1992-2003) et pourrait le rester, voire le devenir davantage, si les précipitations continuent à augmenter sur les régions côtières.

En revanche, l'Antarctique de l'Ouest, dont le substrat rocheux est en général plus bas que le niveau des mers et qui alimente en grande partie des ice shelves (Rhonne ice shelf et Ross ice shelf), émet plutôt un signal négatif. En fait, il semble que cette diminution ne soit pas uniforme : les glaciers qui alimentent le Ross ice shelf pourraient avoir un bilan positif, alors que les glaciers qui arrivent à la mer d'Amundsen seraient, eux, dans le rouge. Ce qui frappe aussi, c'est la fusion assez élevée observée à la base des petites plateformes de glaces flottantes de ce secteur. Au total, l'Antarctique de l'Ouest aurait un bilan négatif de 9 ± 3 mm/an (sur la période 1992-2003), ce qui engendrerait un solde légèrement positif pour l'ensemble de l'Antarctique. Cependant, les incertitudes de ces estimations restent considérables faute de mesures.

C'est la Péninsule antarctique – cette bande de terre étroite et contournée pointant vers l'Amérique du Sud – qui donne le signal le plus clair, mais cette partie correspond à seulement 7 % de la surface du continent. La Péninsule est un peu une zone à part en Antarctique : elle est située à des latitudes plus basses, elle enregistre des taux d'accumulation plus substantiels que le reste du continent, mais aussi une ablation d'été plus importante. Son plus grand ice shelf est le Larsen, qui a commencé à causer quelques soucis ces dernières années. S'étendant sur 1 200 km de ligne de rivage, il a commencé à reculer doucement depuis 1940, mais, à partir des années



1986-1989, les choses se sont accélérées : plusieurs morceaux se sont détachés et ont commencé à se désintégrer, puis cela a été le cas en 1995 du Larsen A, enfin du Larsen B, d'une étendue beaucoup plus vaste, en 2002-2003. Selon certains auteurs, comme Vaughan *et al.* (2003)⁷⁰, ce secteur maritime aurait vu sa température augmenter de 2° C à 3 °C au cours des cinquante dernières années, ce que confirment les données de la station ukrainienne de Vernansky (ex-Faraday). Beaucoup soulignent que l'évolution des ice shelves et des glaciers est à relier à une augmentation de la température de l'océan. Si une telle évolution venait à toucher aussi l'Antarctique de l'Ouest, davantage soumis aux influences océaniques que l'Antarctique de l'Est, on pourrait craindre que ses glaces flottantes commencent à se désintégrer et provoquent un déséquilibre dynamique qui se répercuterait sur les glaciers qui se jettent sur ces plateformes. Cette thèse est encore en discussion, car il semble que la désintégration d'un ice shelf n'entraîne pas systématiquement une accélération des glaciers à l'amont et une augmentation des débits de glace en direction de l'océan.

En conclusion, les incertitudes qui entachent l'estimation du bilan de la calotte antarctique restent grandes. La plus grande partie semble en équilibre ou en excédent, mais les preuves de déficits se multiplient en Antarctique de

La chaîne transantarctique, vue d'avion.

l'Ouest, la région la plus vulnérable au réchauffement actuel. Sur la Péninsule, les manifestations de fonte des ice shelves sont visibles, ce qui, comme au Groenland, pourrait affecter les glaciers de la zone. Nous reparlerons de ces inlandsis quand nous évoquerons plus loin les conséquences de la fonte des glaciers sur le niveau des mers.

Glaciers de montagne et petites calottes : le constat des dernières décennies

Nous n'entrerons pas dans le détail de cette question, car nous l'avons traitée, régions par régions, dans les chapitres précédents. C'est un fait, les glaciers ont très souvent reculé dans la seconde moitié du xx^e siècle, mais à un rythme différent. La figure 49 présente le bilan cumulé au cours des 15-50 dernières années de 75 glaciers

⁷⁰ Vaughan D. G., Marshall G. J., Connolley W. M., Parkinson C., Mulvaney R., Hodgson D. A., King J. C., Pudsey C. J., Turner J., 2003 – Recent Rapid Regional Climate Warming on the Antarctic Peninsula. *Climatic Change*, 10.1023/A : 1026021217991.



© Photo L. Reynaud

disséminés dans le monde. Ils ont été regroupés en quinze régions principales, trois situées en Amérique du Nord, six en Asie, trois en Europe, deux dans la ceinture tropicale (Andes et Afrique) et une dans les Andes moyennes⁷¹. Ces données ont parfois été exposées dans les chapitres précédents, mais nous avons voulu les regrouper ici en un seul graphique pour avoir une vision d'ensemble. Cette vue panoramique de l'évolution des glaciers dans diverses parties du monde depuis trente à cinquante ans est intéressante, toutefois elle n'offre qu'une image simplifiée de la réalité. Nous avons vu en effet dans les chapitres précédents que, à l'intérieur d'un même massif, les variations de volume peuvent être très différentes d'un glacier à l'autre. Cette réserve faite, que voit-on ?

- d'abord une certaine confusion : les glaciers représentés n'ont pas diminué simultanément mais de façon assez dispersée ;
- au-delà de cette première impression, il apparaît que la majorité des régions ont essuyé des pertes limitées jusqu'aux années 1976-1980, puis que les déficits se sont mis à croître : c'est

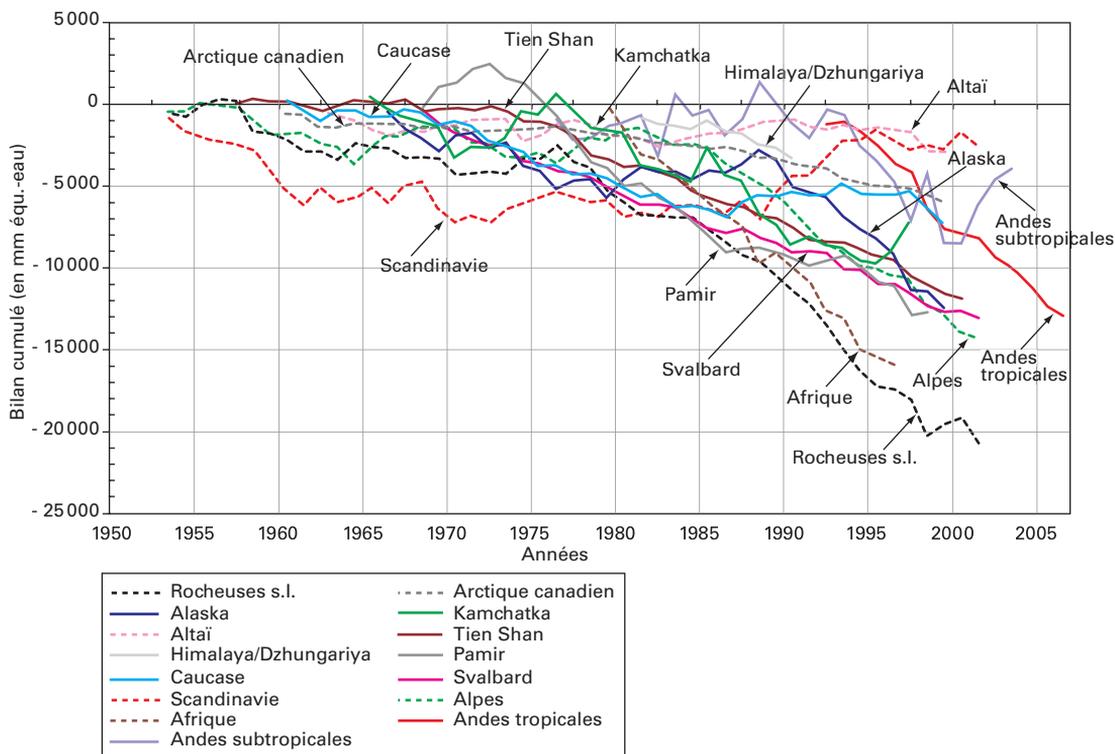
Le front du glacier Perito Moreno vèle dans le Lago Argentino, en Patagonie argentine. L'avancée de ce glacier est telle qu'elle coupe épisodiquement le lac en deux, créant un barrage naturel qui fait monter le niveau de l'eau du bras captif, dénommé « Brazo Rico ». La différence de niveau peut atteindre 6 m et plus. Quand la rupture du barrage intervient – comme le 8 février 2006 ou, antérieurement, en 2004 ou en 1986 – se produit une vidange brutale du bras retenu dans la partie aval du lac, un phénomène spectaculaire qui maintient en haleine pendant des semaines les curieux venus assister au spectacle. Les mouvements du front de ce glacier n'ont apparemment pas de lien direct avec la variabilité du climat.

- le cas, en particulier, de l'Amérique du Nord, de l'Asie centrale et des tropiques ;
- le déficit s'est généralisé au milieu des années 1980 (Alpes) et à partir de la décennie 1990 (Alaska) ;

⁷¹ Données résultant des nombreuses équipes impliquées dans les différentes régions concernées. Le travail de compilation a été réalisé par Ohmura (2004, *ibid.*) sur la base des données recueillies par le World Glacier Monitoring Service de Zurich. De légères modifications ont été introduites par les auteurs de ce livre.

– seules la Scandinavie et, nous l'avons vu auparavant, la Nouvelle-Zélande (non représentée ici) ont connu des excédents de masse dans la dernière décennie du xx^e siècle ; c'est le cas aussi, de façon plus modeste et moins continue, des Andes subtropicales vers le parallèle 30° S. Les glaciers connaissent en général des bilans de masse négatifs dès le début des années 1960. En pondérant ces chiffres par les surfaces occu-

pées par les glaciers – afin de limiter le poids des petits glaciers, qui sont souvent plus négatifs que les grands – et en limitant l'analyse à la période 1967-1996, ce qui exclut les glaciers des Andes et d'Afrique, le déficit calculé de cette population est de -265 mm/an. Il semble que cette tendance négative s'accélère (de -12 mm/an) et cela pourrait s'expliquer par les forts déficits enregistrés dans la décennie 1990.



Sources : compilé par Ohmura, 2004, complété par les auteurs.

Figure 49

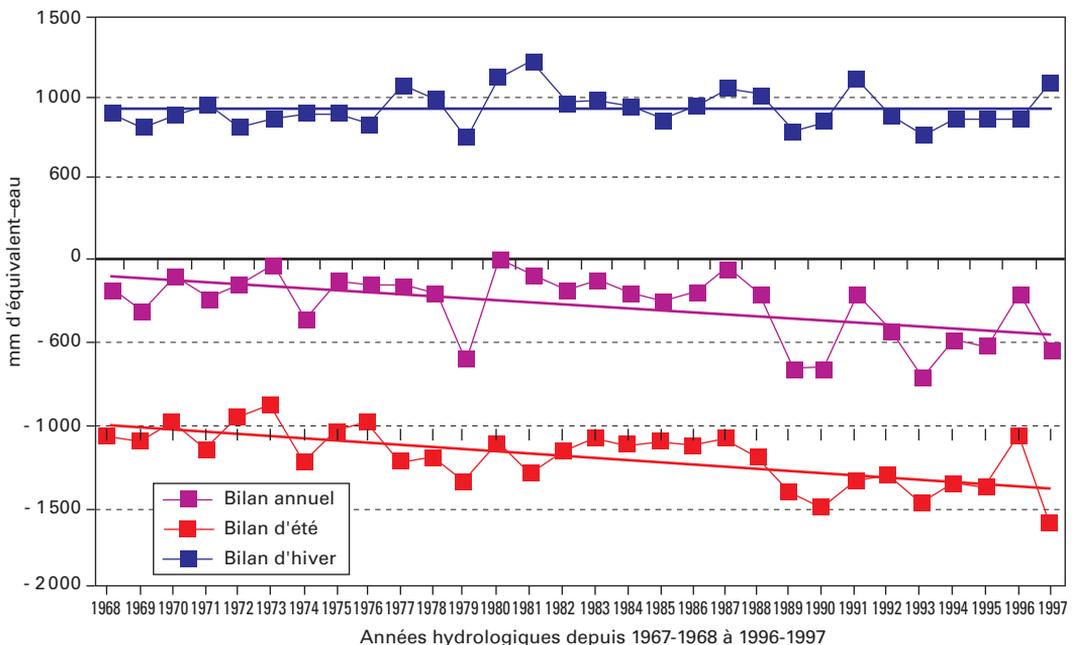
Bilans de masse cumulés moyens de soixante-quinze glaciers de montagne provenant de quinze grandes régions du monde sur lesquelles existe une information régulière. Ci-dessous, liste des glaciers considérés et leur région d'appartenance.

1. Les Rocheuses *lato sensu* (Côtière, Cascade, Olympic) : Blue, Helm, Lemon-Creek, Peyto, Place, Sentinel, South Cascade.
2. Arctique canadien : Devon, Drumbuie, Meighen, Melville South, White.
3. Alaska : Gulkana, Wolverine.
4. Kamchatka : Koselskiy.
5. Altaï : Levij Aktru, n° 125, Praviy Aktru.
6. Tienshan/Dzhungariya : Golubin, Igly, Tuyuksu, Kara Batkak, Kosmodemya, Manetovoy, Mayakovsko, Molodezhmiy, Partizan, Shumskiy, Tsentralniy, Tuyuksuyskiy, Urumqihe S n° 1, Urumqi-He E.B.
7. Himalaya : Changmekhangpu, Dunagiri, Shaune Garang.
8. Pamir : Abramov.
9. Caucase : Bezingi, Djankuat, Garabashi, Marukhskiy, Tbilisa, Zeiskiy.
10. Svalbard : Austre Broeggerbreen, Midtre Lovénbreen, Finsterwalder.
11. Scandinavie : Ålfotbreen, Engabreen, Gråsubreen, Hardangerjoekulen, Hellstugubreen, Nigardsbreen, Rabots, Storbreen, Storglaciären.
12. Alpes : Aletsch, Careser, Gries, Hintereis, Jamtal, Kesselwand, Limmern, Plattalva, Saint-Sorlin, Sarennes, Silvretta, Sonnblick, Vergagt ferner, Wurten.
13. Afrique équatoriale : Lewis.
14. Andes tropicales : Antizana 15a, Chacaltaya, Zongo.
15. Andes subtropicales : Echaurren.

Néanmoins, les incertitudes et le faible échantillonnage nous incitent à la prudence. De plus, ces moyennes masquent en fait une forte disparité, on le voit bien sur la figure 49. Par exemple, pour rester à des latitudes semblables, les glaciers du nord-ouest du Pacifique présentent au long de cette dernière décennie un déficit très marqué, proche de -475 mm/an, comme d'ailleurs les glaciers d'autres régions, Alpes et Asie centrale (Tien Shan). En revanche, les glaciers scandinaves sont restés en majorité positifs depuis le début des années 1990.

Pour comprendre ce qui a contribué à de tels bilans, nous avons voulu préciser quels ont été les comportements respectifs des bilans hivernaux et des bilans estivaux, là où ils ont été mesurés de façon séparée (fig. 50). Rappelons ici que les bilans de la période d'hiver sont régis surtout par les précipitations hivernales, tandis que les bilans

de l'été sont contrôlés par l'ablation, et en particulier la fusion. Nous ne disposons que de 35 glaciers dans le monde pour lesquels les bilans hivernaux et estivaux ont été mesurés au cours de ces quarante dernières années. Sur ces glaciers, les bilans d'hiver sont restés en moyenne à peu près constants au cours de la période 1968-1997, tandis que l'ablation d'été a augmenté. C'est donc cette dernière qui explique pour l'essentiel la tendance croissante aux déficits des bilans de masse. Sur l'échantillon de glaciers considéré, l'ablation a augmenté depuis trente ans à un taux de 13 mm/an, ce qui équivaut à peu de choses près à l'augmentation du déficit des bilans de masse, qui est, rappelons-le, de -12 mm/an. Notons que pendant leur période de crue récente, les glaciers scandinaves ont connu une croissance de leur ablation de 14 mm/an, une valeur très proche de la moyenne citée.



Sources : compilé par Ohmura, 2004, légèrement modifié par les auteurs.

Figure 50

Évolution des bilans d'hiver (courbe du haut), des bilans d'été (courbe du bas) et du bilan moyen de l'année de trente-cinq glaciers dans le monde (excluant les tropiques).

1. Les Rocheuses *lato sensu* (Côtière, Cascade, Olympic) : Helm, Peyto, Place, Ram, Sentinel, South Cascade.
2. Arctique canadien : Devon, Melville South, Meighen.
3. Alaska : Gulkana, Wolverine.
4. Kamchatka : Koselskiy.
5. Altaï : Maliy, Leviy Aktru, n° 125.
6. Tianshan/Dzhungariya : Golubin, Tuyuksuyskiy, Tsentralniy, Urumqi-He S n° 1, Karabatkak, Shumskiy.
7. Pamir : Abramov.
8. Caucase : Djankuat.
9. Svalbard : Austre Broeggerbreen, Midtre Lovénbreen.
10. Scandinavie : Ålfotbreen, Engabreen, Gråsubreen, Hardangerjoekulen, Hellstugubreen, Nigardsbreen, Storbreen, Storglaciären.
11. Alpes : Sarnennes, Vernagtferner.



© CNRS/C. Vincent

Enfin, on observe sur la courbe des bilans d'été (courbe en rouge sur la figure) que la baisse sur trente ans n'a pas été régulière, contrairement à ce que montre la droite tendance, mais qu'elle a plutôt procédé par ressauts et paliers : un affaissement en 1976-1977, suivi d'un autre, plus marqué, en 1988-1990.

Intéressons-nous à présent aux cas particuliers, c'est-à-dire à ces glaciers qui ne se sont pas conformés à la tendance générale, et examinons l'origine de ces anomalies.

Les fluctuations glaciaires sous l'effet des modes climatiques régionaux

Les glaciers maritimes de Norvège et Nouvelle-Zélande constituent une exception dans l'évolution générale des glaciers de montagne au cours des quarante dernières années puisque, à l'inverse des autres, ils ont gagné en volume. Cela remet-il pour autant en cause la tendance au recul des glaciers de montagne signalée auparavant ?

Cette anomalie est à rattacher à des différences d'accumulation générant des oppositions de phase dans les bilans de masse : quand certains glaciers ont des bilans positifs, d'autres ont tendance à présenter des bilans négatifs, et vice versa. Cette opposition peut être très nette pendant une période, puis elle s'estompe pour

Le glacier Bergsetbreen, en Norvège.

réapparaître éventuellement ensuite. Ainsi, les tendances des bilans de masse dans le nord de l'Europe (plus exactement le sud de la Scandinavie) et dans le sud (les Alpes) peuvent s'opposer (voir chap. 5, p. 108). Cela peut être aussi le cas, comme nous l'avons déjà souligné, entre le golfe d'Alaska et le nord-ouest/sud-ouest des États-Unis/Canada. Dans le Pacifique, dans l'hémisphère sud, les bilans de masse des Andes tropicales et ceux des Alpes de Nouvelle-Zélande sont fréquemment de signe contraire, différence que l'on voit également apparaître, avec moins de netteté cependant, entre les Andes tropicales (Équateur, Pérou, Bolivie) et les Andes subtropicales (Chili et Argentine, sous les latitudes 30-35° S). Comment expliquer ces évolutions distinctes ?

Embellie récente des glaciers maritimes de Norvège : une signature du mode NAO

Ces gains de masse ont une origine bien connue : l'augmentation des chutes de neige hivernales. Ces apports ont eu un rôle déterminant dans la croissance des bilans glaciaires hivernaux, lesquels, en compensant un temps la montée des pertes par ablation estivale, ont orienté l'ensemble des bilans de masse vers la hausse. À titre de comparaison, nous avons reporté sur la figure 51 les bilans hivernaux de huit glaciers scandinaves et de deux glaciers alpins. On voit bien qu'il existe



© B. Lefauconnier

une certaine opposition de phase en Europe occidentale entre la partie sud et la partie nord : avant 1977, les bilans d'hiver sont forts au nord et plutôt déprimés au sud, une opposition peu marquée ensuite dans les années 1980, mais qui tend à réapparaître dans la décennie 1990.

Les déphasages observés entre les glaciers scandinaves et alpins⁷² sont donc liés aux précipitations hivernales, et celles-ci sont en partie modulées par une oscillation qui existe entre le nord et le sud de l'Europe et qui a son siège sur l'Atlantique nord. Elle est connue sous la dénomination d'« oscillation Nord-Atlantique » ou *North-Atlantic Oscillation*, soit NAO (voir encadré 16, fig. 52). Le déphasage qu'elle induit entre les bilans des glaciers d'Europe du Nord et d'Europe du sud est parfois très marqué, mais toutefois loin d'être systématique. Le « signal climatique NAO » sur l'Europe est d'ordinaire « bruité » par une forte variabilité d'une année sur l'autre ; cependant, dès lors qu'apparaît une oscillation basse fréquence nette (voir encadré 16, fig. 53), positive dans les années 1900-1915 et 1980-2000, ou négative au cours de la période 1950-1975, il est possible de voir se développer des oppositions de phase sur les glaciers du nord et du sud de l'Europe occidentale. Les glaciers scandinaves montrent un bilan positif en phase NAO positive, grâce à l'importance des chutes de neige hivernales, les gla-

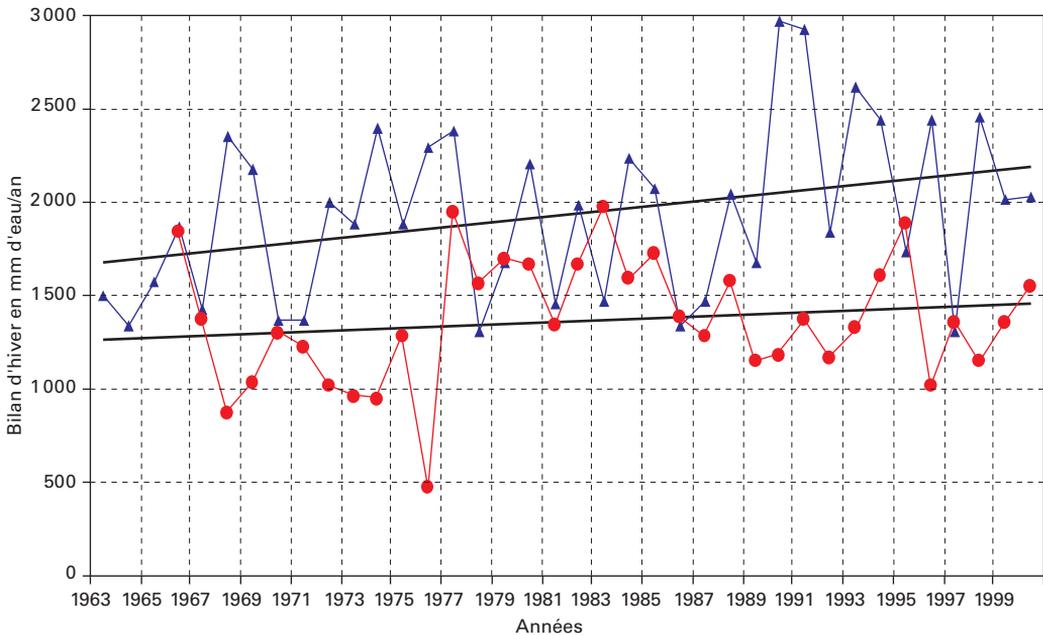
Grand glacier vêlant sur la côte ouest du Svalbard.

ciers alpins pâtissent au même moment de faibles apports. Et puis, la situation s'inverse en phase NAO négative. Aussi l'évolution positive des glaciers scandinaves depuis le début des années 1990 est-elle en partie liée à une phase positive persistante du mode NAO. Ce sont les précipitations, à travers le bilan hivernal, qui sont responsables de cette embellie des glaciers scandinaves les plus maritimes.

Ce balancement climatique entre le nord et le sud de l'Europe a-t-il pu être assez fort dans le passé pour expliquer des déphasages dans les fluctuations glaciaires sur de plus grandes échelles de temps ? Cette hypothèse a été formulée par les chercheurs norvégiens Nesje et Dahl (2003)⁷³ pour expliquer qu'au cours du Petit Âge Glaciaire, les glaciers des Alpes ont connu leur plus grande extension dans la première partie du xvii^e siècle, tandis que les glaciers scandinaves sont arrivés à leur extension maximale dans la première moitié du xviii^e (voir chap. 3, p. 61). Pour que ce décalage soit attribuable au mode NAO, il faudrait que le mode positif ait été dominant dans la première moitié du xviii^e siècle sur plusieurs décennies afin que l'augmentation des précipitations hivernales ait

⁷² Six D., Reynaud L., Letréguilly A., 2001 – Bilans de masse des glaciers alpins et scandinaves, leurs relations avec l'oscillation du climat de l'Atlantique nord. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Sciences de la Terre et des planètes*, 333.

⁷³ Nesje A., Dahl S., 2003 – The "Little Ice Age" – only temperature? *The Holocene*, 13.



Sources : compilé par Ohmura, 2004, complété par les auteurs.

Figure 51
Évolution du bilan hivernal
d'un échantillon de glaciers scandinaves
(bleu, triangles) et alpins (rouge, ronds)
entre 1963 et 2000. Les glaciers
échantillonnés pour la Scandinavie
sont Ålfotbreen, Engabreen, Gråsubreen,
Hardangerjoekulen, Hellstugubreen,
Nigardsbreen, Storbreen, Storglaciären
et, pour les Alpes, Sarennes
et Vernagtferner. Les droites donnent
les tendances sur la période considérée.

pu être durable. Ce que nous voyons au xx^e siècle est assez éloigné de ce schéma, car les modes dominants, positifs ou négatifs, quand ils existent, ne se prolongent pas sur plusieurs décennies mais seulement sur quelques années.

Quoi qu'il en soit, on conclura que l'embellie récente des glaciers dans certaines régions du monde comme la Scandinavie ne peut pas être un fait de nature à alimenter les doutes sur le réchauffement climatique à l'échelle mondiale. Cette crue glaciaire est clairement liée à une évolution positive des précipitations hivernales tenant à un contexte de circulation atmosphérique régional particulier. La preuve en est que, au moins en Scandinavie, l'ablation d'été a continué à croître pendant cet épisode de crue dans des proportions tout à fait comparables à celles des autres massifs de la planète.

Les volte-face des glaciers autour du Pacifique : un effet d'Enso

Le mode *El Niño-Southern Oscillation* (Enso) est connu pour être la plus forte fluctuation naturelle du climat mondial à l'échelle décennale. Avant d'examiner son impact sur les glaciers, nous rappelons dans l'encadré 17 ses principales caractéristiques, en soulignant un fait : perçu à l'origine comme un phénomène océanique localisé dans le Pacifique équatorial,

il est considéré aujourd'hui comme l'une des altérations majeures que subit, de façon périodique, le climat à l'échelle de la planète.

La variabilité du bilan de masse de nombreux glaciers tout autour du Pacifique a été, au cours des dernières décennies, étroitement contrôlée par la fréquence et l'intensité des deux phases d'Enso. Les glaciers des Andes tropicales et les glaciers de Nouvelle-Zélande, par leurs comportements opposés, illustrent bien l'effet de ce mode oscillatoire au niveau régional.

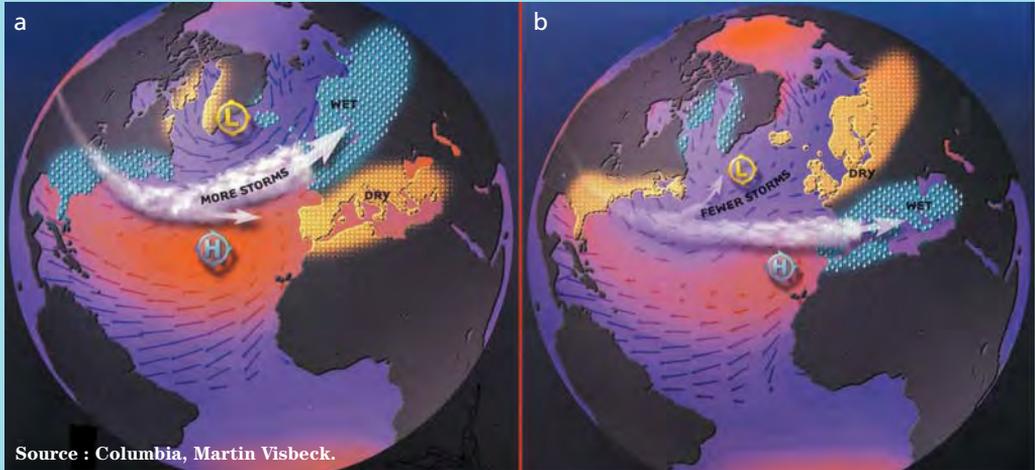
Andes tropicales : une fonte accentuée durant les épisodes El Niño

Les travaux menés par les chercheurs de l'IRD ont montré⁷⁴ que les glaciers des Andes tropi-

⁷⁴ Francou B., Vuille M., Wagnon P., Mendoza J., Sicart J. E., 2003 – Tropical change recorded by a glacier in the central Andes during the last decades of the 20th century: Chacaltaya, Bolivia, 16°S. *Journal of Geophysical Research*, 108. Francou B., Vuille M., Favier V., Cáceres B., 2004 – New evidence for an ENSO impact on low-latitude glaciers : Antizana 15, Andes of Ecuador, 0°28'S. *Journal of Geophysical Research*, 109.

L'oscillation Nord-Atlantique (North-Atlantic Oscillation ou NAO)

Encadré 16



Source : Columbia, Martin Visbeck.

Figure 52

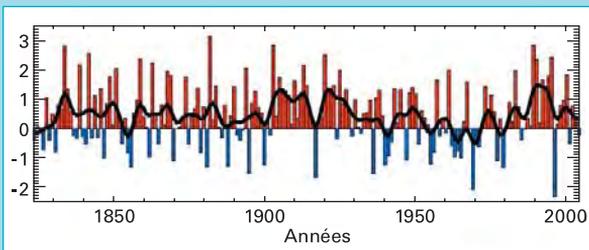
L'oscillation Nord-Atlantique avec les deux phases extrêmes, la phase positive, à gauche, et la phase négative, à droite. En bleu et jaune, les régions anormalement humides et sèche, respectivement, dans les mois d'hiver.

La NAO est un mode dominant en hiver sur l'Amérique du Nord, le nord de l'Atlantique, l'Europe et le nord de l'Asie, qui consiste en un balancement entre l'anticyclone subtropical et les basses pressions subpolaires. Dans l'Atlantique, le balancier se fait entre l'anticyclone des Açores et la dépression d'Islande. Quand le premier est plus fort que d'habitude, la seconde tend à être plus creuse, et vice versa. On parle dans le premier cas de situation NAO positive. Dans ce cas de figure, le fort contraste existant dans ce champ de pression facilite l'entrée des dépressions et de l'air humide atlantique, avec une trajectoire sud-ouest/nord-est qui intéresse surtout l'Europe du Nord. La côte scandinave est alors très enneigée (fig. 52 a). Les hivers sur l'Europe sont doux et humides, mais froids et secs au nord du Canada et au Groenland, alors que l'est des États-Unis bénéficie d'hivers doux

et humides. Quand le champ de pression s'inverse, avec un contraste atténué entre les hautes pressions subtropicales, moins fortes, et les basses pressions subpolaires, moins creuses, l'activité des dépressions hivernales sur l'Atlantique est réduite, leur trajectoire porte davantage dans le sens ouest-est et concerne surtout le sud de l'Europe, en particulier les régions méditerranéennes (fig. 52 b). L'air froid et sec d'origine arctique tend à envahir le nord de l'Europe, où l'enneigement est en général déficitaire. La côte est des États-Unis connaît un hiver rude, avec des vagues de froid et des épisodes neigeux accentués, alors qu'au nord du Canada et au Groenland domine la douceur. En fait, il s'agit là de situations typiques, mais la réalité est beaucoup plus complexe et laisse place à d'autres influences.

L'indice d'oscillation Nord-Atlantique (*North Oscillation Index*) traduit ce

balancement. Il est à la première impression très chahuté à cause de la forte variabilité existant d'une année sur l'autre. Cependant, quand on regarde les choses de plus loin et qu'on lisse la courbe, un mode basse fréquence peut se révéler, parfois très net sur plusieurs années, faisant pencher la balance d'un côté (NAO plutôt positive) ou de l'autre (NAO plutôt négative). La figure 53 montre que depuis le milieu des années 1970 le mode positif (en rouge) a dominé, ce qui a été corrélatif d'une longue série d'hivers doux et humides en Europe, surtout dans la décennie 1990. Depuis le milieu des années 1990, cette tendance tend à s'affaiblir et des hivers froids sont réapparus. La période précédente, les années 1955-1975, a été dominée par des situations NAO négatives (en bleu), ce qui a eu pour résultat une majorité d'hivers froids et relativement secs dans le nord de l'Europe.



Source : Columbia, Martin Visbeck.

Figure 53

L'indice d'oscillation Nord-Atlantique de 1823 à 2004. Le NAO index est défini comme la différence normalisée entre les hautes pressions subtropicales (Lisbonne, Portugal) et les basses pressions subpolaires (Stykkisholmur, Islande) pendant l'hiver (de décembre à mars). La courbe présente les données lissées.

Comment Enso (El Niño Southern Oscillation) modifie le climat dans tout le Pacifique et bien au-delà

Encadré 17

Le phénomène El Niño est compris de nos jours comme l'expression d'une instabilité entre l'océan et l'atmosphère dans le Pacifique équatorial. Il est la phase chaude d'un mode oscillatoire naturel dont la contrepartie, la phase froide, est La Niña. Les deux phases forment Enso, qui est une oscillation du champ de pression atmosphérique entre l'est et l'ouest du Pacifique équatorial accompagnée d'un énorme transfert d'eaux et d'énergie au niveau de l'équateur. Bref, un balancier complexe qui mobilise l'atmosphère et l'océan, les deux étant étroitement couplés. Rappelons que dans le Pacifique, les alizés convergent vers l'équateur au large des côtes américaines et que, par effet mécanique, ils poussent les eaux superficielles vers l'ouest, créant un courant superficiel qui fait affleurer le long de ces côtes des eaux profondes et froides (courant

de Humboldt au large du Pérou). Ce mécanisme, dénommé « upwelling », entretient un fort gradient thermique entre l'est et l'ouest au niveau de l'océan et de l'atmosphère, lequel gradient accentue le mouvement des vents vers l'ouest, donc celui des eaux.

Réchauffées en se déplaçant vers l'ouest, ces eaux se dilatent dans une masse océanique grande comme l'Europe située au nord de l'Australie et à l'est de l'Indonésie, dénommée la « warm pool ». L'énergie accumulée dans cette « chaudière » se dissipe grâce à une forte évaporation et à une intense activité convective qui produit des nuages très développés en hauteur et des pluies diluviennes (fig. 54 a). Cette gigantesque « hotte » alimente de part et d'autre de l'équateur, dans le sens nord-sud et ouest-est, les grandes cellules convectives dites de Hadley-Walker. À l'est du

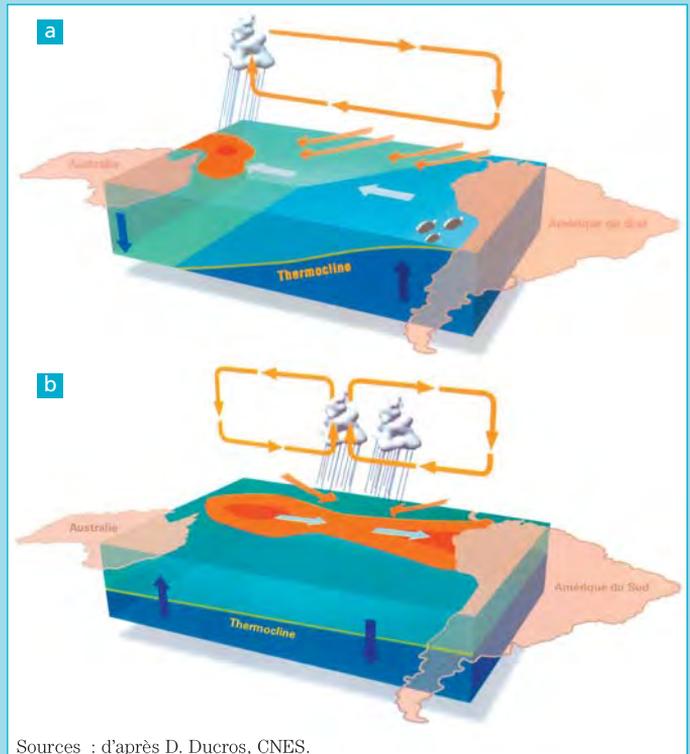
Pacifique, l'une des branches descendantes de ces cellules contribue à entretenir l'anticyclone subtropical qui impose un climat aride sur toute la bordure côtière entre le Chili, le Pérou et le sud de l'Équateur. C'est cet anticyclone qui, à son tour, propulse les alizés, lesquels alimentent l'upwelling et donc le gradient est-ouest : la boucle est bouclée... Du côté est du Pacifique, l'océan est frais, l'air est stable et sec en altitude, une couche de stratus de 2000 m d'épaisseur recouvre l'océan et le désert côtier du Pérou, matérialisant la stabilité de la basse atmosphère sur cet océan froid.

Les impacts sur la circulation atmosphérique

Une autre cellule de Walker fonctionne entre l'Afrique et l'Amérique du Sud, et sa branche ascendante – et zone de convection principale – se

Figure 54

Croquis simplifié du régime des vents et des courants marins dans le Pacifique équatorial a) en situation froide (La Niña), et b) en situation chaude (El Niño). Avec La Niña, les alizés se renforcent sur le Pacifique par rapport à la situation normale, accentuant à l'est les conditions sèches tandis qu'à l'ouest (Indonésie) dominent des conditions très humides. Dans ce régime, le Pacifique est froid à l'est, grâce aux eaux profondes qui affluent le long des côtes sud-américaines (upwelling) et sur une bonne partie de la bande équatoriale, donnant une thermocline très inclinée en direction de l'ouest. Avec El Niño, les alizés s'affaiblissent à l'est, voire disparaissent, la zone des précipitations abondantes se déplace vers le centre, sur la Polynésie. Sur l'est du Pacifique, le long des côtes de l'Équateur et du nord du Pérou surtout, les eaux superficielles sont anormalement chaudes, avec une thermocline presque horizontale, et le niveau marin est plus élevé de quelques décimètres par rapport à la normale.



Sources : d'après D. Ducros, CNES.

trouve en été austral sur l'Amazonie et contre les Andes. Durant cette saison, les alizés de l'hémisphère nord franchissent l'équateur et se joignent aux alizés de l'hémisphère sud pour alimenter un flux d'air humide et instable depuis l'Atlantique, qui se recharge constamment en vapeur sur la forêt amazonienne, avant d'atteindre le versant est et nord-est des Andes tropicales. Ce flux, appelé par certains auteurs « mousson amazonienne », est à l'origine de la plus grande partie des précipitations qui tombent sur les Andes centrales, entre le sud de l'équateur et le tropique sud.

Quand ce régime est intense, il correspond à « La Niña » : il fait froid et humide sur les Andes, les glaciers se recouvrent de neige dès le début de l'été, se mettant ainsi à l'abri d'une forte fusion alors que la radiation solaire est à son comble. Quand survient El Niño, par une série de mécanismes complexes et encore peu élucidés, se produit sur le Pacifique un transport massif des eaux chaudes de la « warm pool » vers l'est par un train d'ondes rapides qui atteignent la côte sud-américaine (fig. 54 b). La grande zone convective se déplace avec la grande masse d'eau chaude (« warm pool ») vers l'est et vient se fixer au centre du Pacifique. Le champ de pressions de part et d'autre du Pacifique bascule, les hautes pressions se trouvent alors à l'ouest, les basses au centre : c'est l'oscillation australe. Les cyclones tropicaux sont alors pour les Polynésiens, la sécheresse pour les Australiens et dans une moindre mesure pour les Indonésiens. Ce reflux des eaux chaudes vers l'est affaiblit le gradient est-ouest, donc ralentit les alizés et grippe l'upwelling. En conséquence, les eaux superficielles à l'est du Pacifique s'échauffent et la thermocline (limite entre eaux chaudes superficielles et eaux froides profondes) s'épaissit. Le mode de propagation de l'anomalie thermique affectant ces eaux entre l'est et l'ouest a pu changer au cours de l'histoire, comme par exemple avant et après 1976 : avant 1976, il se manifestait davantage de l'est vers l'ouest, tandis qu'après 1976, surtout à partir de l'épisode El Niño 1982-1983, il s'est

fait davantage de l'ouest vers l'est. L'important, c'est que le déplacement du foyer convectif de l'ouest vers le centre du Pacifique modifie toute la circulation atmosphérique : la cellule de Walker se scinde, avec une branche descendante sur l'Australie et l'Indonésie, qui souffrent alors de sécheresse, l'autre branche continuant à alimenter les hautes pressions au large du Pérou ; aussi l'invasion des eaux chaudes au large de l'Équateur et du Nord-Pérou (le courant El Niño proprement dit) ne provoque-t-elle de l'instabilité atmosphérique et des pluies violentes que sur leur secteur côtier mais guère au-delà. Parallèlement, les conditions qui règnent alors sur l'Atlantique tropical font diminuer la vigueur de la mousson amazonienne, la convection sur l'Amazonie centrale est moins active car la pression y est relativement forte, le foyer convectif principal tendant à se déplacer vers le nord. Privée du fort transport d'air humide sur l'Amazonie, les Andes tropicales sont sèches, surtout les cordillères du Pérou et plus encore celles de la Bolivie, où la baisse des précipitations peut atteindre 20 % à 30 % selon les El Niño. En revanche, sous l'influence de l'énorme pompe d'énergie qui fonctionne entre l'océan et l'atmosphère au centre du Pacifique, la troposphère tropicale s'échauffe sur plusieurs kilomètres, une anomalie chaude qui peut atteindre 1 °C-3 °C à l'altitude des glaciers dans les Andes tropicales. Plus haut en latitude, la circulation atmosphérique est également modifiée durant la phase chaude d'Enso. Les fronts polaires nord et sud du Pacifique sont plus dynamiques et les courants-jets d'altitude plus centrés sur les latitudes subtropicales. Aussi, les régions situées vers les 30°-40° sont-elles touchées par des dépressions très actives qui provoquent de fortes précipitations. C'est le cas par exemple dans l'hémisphère sud sur les cordillères du centre du Chili (région de Santiago et plus au nord), sur le nord de l'Argentine et le sud du Brésil, ainsi que sur la Nouvelle-Zélande. Enso influence aussi l'Amérique du Nord : tempêtes en Californie, temps plus sec et doux dans le nord-ouest des États-Unis et au Canada dont pâtissent des

glaciers comme le South Cascade ou le Peyto (voir chap. 6, p. 116).

Les oscillations à l'échelle des décennies

Enso est de nos jours reconnu comme l'un des principaux facteurs de variabilité climatique, non seulement dans le Pacifique, mais au niveau de toute la planète. La phase chaude (El Niño) se produit tous les 3 à 7 ans au rythme actuel et dure de 6 à 18 mois. La phase froide (La Niña) est plus rare depuis une trentaine d'années (fig. 55). Ce changement dans la fréquence des phases chaudes et des phases froides a eu tendance à s'inverser tous les 20-30 ans environ au cours du xx^e siècle. Ainsi, La Niña a été plus fréquente et plus intense en moyenne entre 1947 et 1976, avant que El Niño ne prenne le relais de 1976 à nos jours. Auparavant, les années 1924-1947 (surtout entre 1935 et 1945) avaient été favorables à El Niño. Cette « modulation basse fréquence » d'Enso, d'ampleur décennale, est associée à l'oscillation décennale du Pacifique (dite PDO pour *Pacific Decadal Oscillation*), très marquée entre le centre et le nord du Pacifique : en phase PDO positive, le centre du Pacifique et la côte nord-américaine tendent à être chauds tandis que le nord du Pacifique est froid ; en phase PDO négative, le contraire se produit. L'origine de cette oscillation basse fréquence n'est pas encore élucidée, de même que ses relations avec Enso sont encore mal définies. On ignore aussi si le réchauffement global actuel pourrait provoquer dans le futur des El Niño plus fréquents et plus intenses, voire nous faire basculer dans une situation El Niño permanente. Quoi qu'il en soit, cette « respiration profonde » du Pacifique est sans aucun doute un élément qui explique une part importante des fluctuations qu'ont connues les glaciers de montagne tout au long du xx^e siècle et sans doute avant, non seulement sur les continents riverains de cet océan, mais bien au-delà. Aussi, la reconstitution des El Niño et des phases de PDO au cours des siècles et des millénaires passés est-elle l'un des grands enjeux actuels de la paléoclimatologie.

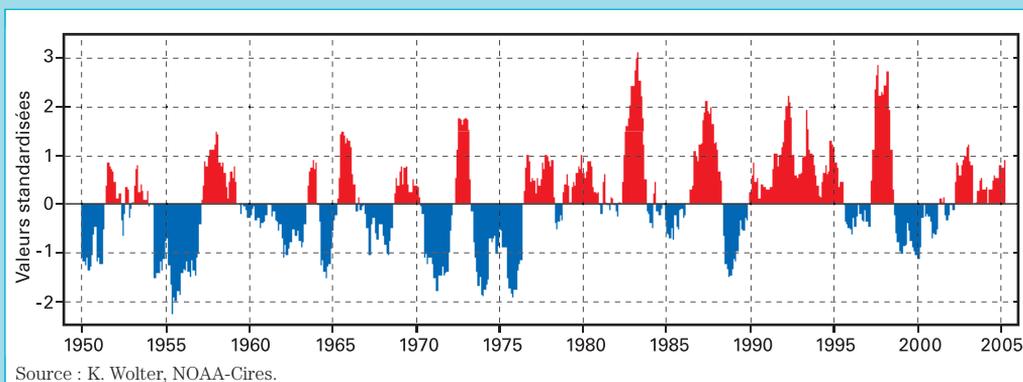


Figure 55

L'indice multivarié d'Enso synthétise plusieurs paramètres liés à l'état superficiel de l'océan et à la basse atmosphère dans le Pacifique central équatorial. En rouge et en bleu, les phases chaudes et les phases froides. Les plus marquées ($\sigma > 1$) sont considérées comme des épisodes El Niño et La Niña. La phase chaude a été très dominante depuis 1976, avec des épisodes La Niña discrets, ce qui contraste avec la période précédente. Entre 2001 et 2005, on s'est peu écarté d'une situation neutre. Les valeurs de cet indice sont données en moyennes mobiles sur deux mois et sont normalisées (unités sur l'axe Y en écarts-types $[\sigma]$).

cales (16° S- 0°) subissaient lors des phases chaudes (El Niño) des taux d'ablation plus sévères et une accumulation déficitaire. Les mécanismes en jeu et leurs conséquences sur les glaciers ont été évoqués au chapitre 8 : atténuation de la nébulosité, baisse plus ou moins marquée des précipitations et hausse de la température atmosphérique modifient le bilan d'énergie des glaciers dans le sens d'une fusion accrue. L'ablation est alors dopée et domine jusqu'à 5 300-5 400 m d'altitude, tandis que l'accumulation est davantage réduite sur les surfaces situées à très haute altitude (plus de 5 500 m). La figure 56 montre combien un glacier proche de l'équateur, l'Antizana (0° 28' S), subit l'influence d'Enso : l'ablation mesurée chaque mois dans sa partie basse suit avec un décalage de trois mois les variations de température du secteur central du Pacifique équatorial (dit « Niño-4 »). On peut, dans la plupart des cas, anticiper les taux d'ablation de ce glacier en suivant les indices du Pacifique.

Il s'ensuit que l'accélération du déficit des glaciers dans cette partie des Andes a coïncidé dans le temps avec le changement de phase du Pacifique : c'est à partir de 1976 que la température superficielle du Pacifique tropical, en particulier dans son secteur central, s'est orientée résolument à la hausse, une évolution associée à une succession – inhabituelle pour le

xx^e siècle – de phénomènes El Niño souvent intenses à très intenses et parfois de longue durée, comme celui de 1990-1995. Les seuls répit pour les glaciers durant ces trente ans ont été constitués par des épisodes La Niña de courte durée, les derniers à s'être produits étant datés de 1996-1997 et de 1998-2001 : les bilans ont été positifs sur les glaciers suivis, ce qui a parfois donné lieu à des réavancées de fronts, comme celui de l'Antizana 15 qui a fait un bond en avant de 50 m de 1999 à 2001.

Nouvelle-Zélande : de forts taux d'accumulation et une fonte diminuée durant les épisodes El Niño

L'apparente « anomalie » des glaciers néo-zélandais a été déjà évoquée au chapitre 6 (p. 112), mais nous avons laissé la question de son origine sans réponses.

Sur ces îles, la circulation des westerlies (vents d'Ouest) est stimulée en phase chaude (El Niño), le front polaire est plus actif et les trains de dépressions viennent percuter l'Île du Sud qui se trouve sur leur trajectoire, surtout en été. En hiver, ce sont les vents du sud qui sont activés, le tout accompagné d'une baisse notable des températures. Comme résultat du renforcement des vents humides sur la côte ouest de l'Île du Sud et sur les Alpes du Sud, les précipitations



© IRD/B. Francou

augmentent de 10-15 % selon Salinger *et al.* (1999)⁷⁵. Quand se produit une oscillation décennale positive du Pacifique, avec des El Niño dominants, les westerlies sont donc plus forts sur l'île, les précipitations sont à la hausse et les températures sont un peu plus sévères, avec toutefois une part de variabilité interannuelle superposée à cette tendance de fond. Aussi, dès lors que les phases d'avancées et de reculs des glaciers sont mises en perspective avec les changements de phase du Pacifique, on constate que les phases positives des bilans de masse ont bien correspondu aux phases où les épisodes El Niño ont été dominants, tandis que les phases déficitaires ont coïncidé avec les phases où les épisodes La Niña ont été majoritaires. Quant aux processus opérant à la surface des glaciers, ce sont bien l'augmentation de l'accumulation d'hiver (comme en Norvège) mais aussi la réduction de l'ablation estivale qui contrôlent, lors des phases El Niño/La Niña, la tendance à l'avancée/au recul des glaciers. Si l'on se souvient que les bilans glaciaires en Nouvelle-Zélande se sont redressés à partir de 1976, après un recul quasi constant depuis la fin des années 1940, on voit que les dates correspondent et que cette coïncidence pointe bien du doigt l'oscillation décennale du Pacifique (PDO) comme moteur principal de la variabilité des

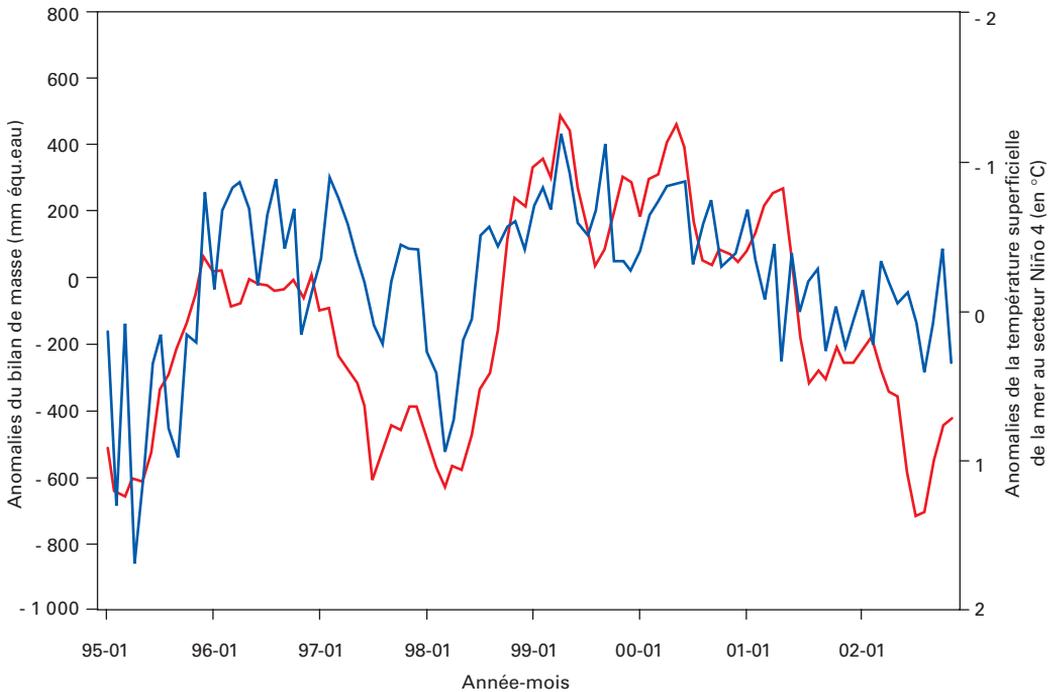
Ice flutes (chenaux rectilignes séparés par des crêtes acérées) des sommets de la Cordillère Blanche au Pérou, ici dans le groupe du Pucarihira (6 000 m), au nord du massif, versant Marañon. Les ice flutes sont formés par l'action combinée et complexe de l'accumulation de la neige et du givre, des avalanches, et de processus d'ablation propres aux montagnes des basses latitudes.

bilans glaciaires dans les Alpes néo-zélandaises depuis au moins cinquante ans. En 1998, les bilans ont amorcé une baisse, mais on manque encore de recul pour savoir si celle-ci résulte de la variabilité du Pacifique (retour à La Niña en 1998-2000) ou d'une tendance plus durable par laquelle les glaciers néo-zélandais rejoindraient le « club » déjà très peuplé des glaciers en recul dans le monde.

Alaska/Rocheuses : des glaciers qui réagissent différemment aux modes Enso et PDO

Un autre groupe est influencé, mais de façon un peu plus complexe, par le mode Enso/PDO, les glaciers du Nord-Ouest américain. En mode PDO positif, la côte canadienne évolue sous

⁷⁵ Salinger M. J., Renwick J. A., Mullan A. B., 1999 – Interdecadal Pacific Oscillation and South Pacific climate. *International Journal of Climatology*, 21 : 14.



Source : Francou *et al.*, 2004.

Figure 56

Anomalies du bilan de masse mensuel dans la zone d'ablation du glacier Antizana 15 α (Équateur) en mm d'eau par rapport à la moyenne (0) (axe de gauche, courbe bleue) et anomalies de la température superficielle de l'océan au centre du Pacifique équatorial – secteur Niño-4 – en °C par rapport à la moyenne (0) (axe de droite, inversé, courbe rouge).

Période considérée : janvier 1995 à décembre 2002. Les données du glacier ont été décalées de trois mois vers la gauche (donc avancées dans le temps) pour correspondre de façon optimale avec la température du Pacifique.

l'influence de pressions plus élevées que la normale, tandis que l'Alaska est dominé par un centre de basses pressions très creuses situées sur les Aléoutiennes. L'Alaska subit en conséquence en hiver une forte entrée d'air maritime humide et tiède, tandis que le Canada et le nord-ouest des États-Unis sont, eux, sous l'influence de hautes pressions et connaissent des hivers doux mais plus secs. Un mode PDO négatif présente le schéma inverse et facilite l'établissement d'une circulation zonale active plus au sud, ce qui donne des hivers humides et frais au Canada et au nord des États-Unis, et à l'inverse, des hivers plus secs et froids sur l'Alaska. En 1976, le mode PDO a brutalement changé de phase, de négatif, il est devenu positif. De ce fait, ces glaciers du nord-ouest de États-Unis et du Canada (South Cascade, Peyto, entre autres) ont entamé en

1977 une série de bilans négatifs. L'évolution vers des précipitations hivernales plus fortes sur la côte d'Alaska à la même date a, au contraire, ragaillardit les glaciers de cette zone, mais surtout sur le secteur côtier, d'où leur bonne santé provisoire jusqu'à l'orée des années 1990, où l'ablation les a rattrapés (voir fig. 26, p. 116).

En conclusion, nous pouvons affirmer que les glaciers de montagne dans le monde ont subi depuis une trentaine d'années un repli généralisé, mis à part quelques exceptions. La question est de savoir s'il s'agit là du signe avant-coureur d'un réchauffement durable appelé à s'amplifier dans le futur. Si oui, quelle sera la réponse des glaciers à celui-ci ? Abordons à présent ce sujet en dépassant les simples observations et en introduisant les modèles pour envisager l'avenir des glaciers.

Le XXI^e siècle vu par les modèles

Réponses des glaciers au nouveau climat



© IRD/B. Francou

Le changement climatique global au cours des dernières décennies du xx^e siècle et la prévision de son évolution au cours du XXI^e siècle ont déjà fait l'objet d'une ample diffusion. Aussi aborderons-nous ces thèmes en mettant l'accent sur les montagnes et les milieux englacés, pour nous focaliser sur les réponses attendues des glaciers à ce changement. Bien que les données recueillies et les simulations réalisées pour les décennies et siècles écoulés et le siècle en cours par le Groupe intergouvernemental d'experts sur l'évolution du climat (GIEC, 2001) comportent encore d'importantes incertitudes, elles représentent à l'heure actuelle la base la plus fiable d'informations pour connaître l'évolution du climat à cette échelle de temps. Nous nous y référons donc amplement. Quels sont les faits les mieux démontrés ?

Évolution à la hausse des températures

La hausse des températures est largement établie à partir de nombreuses données instrumentales. Elle a été de +0,6 °C (± 0,2 °C) en moyenne pen-

dant le xx^e siècle (0,9 °C pour le territoire français) et a porté pour l'essentiel sur deux périodes, 1910-1945 et 1976-2000 (voir fig. 18, p. 82, qui présente la courbe). Nous porterons notre intérêt sur la période des trente dernières années, bien documentée pour les glaciers, au cours de laquelle ils ont reculé par suite d'une



augmentation de l'ablation. Pendant cette période, la hausse de la température a atteint à la surface du globe 0,18 °C par décennie. La décennie 1990 a été marquée par une anomalie positive moyenne de 0,38 °C dans l'hémisphère nord et de 0,23 °C dans l'hémisphère sud, ce qui en fait la décennie la plus chaude jamais enregistrée depuis le début des mesures instrumentales.

Depuis la fin des années 1950, grâce aux ballons sondes, et surtout depuis 1979 avec les capteurs embarqués sur satellites, nous savons que les températures se sont élevées sur les premiers huit kilomètres de l'atmosphère, mais avec un taux plus élevé en général au niveau du sol. Quelques régions semblent échapper à ce réchauffement, comme l'Antarctique – à l'exception de la Péninsule –, un secteur autour du Groenland et du Labrador et certaines zones océaniques de l'hémisphère sud. Pratiquement toutes les zones de montagnes ont présenté ces dernières décennies une augmentation de leurs températures. Les valeurs varient selon les lieux, mais elles peuvent atteindre entre 1 °C et 2 °C depuis quarante ans, comme dans les Alpes occidentales et plusieurs massifs d'Asie, Tien Shan, Pamir et Tibet. Dans les Andes tropicales, la hausse mesurée au sol au cours des vingt-cinq

Le glacier du Khumbu (Himalaya, région de l'Everest) en décembre, avec ses grands pénitents de glace, qui, à l'origine, sont des séracs ayant subi une intense ablation.

dernières années a été de 0,32 °-0,34 °C par décennie selon Vuille et Bradley (2000)⁷⁶. Plus au sud, dans les Andes centrales du Chili, l'isotherme 0 °C moyenne s'est élevée au cours de ces trente dernières années de 170 m en été et de 245 m en hiver.

Ces hausses ne concernent pas de la même façon les maximums et minimums journaliers, soit, en simplifiant, les jours et les nuits. Selon Beniston, de l'université de Fribourg, les minimums ont augmenté dans les Alpes suisses sur cette même période de quarante ans de 2 °C alors que les maximums se sont élevés de façon plus modeste. D'après Karl *et al.* (1993), les minimums auraient augmenté depuis les années 1950 de 0,84 °C, alors que les maximums seraient montés de 0,28 °C sur la plupart des masses continentales. Et cette différence tend à s'accroître avec l'altitude. Il y a donc eu réduction de l'amplitude thermique entre les

⁷⁶ Vuille M., Bradley R., 2000 – Mean annual temperature trends and their vertical structure in the tropical Andes. *Geophysical Research Letters*, 27.



© IRD/B. Francon

jours et les nuits. Ce phénomène peut être associé à l'augmentation de l'humidité atmosphérique et des nuages qui limitent la nuit le rayonnement du sol vers la haute atmosphère dans le domaine des grandes longueurs d'ondes du spectre radiatif et atténuent le jour l'apport du rayonnement direct dans les courtes longueurs d'onde. Cet effet est particulièrement marqué en hiver, et beaucoup de régions de montagne dans le monde ont vu les températures minimales, en particulier leurs extrêmes, s'atténuer de façon significative⁷⁷. Cela ne veut pas dire que les épisodes très froids en hiver soient devenus inexistantes, nous en avons eu de saisissants exemples en Europe lors de l'hiver 2005-2006, mais ils se sont raréfiés. Un autre facteur a contribué à renforcer cette tendance vers des hivers plus doux, c'est le déneigement plus précoce du printemps : le sol dénudé de faible albédo absorbe davantage le rayonnement incident qu'un sol recouvert de neige. C'est l'exemple même d'un renforcement d'une tendance par rétroaction positive.

En dehors des montagnes des hautes et moyennes latitudes, c'est dans les milieux arctiques

Du sommet de l'Antizana (Andes équatoriennes), à 5 760 m, vue sur la mer de nuages recouvrant la plaine amazonienne.

que la hausse mesurée des températures a été la plus remarquable au cours du xx^e siècle. Les stations de ces régions donnent en moyenne annuelle une hausse sur la période 1954-2003 de 2 °C à 3 °C et c'est dans les régions du nord-ouest du Canada, de l'Alaska et dans la partie nord de la Sibérie qu'elle a été la plus forte⁷⁸. En contraste, certaines zones, plus limitées dans l'espace, n'ont pas bougé et ont même vu leurs températures baisser, comme la moitié sud du Groenland et une partie du Labrador. Dans l'Arctique, la hausse a concerné aussi les températures hivernales qui ont fait un bond de 4 °C sur la période, ce qui ne s'est pas produit dans le sud du Groenland et le nord du Labrador, où la rigueur des hivers ne s'est pas atténuée (fig. 57). Le fait que l'Arctique se soit réchauffé davantage que les régions situées à plus basse latitude tient à plusieurs raisons. Les

⁷⁷ Diaz H., Bradley R., 1997 – Temperature variations during the last century at high elevation sites. *Climatic Change*, 36, special issue.

⁷⁸ L'évolution récente de l'Arctique est résumée dans : Arctic Impact Climate Assessment (Aica), 2004 – *Impact of a warming Arctic*. Cambridge University Press.

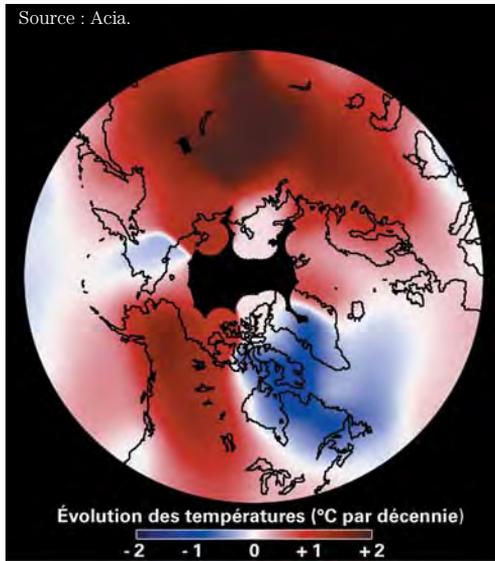


Figure 57
Augmentation des températures hivernales dans l'Arctique de 1966 à 1995. En blanc et bleu, les zones où la température est restée égale ou a baissé ; en rouge, les zones où elle a augmenté. L'échelle du bas donne les valeurs correspondant aux couleurs.

modèles suggèrent que le surplus d'énergie provenant du **forçage radiatif** associé au renforcement récent de l'effet de serre au voisinage des pôles passe directement dans le réchauffement de l'atmosphère, tandis que sous les latitudes moyennes, et surtout sous les tropiques, une part importante de cette énergie est consommée par l'évaporation et l'évapotranspiration. De plus, l'effet du réchauffement est amplifié sous les hautes latitudes Nord par des rétroactions résultant d'une meilleure absorption de l'énergie de rayonnement par le sol, avec des surfaces continentales déneigées plus tôt au printemps et des surfaces océaniques libérées plus tôt et plus complètement des glaces de mer. De ce fait, les apports de chaleur et d'humidité issus de la circulation atmosphérique et océanique ont bénéficié davantage aux territoires arctiques.

Des précipitations aux tendances plus contrastées

La température des océans augmentant, le cycle évaporation/condensation/précipitations a eu tendance à se renforcer. Nous savons aussi que la capacité de l'atmosphère à transporter la vapeur augmente avec la température à un taux de l'ordre de 1 à 3,4 % par degré K. Mais les conséquences en sont diverses selon les régions et selon les niveaux de l'atmosphère. Pour le xx^e siècle, une augmentation de l'ordre de 2 % de la nébulosité sur les terres émergées est probable selon le GIEC, avec une valeur plus élevée sur les montagnes. Une augmentation sensible sur les océans, de l'ordre de 2 % depuis 1952, est également probable selon les mêmes sources. Cette hausse a pu être accompagnée d'une croissance des précipitations, surtout dans l'hémisphère nord à haute et moyenne latitude, de l'ordre de 5 % à 10 %. À cela s'ajoute le fait que, dans de nombreuses régions englacées, les précipitations liquides (pluies) ont

Qu'est-ce que le GIEC ?

Encadré 18

Le Groupe intergouvernemental d'experts sur l'évolution du climat (GIEC ou IPCC en anglais, pour *The Intergovernmental Panel on Climate Change*) a été créé en 1988 par l'Organisation météorologique mondiale (OMM) et le Programme des Nations unies pour l'environnement (Pnue) pour « évaluer l'information scientifique, technique et socio-économique pertinente pour comprendre le risque du changement climatique d'origine humaine ». Les

publications du GIEC sont préparées par trois groupes de travail indépendants, composés d'une centaine de scientifiques de diverses nationalités. Ces publications sont généralement reconnues comme faisant l'objet du consensus le plus large sur le changement climatique. Le dernier rapport, ou *Troisième Rapport d'évaluation complet* du GIEC, a été publié en 2001 et il est disponible dans son intégralité en anglais sur le site http://www.grida.no/climate/ipcc_tar/index.htm.

Certains résumés en français sont accessibles, notamment le *Rapport de synthèse : 9 questions-réponses à l'intention des décideurs* et les *Résumés à l'intention des décideurs*. Le *Quatrième Rapport* sera publié courant 2007. Même si les estimations du GIEC sont loin d'être indiscutables, elles n'occulent pas les incertitudes inhérentes aux recherches sur lesquelles elles reposent et les scénarios sont envisagés pour le futur en termes de probabilité.

vu leur part augmenter par rapport aux précipitations solides (neige). Ainsi, la partie ouest de l'Arctique russe aurait vu ses épisodes pluvieux augmenter de 50 % depuis cinquante ans par rapport à ceux dominés par les chutes de neiges (Acia, *op.cit.*). Ce phénomène est très visible en moyenne montagne en Europe occidentale, nous l'avons observé dans les Préalpes françaises (voir chap. 9, encadré 15) sans qu'il y ait eu, dans le cas évoqué, d'augmentation des précipitations.

Certaines régions sont cependant devenues plus sèches, c'est le cas des ceintures subtropicales, déjà arides, où la baisse probable des précipitations a été de 2 % à 3 % sur le xx^e siècle selon le GIEC. En revanche, l'Asie des moussons et les régions intertropicales déjà humides auraient vu augmenter les précipitations dans de mêmes proportions, mais avec de fortes disparités selon les lieux. Cette tendance résulte d'une augmentation de la convection près de l'équateur, avec les branches ascendantes des mouvements convectifs sur les zones proches de l'équateur plus vigoureuses, et les boucles descendantes au voisinage des tropiques plus intenses. Cette circulation, dite « de Hadley », qui diffuse via l'atmosphère une bonne partie de la chaleur produite sous l'équateur vers les latitudes supérieures et qui influence les courants marins, s'est donc renforcée.

Vouloir généraliser une tendance des précipitations à l'échelle de la planète, notamment en montagne, est risqué, tant les disparités sont fortes selon les massifs. Ainsi, en Europe de l'Ouest, les Alpes semblent avoir connu une hausse modérée des précipitations hivernales, au sud (France, Italie) comme au nord. À l'inverse, on relève dans certaines régions maritimes une augmentation plus marquée des chutes de neiges d'hiver, comme dans l'ouest et le sud de la Scandinavie et dans les Alpes néo-zélandaises. Ces apports ont eu, nous le savons, un rôle déterminant dans la croissance des bilans glaciaires hivernaux. Sur l'origine de ces tendances, il faut donc faire la part des modes oscillatoires comme celui de la NAO, qui sont sensibles à l'échelle décennale, et d'une évolution à plus long terme qui s'exerce sur plusieurs décennies, ce qui n'est pas toujours facile.

Si l'on se fie aux estimations des bilans hivernaux des glaciers, l'augmentation des précipitations en hiver n'a pas été flagrante dans les autres régions du monde, notamment en Alaska, dans les Rocheuses et en Patagonie, tandis qu'en Asie centrale (Tien Shan), ces apports d'hiver ont diminué.

Origines naturelles et anthropiques du réchauffement du xx^e siècle

Tous les changements observés dans la cryosphère au cours du xx^e siècle et surtout depuis les années 1970-1980, recul des glaciers, de l'enneigement, des glaces de mer, du pergélisol, tirent leur origine du réchauffement climatique. Depuis que les sources instrumentales se sont multipliées, soit à partir de 1860, on sait qu'il a été l'élément dominant et le plus incontestable de l'évolution du climat. Certes, le réchauffement a été irrégulier dans le temps, procédant par sauts et par paliers davantage que de façon continue ; il a aussi touché les régions du monde de façon inégale, l'atmosphère davantage que l'océan, l'hémisphère nord plus que l'hémisphère sud, les hautes et moyenne latitudes davantage que les basses. Enfin, les différents niveaux de la troposphère ne se sont pas échauffés de la même façon. Néanmoins, le réchauffement peut être qualifié de « global ». Cela dit, ses causes ne sont pas simples à élucider et font toujours l'objet de discussions.

Les causes naturelles du réchauffement

Les oscillations climatiques des derniers millénaires nous ont montré qu'il ne fallait pas sous-estimer les causes « naturelles » de l'évolution du climat à l'échelle séculaire. Les candidats les plus sérieux pour expliquer une part du réchauffement observé au cours du xx^e siècle ont déjà été mentionnés : variations de l'éclairement solaire, volcanisme et « variabilité interne » du système climatique liée à la circulation océanique. Sans entrer dans les détails des études réalisées – surtout basées sur une modélisation couplée de l'océan et de l'atmosphère –, car cela dépasse largement le cadre de ce livre, rappelons qu'il y a un large accord sur le fait que les deux premiers facteurs, soleil et volcans, peuvent modifier de façon significative le **bilan radiatif** de la Terre, au point d'avoir pu jouer un rôle déterminant dans le refroidissement du Petit Âge Glaciaire et dans l'épisode plus chaud qui l'a précédé. Mais les modèles semblent montrer que ces causes naturelles sont insuffisantes pour rendre compte des variations de températures observées au cours du xx^e siècle.



© CNRS/C. Vincent

Certes, certains chercheurs argumentent sur le fait qu'il a existé au cours des dix derniers millénaires des périodes aussi chaudes, voire plus chaudes que l'actuelle. À l'évidence, plus les variations des glaciers pendant l'Holocène sont connues, plus il apparaît qu'elles ont été amples et qu'il a existé des reculs glaciaires plus marqués encore que celui dont nous sommes les témoins, et ce à plusieurs reprises.

Ce qui est nouveau, toutefois, à cette échelle de temps, c'est que notre atmosphère n'est plus la même qu'il y a encore quelques siècles.

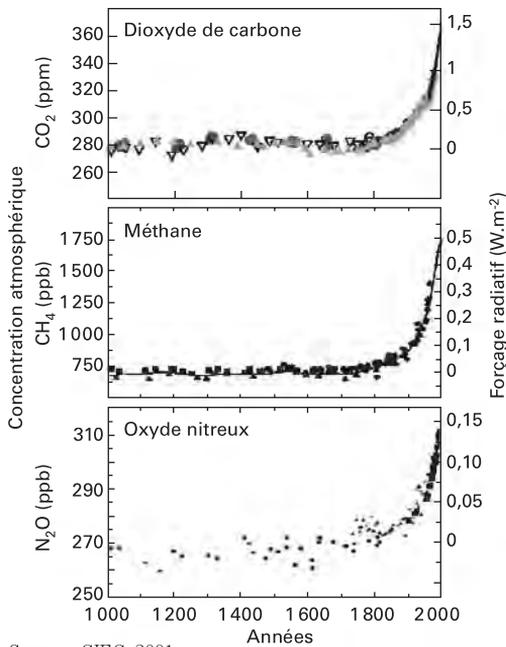
La « nouvelle » atmosphère

Les données archivées dans les glaces des grandes calottes glaciaires démontrent que les gaz à effet de serre d'origine anthropique ont fait un bond en avant, sans précédent depuis au moins plusieurs centaines de milliers d'années (fig. 58). Ainsi le dioxyde de carbone (CO_2) est passé d'une valeur proche de 280 ppmv⁷⁹ en 1750, valeur considérée comme typique de la période pré-industrielle, à près de 380 ppmv, soit une augmentation de plus de 26 %. Ce gaz est lié à la combustion des énergies fossiles et au déboise-

Mesures de l'épaisseur de glace au sommet du mont Blanc, à l'aide d'instruments radar. Les épaisseurs de glace au sommet du mont Blanc sont comprises entre 20 et 30 m (mesures réalisées par le LGGE de Grenoble et l'ETH de Zurich en 2005).

ment. Le méthane (CH_4) a augmenté dans l'atmosphère de 150 % depuis 1750, suite à un changement dans l'usage des sols, comme l'augmentation des surfaces occupées par les rizières et le développement de l'élevage, celui des ruminants en particulier. Le taux du protoxyde d'azote (N_2O), associé à l'emploi des engrais azotés dans l'agriculture, est de 16 % plus élevé qu'en 1750. À ces gaz s'ajoutent certains hydrocarbures halogénés, les CFC (chlorofluocarbures), qui sont, dans la stratosphère, responsables de la destruction de la couche d'ozone au niveau des pôles, et dans la troposphère, de puissants gaz à effet de serre. Ces gaz n'existaient pas avant l'industrialisation. L'ozone (O_3) est produit naturellement dans la stratosphère où il filtre l'ultraviolet et en préserve les êtres vivants à la

⁷⁹ Ppmv (CO_2) et ppbv (CH_4) : parties par million et parties par milliard (*billion*) par volume, respectivement. 1 ppmv de CO_2 équivaut à 1 cm³ de ce gaz par m³ d'air, 1 ppbv de CH_4 équivaut à 1 mm³ de ce gaz par m³ d'air. Le taux de gaz carbonique dans l'atmosphère est resté assez stable, entre 180 et 280 ppmv, depuis au moins 650 000 ans. Dans le même temps, celui du méthane a fluctué entre 320 et 720 ppbv, mais il est actuellement de 1700 ppbv (sources : carottage Epica en Antarctique).



Source : GIEC, 2001.

Figure 58
Concentrations de trois gaz à effet de serre (CO_2 , CH_4 et N_2O) dans l'atmosphère et leur évolution au cours du dernier millénaire. Les symboles diffèrent selon les sites de carottages, au Groenland et en Antarctique. Les estimations récentes proviennent de mesures directes. Le forçage radiatif positif estimé du système climatique figure sur l'échelle de droite.

surface de la Terre. L'ozone produit dans la troposphère est issu de processus photochimiques complexes faisant intervenir des gaz précurseurs d'origine naturelle et humaine. Il est un puissant gaz à effet de serre, le troisième par ordre d'importance après le CO_2 et le CH_4 , et a vu sa teneur augmenter de 35 % depuis le début de l'ère industrielle. Il est inégalement réparti dans l'atmosphère et c'est surtout sur les zones urbaines, en partie à cause de la circulation automobile, qu'il atteint ses plus grandes concentrations.

Si l'on fait les comptes en ajoutant le forçage radiatif induit dans les variations de ces différents gaz, soit le CO_2 (1,46)⁸⁰, le CH_4 (0,48), le N_2O (environ 0,15), les CFC et apparentés (0,34) ainsi que l' O_3 des basses couches de l'atmosphère (environ 0,35), on calcule un surplus d'énergie amené par les gaz les plus diffus (excluant donc l'ozone) dans le système climatique de 2,43 W/m^2 . Ce surplus d'énergie résulte donc de l'effet de serre « anthropogénique ».

Ces forçages radiatifs associés aux gaz anthropogéniques sont-ils importants ou négligeables par rapport aux facteurs naturels ?

Avant de se prononcer, un détour par les aérosols d'origine anthropique s'impose. Quels effets leur concentration peut-elle avoir sur la température ? La plupart ont pour origine la combustion des

énergies fossiles et de la végétation (les incendies). Beaucoup ont un forçage radiatif négatif, car ils augmentent l'albédo de l'atmosphère : vus de l'espace, ils apparaissent comme des nuées blanches et réfléchissent le rayonnement incident. D'autres, en revanche, absorbent le rayonnement solaire : c'est le cas des aérosols carbonés noirs (les suies). Autre complication, ces aérosols favorisent la croissance des nuages en servant de noyaux de condensation à la vapeur d'eau ; ces nuages, suivant leur forme et leur altitude, ont vis-à-vis du rayonnement solaire un comportement différent : certains l'absorbent, renforçant ainsi l'effet de serre, d'autres le réfléchissent et l'affaiblissent. Avec beaucoup d'incertitudes, le GIEC avance, en ce qui les concerne, un forçage radiatif négatif proche de $-0,5 \text{ W/m}^2$, mais celui-ci varie de façon considérable dans le temps et dans l'espace.

Au total, le bilan de ce que les activités humaines déversent dans l'atmosphère donnerait un forçage radiatif proche de 2 W/m^2 . Si on le compare à celui que représente la variation positive du rayonnement solaire, en sensible hausse depuis le milieu du XVIII^e siècle, nous l'avons dit au chapitre 4 (fig. 17), ce dernier n'ajouterait environ que $0,3 \text{ W/m}^2$ au bilan d'énergie de la Terre. Encore faut-il retrancher à ce forçage solaire celui des explosions volcaniques, plutôt négatif, qui ne dure que quelques années. Les périodes 1880-1920 et 1960-1991 ont été marquées par des explosions « stratosphériques » notables qui ont eu pour effet de refroidir l'atmosphère pendant quelques années. Ce fut le cas avec l'éruption de l'Agung (Indonésie) en 1963, du Chinchón (Mexique) en 1982, puis avec la dernière en date, la plus importante, celle du Pinatubo (Indonésie) en juin 1991. Le voile de ce dernier aurait prélevé environ 2 W/m^2 à l'énergie du rayonnement, surtout le long de la bande tropicale⁸¹. Le volcanisme

⁸⁰ Les valeurs entre parenthèses sont en W/m^2 . Elles sont citées par le GIEC dans son rapport de 2001.

⁸¹ Nous avons déjà vu que le voile du Pinatubo a eu pour effet d'équilibrer les glaciers en Bolivie, effaçant momentanément les effets de la longue phase chaude d'Enso de 1991-1995.

n'est donc pas négligeable car le rapport du GIEC estime qu'il a fait plus qu'annuler le gain d'énergie consécutif à la hausse de l'éclairement solaire : aussi le forçage radiatif des deux principaux facteurs naturels aurait été plutôt négatif au cours de la deuxième moitié du xx^e siècle. Toutefois, on peut objecter que le volcanisme, aussi puissant soit-il, n'est efficace que peu d'années seulement après l'événement éruptif, tandis que l'éclairement solaire, lui, n'a pas cessé d'augmenter au cours du xx^e siècle, excepté le léger reflux des années 1960-1970.

Beaucoup plus difficiles à quantifier sont les influences provenant de la variabilité interne du système climatique et, en particulier, des échanges entre l'atmosphère et l'océan. L'importance de certains modes oscillatoires, la NAO dans le nord de l'Atlantique, et Enso dans le Pacifique équatorial, a été soulignée dans le chapitre précédent. Il est connu que Enso est assez puissant pour modifier les températures de toute la colonne atmosphérique, d'abord dans la zone intertropicale mais aussi sous les hautes latitudes. Les effets qu'a pu avoir le réchauffement du Pacifique depuis 1976 (date de son dernier changement de phase) sur les autres régions de la Terre ne sont pas bien évalués par rapport aux autres forçages en jeu, cependant il est probable qu'il soit intervenu dans le net infléchissement vers des valeurs

négatives que présentent à partir de cette date les bilans de masse de nombreux glaciers sous les basses et moyennes latitudes, comme en Amérique du Nord, dans les Andes, en Afrique et en Asie. Nous savons aussi que le réchauffement du Pacifique, induit par de fortes et longues phases chaudes d'Enso, s'est de nouveau accentué de 1991 à 1998 avant le court épisode froid du tournant du millénaire.

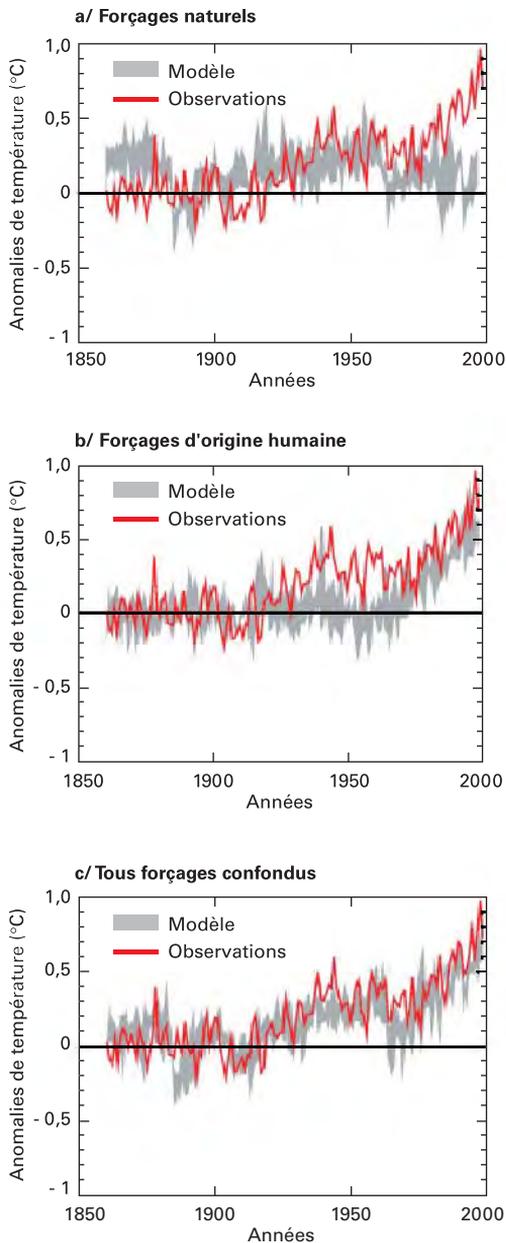
Quelle température et quel climat pour le xxi^e siècle ?

Les modèles de circulation générale ont été mis à l'épreuve pour simuler les températures provenant des données instrumentales au cours de la période 1850-2000. Ces simulations ne sont pas parvenues à reproduire la tendance positive observée, dès lors qu'elles n'ont pris en compte

Mesures de bilan d'énergie sur le plateau sommital du Chimborazo (Andes équatoriennes), au milieu des pénitents.



© IRD/B. Francou



Source : GIEC, 2001.

que les forçages naturels, volcanisme et forçage solaire. De la même façon, les températures n'ont pas été reproduites correctement quand ces modèles n'ont utilisé que les forçages d'origine humaine, même si la pente du réchauffement obtenue après les années 1950 est la même que celle observée. La combinaison des deux types de forçage, en revanche, a donné un résultat plus satisfaisant (fig. 59).

Dans l'état actuel des études, l'interprétation que le GIEC en fait est la suivante : a) le relèvement des températures dans les années 1930-1940 semble encore avoir été influencé par des facteurs naturels : il est probable que la contri-

Figure 59
Variations des températures de la Terre depuis 1850 simulées par des modèles utilisant : (a) les forçages naturels, (b) les forçages anthropiques et (c) combinant les deux. Comparaison des résultats obtenus (grisés) avec les températures mesurées (trait rouge).

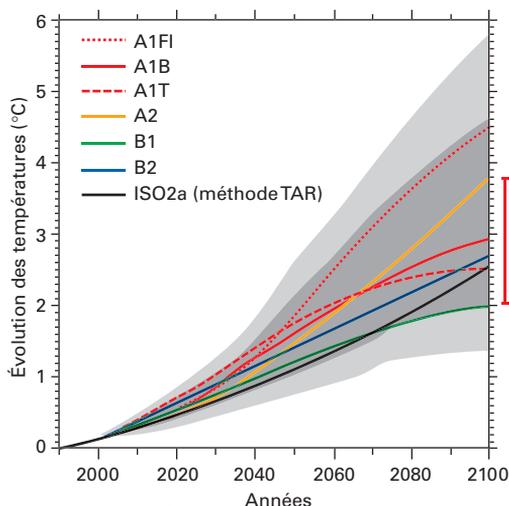
bution du facteur solaire ait été forte et que celle-ci n'ait pas été entravée par des événements volcaniques majeurs ; b) la stabilisation, voire l'infléchissement, des températures dans les années 1950-1960 pourrait être reliée aux fortes teneurs en aérosols sulfatés produits par l'industrie d'après-guerre en forte croissance (les « Trente glorieuses »), qui rejetait massivement des effluents carbonés dans l'atmosphère ; une petite part de cet infléchissement peut être également attribuée à la légère baisse de l'éclairement solaire au cours de ces décennies ; c) le redressement vigoureux des températures à la fin des années 1970 est attribué pour sa plus grande part aux gaz à effet de serre d'origine humaine.

Pour l'instant, nous en sommes là. Et demain ?

Ces mêmes modèles, forcés par les gaz à effet de serre, établissent divers scénarios possibles selon les taux rejetés dans l'atmosphère d'ici la fin du XXI^e siècle. Ces scénarios de réchauffement ont été conçus en tenant compte de la capacité des divers réservoirs (puits) que sont l'océan, la végétation, les sols, etc., d'absorber une partie de ces gaz, et en tenant compte des aérosols. Malgré les grandes incertitudes concernant justement les rôles respectifs joués par ces divers puits, il ressort de ces simulations que les températures devraient augmenter d'ici la fin du siècle dans une fourchette de + 1,5/6,0 °C, cela pour l'ensemble des scénarios d'émission de CO₂ confondus (fig. 60).

La régionalisation de cette hausse laisse apparaître des faits déjà observés dans les dernières décennies du XX^e siècle : réchauffement plus marqué des continents, très forte hausse sous les hautes latitudes de l'hémisphère nord (jusqu'à 8 °C et plus), moins forte sur l'hémisphère sud et en Antarctique.

À titre d'illustration de ce qui pourrait se passer sur un grand système montagneux comportant des glaciers sous diverses latitudes et à diverses altitudes, nous avons reproduit figure 61 une coupe simulant les températures de la troposphère le long des Amériques dans l'hypothèse d'un doublement du CO₂ dans l'atmosphère. Il

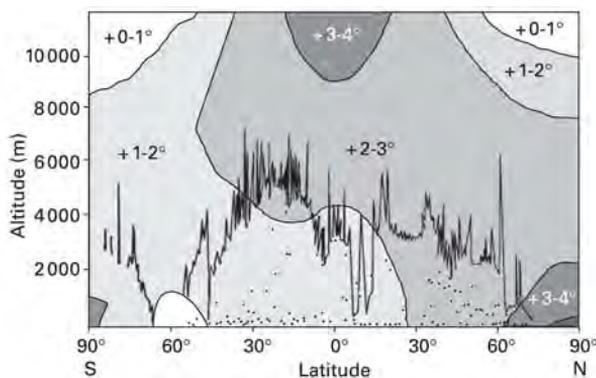


Source : GIEC, 2001.

est clair que l'Amérique du Nord s'échauffera plus que l'Amérique du Sud, surtout en Arctique, tandis que, sous les tropiques, les températures augmenteraient davantage en altitude qu'au niveau de la mer. C'est une mauvaise nouvelle pour les glaciers des Andes centrales tous situés à plus de 4 000 m d'altitude et déjà bien affectés par un fort mouvement de récession depuis les années 1980.

À cette hausse prévue des températures s'attache une activation du cycle hydrologique sur la plupart des régions, à l'exclusion des bandes subtropicales : plus d'évaporation, c'est plus d'humidité dans l'atmosphère, plus de nuages et, *in fine*, plus de précipitations, en tenant compte des disparités régionales. Pour les glaciers, le bénéfice de l'augmentation de l'accumulation pourrait être limité dans beaucoup de régions par le fait qu'en même temps, à cause de la hausse des températures, la limite pluvi-neige s'élèvera en altitude.

Voyons, sur la base des simulations, ce que les glaciers pourraient devenir au cours du XXI^e siècle.



Source : Mountain Research Initiative (MRI), d'après le GIEC, 2001.

Figure 60

Simulations des températures obtenues par différents modèles selon divers scénarios d'émission de gaz à effet de serre. Les scénarios dits « modérés » sont compris entre 2,0 °C et 3,5 °C (trait rouge vertical). Les scénarios A1 et B1 envisagent des croissances économiques rapides et globales, avec un recours plus (A1) ou moins (B1) marqué aux énergies fossiles, tandis que les scénarios A2 et B2 misent sur des mondes plus hétérogènes où la croissance est plus lente et la protection de l'environnement plus (B2) ou moins (A2) mise en pratique.

Sensibilité des bilans de masse au changement climatique

Quelle pourrait être la réponse des bilans glaciaires aux scénarios prévus par les modèles climatiques ? Pour tenter de répondre à cette question, il faudra d'abord faire un choix, car les fourchettes offertes par les scénarios sont larges et témoignent de leurs grandes incertitudes. Ensuite, dans une seconde étape, il conviendra d'examiner la réponse dynamique des glaciers – variations de leur géométrie et de leur écoulement – aux évolutions des bilans de masse de surface. Pour traiter cette question, nous disposons de « modèles d'écoulement » permettant de calculer les variations d'épaisseurs, de vitesses d'écoulement et *in fine* les fluctuations de longueur des gla-

Figure 61

Zones s'étendant du sud au nord des Amériques qui pourraient connaître la même hausse des températures dans le cas où les teneurs en CO₂ de l'atmosphère viendraient à doubler. Les plus fortes hausses à basse altitude (moins de 2 000 m) sont attendues au nord du 30° N, tandis que, sous les tropiques, elles devraient se produire au-dessus de 4 000 m. Trait noir : altimétrie. Points noirs : stations météorologiques existantes. La rareté de ces stations à haute altitude dans la zone intertropicale souligne l'importance des glaciers comme indicateurs du climat.

ciers en fonction des modifications de bilan de masse envisagées. Grâce à ces deux outils, il devrait être possible d'estimer les variations de volume, de surface et de longueurs des glaciers selon des scénarios proposés par les modèles du climat.

Au chapitre 8, il est apparu que les échanges entre l'atmosphère et la surface des glaciers n'étaient pas simples et que, selon les régions climatiques considérées, les processus physiques différaient. Déjà à l'échelle d'un glacier, la sensibilité varie fortement en fonction de l'altitude et de l'exposition. Quelques exemples illustreront cette diversité.

Le centre des petites calottes glaciaires de l'Arctique dépend pour l'essentiel de l'accumulation de neige au cours de l'année. C'est aussi le cas des surfaces à très haute altitude, dans les Alpes au-dessus de 4300 m, ou dans l'Himalaya à plus de 7000 m : à ces altitudes, les variations de température ou d'insolation – pour ne prendre que ces deux paramètres des flux d'énergie – n'ont presque aucune influence sur la fonte, et seule l'accumulation de neige joue un rôle significatif sur les variations des bilans de surface. À l'opposé, les langues des glaciers alpins atteignant des altitudes basses (moins de 2000 m) ou celles des glaciers néo-zélandais qui parviennent au niveau de la mer sont surtout sensibles aux variations des flux d'énergie, et très peu à l'accumulation de neige, faible et peu variable d'une année sur l'autre. Entre ces deux extrêmes, toutes les situations intermédiaires sont possibles.

La sensibilité des bilans de masse au changement climatique a fait l'objet de nombreuses études, mais ces dernières se heurtent à des obstacles difficiles à surmonter : les approches

les plus simples (empiriques ou statistiques) ont du mal à reproduire les processus complexes des échanges d'énergie entre l'atmosphère et la surface de neige/glace, tandis que les démarches plus « physiques » se heurtent au manque d'observations de terrain.

Augmentation de la fonte et réchauffement climatique : exemples pris dans les Alpes

Une méthode directe consiste à comparer les mesures d'ablation réalisées au moyen de balises sur un ou plusieurs glaciers de la région étudiée avec les températures observées dans une station météorologique proche. Nous avons procédé ainsi pour quelques glaciers des Alpes françaises en établissant pour chacun des sites d'observation situés à différentes altitudes une relation entre la température et la fonte. Le cas des Alpes est très favorable à ce genre d'exercice, car la qualité de la relation calculée entre ces deux paramètres est très « robuste ». Et pourtant, il n'y a pas de relation physique directe, puisque la fonte résulte de la somme d'un grand nombre de flux d'énergie dont la température atmosphérique n'est qu'un des éléments (voir chap. 8). De ces relations entre fonte de la glace et température, on peut déduire la modification que va subir la fonte estivale pour une augmentation de température de 1 °C à différentes altitudes. Les résultats obtenus pour différents glaciers des Alpes françaises, massif du Mont-Blanc, Vanoise et Grandes-Rousses, sont reportés sur la figure 62. À 2400 m d'altitude, par exemple, une augmentation de 1 °C de la température estivale entraîne une augmentation de la fonte estivale de 1 m d'équivalent-eau. Cette sensibilité diminue rapidement avec l'altitude, et au-dessus de 3600 m, l'effet de ce changement de température devient négligeable.

Ces résultats proviennent de nombreuses observations, leur valeur est statistique et seulement vérifiée dans des conditions climatiques proches des actuelles. Mais ils ne concernent que des

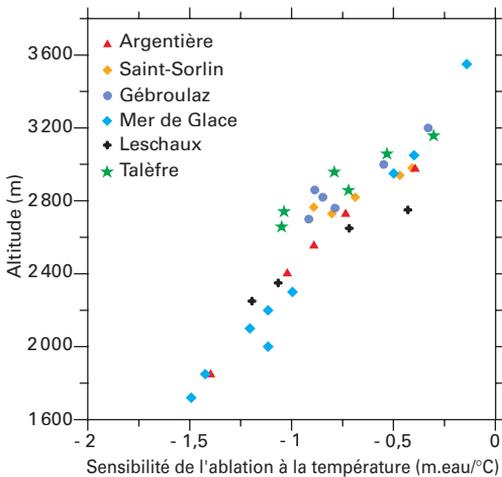


Figure 62
Sensibilité de l'ablation à la température estivale en fonction de l'altitude. Les points représentent la variation de la fonte estivale que l'on peut attendre d'un réchauffement estival de 1 °C. Ainsi, sur le glacier d'Argentière vers 2400 m, un réchauffement d'été de 1 °C ferait monter l'ablation annuelle de 1 m environ.

Source : adapté de Vincent, 2002, *Journal of Geophysical Research*, 107.

données estivales et ne tiennent pas compte d'un réchauffement hivernal qui pourrait avoir aussi une influence sur l'épaisseur du manteau neigeux hivernal, donc sur la valeur de l'albédo de la surface : déneigées plus tôt au printemps, les langues glaciaires seraient plus vulnérables à la fonte à l'entrée de l'été.

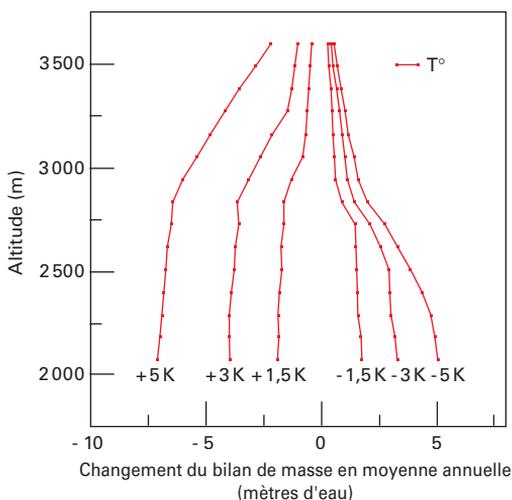
Une approche plus physique et plus rigoureuse pour déterminer la sensibilité des bilans de masse au climat et évaluer l'impact d'un changement climatique consiste à modéliser les échanges d'énergie à la surface du glacier et à faire varier l'un des paramètres – par exemple la température de l'air – pour estimer son influence sur l'ablation. Pour cela, il faut reprendre les équations du bilan d'énergie et calculer la fonte à partir de l'ensemble des flux qui y contribuent.

Sans entrer dans ces équations et en simplifiant l'analyse présentée au chapitre 8, il convient de rappeler que la surface de la Terre gagne et perd continuellement de l'énergie, et que la fonte est le résultat de ces échanges. La surface gagne de l'énergie grâce au rayonnement solaire, mais une partie de ce rayonnement est directement réfléchi vers le ciel par l'effet de l'albédo. La surface perd de l'énergie en émettant elle-même un rayonnement dit « thermique », et elle en gagne par le rayonnement thermique provenant des nuages et de la vapeur d'eau. Elle en reçoit également lorsque la température de l'air est positive grâce aux échanges de chaleur entre l'air et la surface qui dépendent de la turbulence de l'air, donc du vent. Enfin, elle gagne de l'énergie ou en perd par suite des transformations subies par l'eau lors du changement de phase : gain avec la condensation et perte avec la sublimation. Le

calcul rigoureux de la fonte de la glace doit prendre en compte l'ensemble de ces échanges d'énergie. Comme résultat, il est alors possible de déterminer l'influence d'un changement climatique sur la fonte. Il est difficile d'avoir une bonne connaissance de tous ces termes, même pour la situation actuelle, faute d'observations suffisamment précises et continues. L'albédo, par exemple, varie beaucoup d'une surface à l'autre, mais aussi d'un moment à l'autre, et sa simulation reste délicate. Pourtant, de l'albédo va dépendre la quantité d'énergie solaire absorbée par la surface : aussi, la moindre erreur sur sa paramétrisation peut entraîner des conséquences désastreuses sur les résultats.

Ce travail a été tenté au prix de simplifications plus ou moins importantes selon les observations disponibles. Malgré les réserves que l'on peut émettre sur les résultats, ce type de modèle permet d'estimer l'influence de nombreuses variables sur la diminution ou l'augmentation du bilan de masse. Il est possible, notamment, de tester l'influence sur un glacier alpin d'un réchauffement atmosphérique, d'une augmentation de l'humidité, d'une croissance des précipitations, etc.

La figure 63 présente l'impact du seul paramètre température. Il est manifeste que la température a un effet déterminant dans la partie basse du glacier et moins dans sa partie haute, comme nous l'avons montré auparavant à partir des observations de terrain. Ce changement de sensibilité met en avant l'albédo : en cas de réchauffement, la limite pluie-neige se retrouve plus haute, le manteau neigeux hivernal devient moins épais et il s'efface plus vite de la surface du glacier au cours de l'été. Résultat, la glace sombre absorbe plus intensément la radiation solaire. Dans la zone d'accumulation, la hausse de l'ablation est modeste, car le manteau neigeux y persiste tout l'été. Proches de



Source : Gerbaux *et al.*, 2005.

Figure 63
Influence de la température sur le bilan de masse en fonction de l'altitude.
 Ces calculs ont été réalisés sur un glacier alpin (fictif) exposé au nord avec une pente régulière de 20°. Les changements des bilans de masse ont été calculés suivant différents scénarios climatiques (+1,5 °C, +3 °C, +5 °C) à différentes altitudes. Par exemple, à 2000 m d'altitude, une augmentation de température de 3 °C impliquerait une diminution du bilan de masse d'environ 4 m d'équivalent eau. Températures en degrés Celsius.

ceux obtenus auparavant à partir des observations, ces résultats montrent cependant une courbe en forme de cloche qui n'apparaît pas avec les observations. En fait, si l'on compare modèle et observations, la sensibilité du modèle est plus forte entre 1 800 m et 2 800 m d'altitude : cette différence pourrait s'expliquer par la prise en compte du réchauffement hivernal dans la modélisation, alors que les résultats de la figure 62 provenaient exclusivement de données estivales.

Cette approche « physique » a le gros avantage d'estimer l'influence des divers paramètres climatiques sur l'évolution des bilans de masse. Par exemple, une élévation de la température de l'air s'accompagnera probablement aussi d'une augmentation du rayonnement infrarouge émis par l'atmosphère. Ce surplus d'énergie en provenance de l'atmosphère devrait aussi contribuer à augmenter la fonte. Pour les autres variables, l'analyse reste théorique car, à l'heure actuelle, les modèles de climat ne sont pas assez précis pour nous indiquer comment évolueront dans le futur l'humidité, les précipitations, les vents, etc. Les effets des variations de ces paramètres ne sont pas du tout négligeables, car les glaciers ne réagissent pas seulement aux modifications de la température ou des précipitations.

Dans les Alpes, les processus peuvent être simplifiés car l'ablation de la glace est très bien corrélée à la température d'été de l'atmosphère mesurée dans une station météorologique proche. Cela fait que, pour les glaciers alpins dotés de leur surface du début du XXI^e siècle, une augmentation de la température d'été de 1 °C engendrerait une diminution des bilans de masse de 0,4 à 0,7 m d'eau par an, soit une diminution de l'épaisseur de glace de ces glaciers de 0,44 à 0,77 m sur l'ensemble de leur surface. Autrement dit, lorsque la température estivale augmente d'un degré par rapport à la moyenne des 100 dernières années, un glacier enregistre une perte de glace supplémentaire moyenne de 0,6 m par rapport à la perte moyenne des 100 dernières années sur toute sa surface. Certes, il s'agit d'une valeur moyenne qui peut varier un peu d'un glacier à l'autre, mais elle concorde bien avec ce que nous avons observé au cours des vingt dernières années du XX^e siècle : la température estivale dans les Alpes a augmenté de 0,7 °C par rapport à la moyenne du XX^e siècle et les bilans de masse ont diminué de 0,4 m en valeur en eau, équivalent à 0,44 m de glace. Une telle sensibilité est

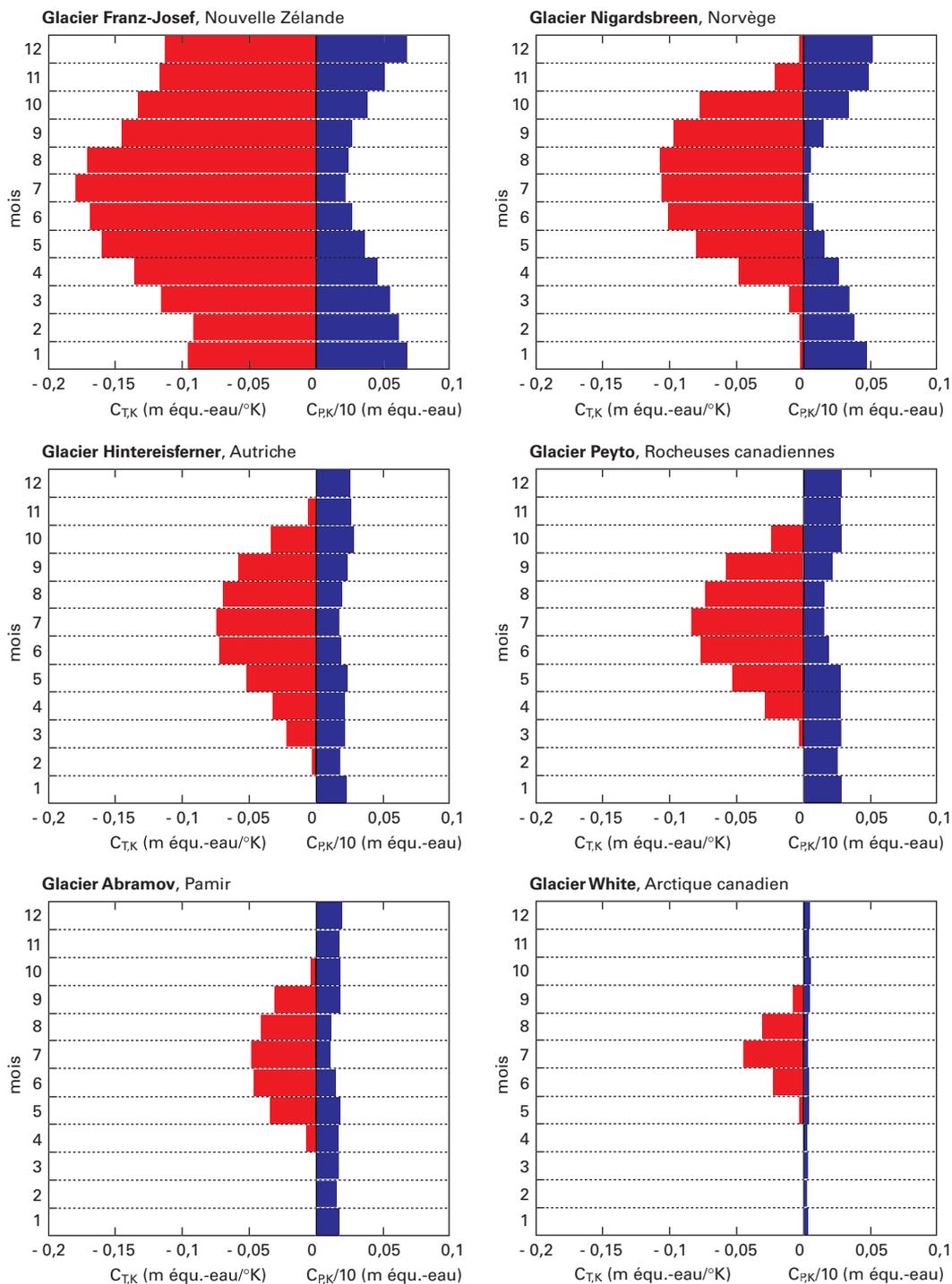
définie pour la période actuelle, mais, à plus long terme, elle ne serait plus valable car le glacier aura dû s'ajuster aux nouvelles conditions climatiques en diminuant sa surface et en tendant vers un bilan de masse de valeur nulle. C'est la raison pour laquelle les valeurs de sensibilité doivent être déterminées ponctuellement à différentes altitudes.

À quoi s'attendre hors des Alpes ?

Pour avoir une vision élargie de l'influence des changements climatiques à l'échelle des glaciers de la planète, Oerlemans et Reichert (2000)⁸² ont utilisé les résultats de modèles de bilans d'énergie établis pour différentes régions du globe. Les glaciers figurant ici sont représentés sur les cartes 1 (p. 84), 2 (p. 105), 3 (p. 114), 4 (p. 128) et sur la figure 27 (p. 120). Grâce à ces derniers, ils ont pu calculer la sensibilité des bilans de masse à l'échelle mensuelle en fonction des variations des précipitations et des températures. C'est donc une vision simplifiée de la réalité, puisque seuls les effets des variations des précipitations et des températures sont pris en compte.

Sur la figure 64 sont reportées les variations des bilans de masse se produisant avec une variation de température mensuelle de 1 °C ou une variation des précipitations mensuelles de 10 %. On lit, par exemple, qu'une augmentation de la température du mois de juillet de 1 °C en Autriche aura pour effet de diminuer le bilan de masse de 7 cm d'eau au cours de ce même mois. Pour une augmentation de 10 % des précipitations du mois de janvier en Norvège, le bilan de masse augmentera de 5 cm d'eau. Ce graphique met en évidence les fortes différences entre les régions arctiques très sèches (White Glacier, sous 79° N), les régions très continentales (glacier Abramov au Kirghizistan, sous 40° N) et les régions très arrosées (côtes occidentales de la Nouvelle-Zélande ou de la Norvège). Les glaciers « maritimes », tels que le Franz-Josef en Nouvelle-Zélande, ou le Nigardsbreen en Norvège, montrent des sensibilités très fortes à la fois aux précipitations et aux températures. Notons que l'échelle mensuelle du Franz-Josef, dans l'hémisphère sud, a été décalée de six mois pour être comparée aux autres glaciers. Seul le glacier Franz-Josef est vraiment sensible aux températures d'hiver à cause de sa langue glaciaire située à une altitude proche du niveau de la mer ; sur cette langue glaciaire, la fonte est active toute l'année et dépend pour une part du

⁸² Oerlemans J., Reichert B. K., 2000 – Relating glacier mass balance to meteorological data by using a seasonal sensitivity characteristic. *Journal of Glaciology*, 46 : 152.



Source : Oerlemans, 2001, Taylor and Francis Books UK.

Figure 64

Sensibilité du bilan de masse des glaciers à des perturbations touchant les températures (à gauche, en rouge) et les précipitations (à droite, en bleu) dans diverses régions du monde. L'échelle de temps est mensuelle et va de janvier (1) à décembre (12). Elle a été décalée de six mois pour le Franz-Josef, un glacier situé dans l'hémisphère sud. Les valeurs de sensibilité aux précipitations ont été divisées par 10. Ce graphique se lit de la façon suivante : si la température du mois de juillet augmente de 1 °C en Autriche, la fonte (échelle de gauche) au cours de ce mois sera plus forte de 0,07 m d'équivalent-eau sur le Hintereisferner. Si les précipitations du mois de janvier augmentent de 10 % en Autriche, l'accumulation (échelle de droite) au cours de ce mois en sera affectée de 0,02 m d'équivalent-eau sur ce même glacier.



Mesures hydrologiques au front du Nigardsbreen, en Norvège.

Dans les séracs du versant nord-est du volcan Cotopaxi, en Équateur, vers 5 400 m.



ratio des précipitations tombant sous forme de neige ou de pluie. Pour le Nigardsbreen, les précipitations d'été jouent un rôle mineur sur le bilan de masse, car elles tombent pour la plupart sous forme liquide. Le Hintereisferner en Autriche et le glacier Peyto au Canada, glaciers des latitudes moyennes au climat intermédiaire entre régions maritimes et régions continentales, sont surtout sensibles aux températures estivales et aux précipitations hivernales, mais il semble aussi que les précipitations estivales jouent un rôle non négligeable. Enfin, les glaciers très continentaux, comme le White Glacier et l'Abramov, situés à des latitudes très différentes (79° N et 40° N, respectivement), mais tous deux dans des régions sèches et froides (le froid est lié à la haute altitude pour l'Abramov), sont sensibles aux températures estivales (juin-juillet-août) et aux précipitations, le plus souvent neigeuses tout au long de l'année.

Cette figure montre donc que les glaciers les plus sensibles au climat sont les glaciers maritimes (proches de l'océan), avec de l'ablation et de l'accumulation tout au long de l'année. Ce travail, effectué sur des glaciers choisis dans

différentes régions de la planète, a permis aux auteurs cités plus haut de montrer que la sensibilité des bilans de masse à la température et aux précipitations dépendait fortement de la quantité annuelle des précipitations dans la région étudiée.

Comment utiliser les valeurs de sensibilité ?

Les valeurs de sensibilité permettent de calculer les variations des bilans de masse de surface sur n'importe quel glacier et à n'importe quelle altitude pour un scénario climatique donné. Ces données sont indispensables si l'on veut savoir comment un glacier va répondre à une modification du climat en changeant son volume de glace, son épaisseur et sa surface. Mais déjà, d'une manière presque directe, ces valeurs de sensibilité permettent de calculer les variations de la ligne d'équilibre des glaciers pour un scénario climatique donné. La ligne d'équilibre, rappelons-le, est définie comme la limite de la zone d'accumulation et de la zone d'ablation sur un glacier. Elle est une donnée simple qui a l'avantage de fournir une image directe des

conséquences d'un réchauffement climatique sur un glacier. Dès lors qu'elle se situe au-dessus du sommet d'un glacier, elle permet de prévoir sa disparition complète.

Dans les Alpes, pour un réchauffement de 1 °C de la température annuelle, la remontée de la ligne d'équilibre estimée des glaciers varie de 100 m à 160 m suivant les glaciers et suivant les modèles. La sensibilité est moindre si l'on prend en compte un réchauffement estival seulement, puisqu'elle est estimée à 50-80 m par degré C. En Scandinavie, une étude menée sur les glaciers Nigardsbreen, Hellstugubreen et Ålfotbreen montre des valeurs de sensibilités à la température annuelle comparables à celles des Alpes, comprises entre 110 m et 135 m par degré C. Ces valeurs laissent transparaître une



© CNRS/C. Vincent

Le glacier de Saint-Sorlin en 2003, au cours de la canicule. Presque tout le glacier est en zone d'ablation. Cette année-là, le glacier a perdu une épaisseur moyenne de glace de 3,30 m en moyenne sur toute sa surface, une quantité considérable au vu de son épaisseur maximale qui est de 130 m.

très forte disparité qui traduit à la fois la diversité des glaciers (exposition, albédo de surface, conditions météorologiques différentes d'un glacier à l'autre), mais aussi la faiblesse des modèles. Beaucoup de ces modèles sont en effet mal calibrés faute d'observations de terrain.

La ligne d'équilibre est également très sensible aux précipitations hivernales. Plusieurs études ont montré pour les Alpes qu'une augmentation de 20 % à 30 % des précipitations hivernales est suffisante pour compenser un réchauffement de 1 °C. Néanmoins, suivant les scénarios climatiques définis par le GIEC, les modifications de précipitations seront inférieures à 20 % au cours du XXI^e siècle. Là encore, les disparités régionales risquent d'être importantes. En outre, les prévisions de précipitations fournies par les modèles du climat sont peu fiables, de l'avis même des modélisateurs.

En choisissant un scénario climatique dit « modéré », situé au milieu de la fourchette d'incertitude définie par le GIEC (soit +2 °C à +2,5 °C à la fin du XXI^e siècle par rapport à la période 1981-2004), l'altitude de la ligne d'équilibre devrait s'élever de 300 m environ (± 100 m). Les altitudes actuelles des lignes d'équilibre des glaciers de Saint-Sorlin, d'Argentière et de Gébroulaz, dans les Alpes françaises, sont respectivement de 2 930 m, 2 850 m et 3 000 m. À la fin du XXI^e siècle, et en supposant qu'aucun changement majeur intervienne sur les précipitations, les lignes d'équilibre pourraient se situer à 3 230 m, 3 150 m, 3 300 m, respectivement. Si c'était le cas, les glaciers de Saint-Sorlin et de Gébroulaz, qui culminent vers 3 300-3 400 m, seraient condamnés à disparaître. Le glacier d'Argentière ne résisterait probablement pas non plus car les surfaces de ce glacier situées au-dessus de 3 150 m se trouvent en exposition sud et la ligne d'équilibre remontera selon toute vraisemblance au-dessus de 3 500 m en face sud, c'est-à-dire plus haut que le point culminant. Sans doute, une bonne part des petits glaciers situés au pied des faces nord pourront survivre, car ils bénéficieront de l'apport des avalanches de neige depuis les hauts sommets qui approchent les 4 000 m. La Mer de Glace, quant à elle, résistera mieux à de telles conditions climatiques du fait de la plus grande altitude de son bassin d'accumulation.

Il reste cependant une question fondamentale : à quelle échelle de temps ce processus pourrait-il se produire ? En combien de temps les

« petits glaciers » risquent-ils de disparaître ? Combien de temps faudra-t-il attendre pour que les plus gros glaciers se réajustent à ces nouvelles conditions en reculant, et combien de centaines de mètres laisseront-ils dans la bataille ?

Le temps de réponse des glaciers à un changement du climat, on l'oublie parfois, peut être très long. Et ce n'est pas parce que la ligne d'équilibre aura grimpé de 300 m d'ici la fin du XXI^e siècle, si cela se produit, et qu'elle aura atteint dans les Alpes une altitude moyenne de 3 200 m ou 3 300 m, que tous les glaciers situés au-dessous de cette altitude auront disparu en 2100 et que les autres, plus élevés, auront pu atteindre un nouvel état d'équilibre avec ces nouvelles conditions climatiques.

Le parallèle peut être établi avec les petits glaciers qui ont disparu ces dernières années dans les Alpes ou dans les Pyrénées. Beaucoup de ces glaciers défunts, dans le massif de Belledonne, au-dessus de Grenoble, en Ubaye, ou dans certains secteurs des Pyrénées⁸³, n'étaient plus du tout en équilibre avec les conditions climatiques du XX^e siècle. Apparus pour la plupart au cours du Petit Âge Glaciaire, ils étaient condamnés à disparaître dès lors que la période favorable durant laquelle ils avaient pu se développer était révolue, car leur ligne d'équilibre était, dès le début du XX^e siècle, située durablement à une altitude supérieure à leur sommet. Ces glaciers ont mis plusieurs décennies à disparaître, c'est une sorte de mort lente... Parmi les prochains « candidats à la disparition » se trouve le glacier de Sarennes, dans les Grandes-Rousses (comme Saint-Sorlin, mais exposé sud), qui a perdu une masse considérable depuis le début du XX^e siècle et ce, presque sans discontinuité. L'espérance de vie de ce petit glacier pourrait être d'environ vingt à trente ans. En Bolivie, l'évolution récente du glacier de Chacaltaya, un glacier dominant la ville de La Paz et dont nous avons déjà parlé au chapitre 6 (p. 151), illustre bien la brièveté du sursis qui est donné à certains d'entre eux (voir encadré 19).

Répetons que les temps de réponse des glaciers, surtout des glaciers de grande taille, peuvent être très longs et il est important d'en tenir compte avant d'établir un diagnostic sur le devenir des glaciers. Pour pouvoir établir des prévisions raisonnées, il est nécessaire d'analyser et de comprendre les questions qui ont trait à l'écoulement de ces masses de glace. Et cela complique un peu les choses...

⁸³ Chueca J., Julián A., López I., 2003 – Variations of Glacier Coronas, Pyrenees, Spain, during the 20th century. *Journal of Glaciology*, 49 : 166.

Quand nous avons décidé à l'IRD en 1991 d'équiper ce glacier pour des campagnes d'observations permanentes, personne ne pensait qu'il serait, quinze ans après, à l'agonie, au point de devoir d'urgence lui trouver un « remplaçant » en meilleure santé afin de maintenir une source d'informations provenant des glaciers de petite taille. Situé à 20 km de La Paz et dominant la ville, Chacaltaya fait partie du paysage de la région et a servi depuis les années 1940 de point d'ancrage à la pratique du ski en Bolivie :

les prospectus touristiques font encore état, avec une certaine fierté, de « la piste de ski la plus haute du monde (5 380-5 150 m) »... La série de photos présentées ci-dessous témoigne des épreuves qu'a dû traverser ce glacier au cours des cinquante dernières années. Encore assez bien portant dans les années 1940, avec une surface de 0,223 km², puis sortant presque indemne des années 1950-1960 (0,195 km² en 1963), il va être sérieusement malmené, comme l'ensemble des glaciers des Andes

tropicales, à partir du début des années 1980 : 0,141 km² en 1983, mais plus que 0,060 km² en 1998 au terme d'une décennie 1990 particulièrement éprouvante. En 1998, une collaboration entre l'IRD et l'université Paris-VI permet, grâce à une prospection radar à haute résolution, d'établir qu'il ne reste plus que 15 mètres de glace au maximum dans la partie médiane. Trop tard ! La ligne d'équilibre, désormais fixée tout près du sommet ou juste au-dessus, c'est-à-dire vers 5 400 m, prive le glacier d'une zone d'accumulation permanente. Chacaltaya est donc condamné. Devenu résiduel, il n'a plus aucune chance de subsister sous le climat actuel, les conditions sont devenues trop agressives. Pour le « remettre sur pied », on calcule qu'il faudrait une ligne d'équilibre plus basse de 200 m en altitude, ce qui suggère une baisse de l'apport d'énergie à sa surface d'environ 10 W/m². Comme il perd en moyenne un mètre de glace par an depuis 1991 (et qu'il n'a plus de zone d'accumulation), une épaisseur maximale de 15 m en 1998 lui donnait arithmétiquement une espérance vie de l'ordre de quinze ans. En fait, sept ans après, fin 2005, il ne reste plus que trois amas de glace disloqués totalisant 1 ha et tout indique une disparition totale avant 2010. Le glacier abrège les délais fixés pour sa disparition, sans doute en raison d'un apport d'énergie rayonnante croissant venant de bordures rocheuses plus présentes, lequel tend à accélérer la fusion de la glace qui reste. Ainsi, faute de recevoir une alimentation par avalanches ou de se faire



Évolution du glacier de Chacaltaya (5 390 m, Andes boliviennes) depuis soixante-cinq ans. On note un recul modéré entre 1940 et 1982 et la forte récession manifestée au cours des dix dernières années, (photos page suivante) à tel point que ce glacier est condamné et devrait disparaître avant 2010.

1996



© IRD/B. Francou

recouvrir d'une couche de blocaille protectrice, les petits glaciers en déséquilibre avec le climat actuel pourraient disparaître plus vite qu'on ne l'imagine. Le club de ski de La Paz voulait, à grands frais, le recouvrir de neige artificielle : peine perdue, car comment un site qui ne retient plus la glace pourrait-il conserver un manteau neigeux assez longtemps dans l'année pour que l'investissement coûteux exigé puisse être un jour amorti ?

2000



© IRD/B. Francou

2003



© IRD/B. Francou

2005



© IRD/B. Francou

La réponse dynamique des glaciers

Les bilans de masse de surface sont le reflet immédiat des variations climatiques, via l'accumulation et l'ablation, tandis que la dynamique du glacier inclut l'épaisseur de la glace, sa vitesse d'écoulement, son extension en surface et sa longueur. Ces caractères peuvent conférer à un glacier un très long temps de réponse au climat. La réponse dynamique n'est pas directe, elle n'est pas identique pour chaque glacier et elle ne dépend pas non plus seulement du climat. Étudier la réponse d'un glacier aux changements climatiques suppose d'avoir à sa disposition un modèle d'écoulement glaciaire qui rende compte de ses variations d'épaisseur, de vitesse d'écoulement, et de surface après un gain ou une perte de masse.

Comment fonctionnent les modèles glaciologiques ?

Sans entrer dans les détails, on peut brièvement décrire le principe d'un modèle d'écoulement (fig. 65).

Les données d'entrée (issues des observations) alimentent le modèle et sont traitées par des séries de calculs. À la sortie du modèle, les calculs fournissent des résultats d'épaisseur, de longueur, etc. Le modèle proprement dit contient toutes les lois physiques nécessaires pour décrire le phénomène qu'on lui demande de simuler. Ces lois physiques s'expriment sous forme d'équations. En particulier, il faut disposer d'une loi de déformation qui exprime la vitesse de déformation de la glace en fonction des contraintes, d'une loi de glissement qui traduit la vitesse de glissement du glacier sur son lit rocheux, etc. Autrement dit, les équations relatives à ces lois physiques permettent de calculer tous les paramètres dits « de sortie » (variations d'épaisseur, vitesses d'écoulement, variations de longueur) à partir des données « d'entrée » du modèle, à savoir la topographie du lit rocheux et les bilans de masse de surface. Ce type de modèle calcule l'évolution des paramètres de sortie au cours du temps.

Soit par exemple une surface totalement dépourvue de glace à laquelle on impose des bilans de masse en surface constants avec le temps. Étant positifs au-dessus d'une certaine altitude (celle de la ligne d'équilibre), ces bilans permettent à la glace de s'accumuler et de former un « embryon » de glacier. Au fil des années (de la modélisation), le glacier gagne de l'épaisseur et commence à « fluer » (le « fluage » est calculé à l'aide d'une loi de déformation). Le modèle calcule alors en tous points l'épaisseur de la glace, les vitesses d'écoulement, ainsi de suite. Au départ, le glacier s'épaissit rapidement car la glace s'accumule au-dessus de l'altitude de la ligne d'équilibre, là où les bilans de masse sont positifs. Mais dès lors que le glacier commence à s'écouler vers le bas, il atteint des zones où les bilans de masse sont négatifs. Ainsi, à un certain stade, le glacier ne grossira plus car sa zone d'ablation aura atteint une taille telle que toute la glace accumulée en un an en zone d'accumulation sera égale à celle perdue en zone d'ablation. Le glacier aura alors atteint son état d'équilibre. Construire un glacier de quelques km² en imposant les bilans de masse de surface moyens du xx^e siècle exige plusieurs centaines d'années (de simulation) pour qu'un état d'équilibre soit atteint.

Bien que les questions numériques ne soient pas faciles à résoudre, ce type de modèle ne pose guère de problème du point de vue mathématique. En fait, ces modèles se heurtent principalement à la méconnaissance des processus physiques qui se produisent à la base du glacier. Les glaciers « tempérés » (dont la glace est à la température de fusion sur toute son épaisseur) dérapent sur leur lit rocheux et ce processus est pour l'essentiel fonction de la pression d'eau à la base de la glace. Cette donnée n'est pas à la portée des modèles, car elle ne peut pas être déduite des données d'entrée que sont les bilans de masse et la topographie du lit rocheux. À l'heure actuelle, le problème est loin d'être résolu, aussi les modélisateurs s'en sortent par « une pirouette » en exprimant le dérapage en fonction de la contrainte de cisaillement, qui dépend de l'épaisseur de glace et de la pente, mais sans tenir compte des pressions d'eau à la base du glacier que l'on ne connaît pas.

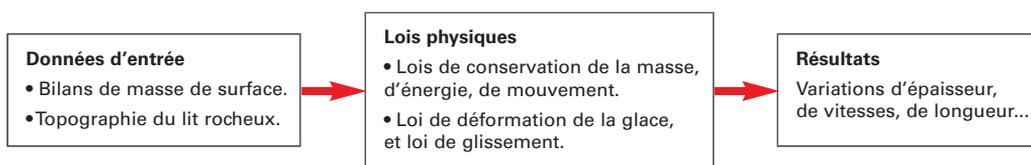


Figure 65

Schéma du principe d'un modèle d'écoulement, des données d'entrée aux résultats.

En se reportant aux résultats de ces modèles, tout laisse penser, à première vue, qu'ils reproduisent correctement la réalité. Mais dès lors qu'on les confronte à des observations précises de fluctuations d'épaisseur, de longueurs et de vitesses d'écoulement, ils laissent apparaître une forte différence entre la simulation et la réalité, celle-ci étant bien plus complexe.

Simulations sur un petit glacier alpin, Saint-Sorlin

Des chercheurs du LGGE ont cherché à reconstituer l'évolution de ce glacier situé en France dans le massif des Grandes-Rousses pour lequel on dispose de 50 ans d'observations de bilans de masse, de variations d'épaisseur, de fluctuations de longueurs et de vitesses de surface. Il était difficile de trouver de meilleures conditions pour valider un modèle ! Les résultats montrent que les variations géométriques (épaisseur et longueur) sont bien reproduites par le modèle, mais que la dynamique (vitesse d'écoulement) ne l'est pas du tout. Pour certaines périodes, il existe une différence d'un facteur deux entre les valeurs calculées et celles observées. La recherche purement glaciologique a encore, sur ce point, de belles perspectives devant elle pour améliorer ses résultats ! Cependant, ne soyons pas pessimistes, car les simulations des fluctuations de surface relèvent pour l'essentiel d'un problème de conservation de la masse et la prise en compte de la dynamique du glacier joue un rôle de second ordre. Autrement dit, même si les processus d'écoulement du glacier sont mal appréhendés par les modèles, les résultats sur les variations de surface et de longueurs en seront peu affectés à long terme.

Nous avons choisi de présenter ici quelques résultats des simulations d'évolution de glaciers pour divers scénarios climatiques futurs. Bien entendu, la validité des scénarios climatiques qui contraignent les modèles est essentielle, car ce sont eux qui conditionnent l'évolution des glaciers.

Nous pouvons, dans un premier temps, envisager un scénario climatique pour le futur qui résulte de la simple extrapolation de la tendance des cinquante dernières années, sans n'y rien changer, et voir comment les glaciers se comportent. Même si cette hypothèse n'est pas celle des prévisions établies par le GIEC (voir

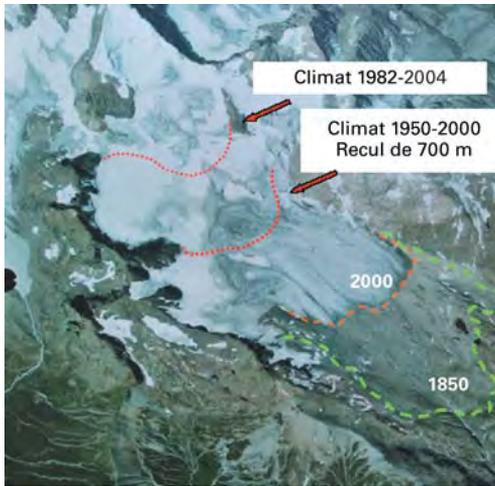
plus haut), cette expérience permet à la fois d'apprécier l'état de « déséquilibre » des glaciers actuels et de donner une idée des temps de réponse des fluctuations de leurs longueurs.

Le glacier de Saint-Sorlin a, en ce début du XXI^e siècle, une surface proche de 3 km² et une épaisseur maximale de 130 m (fig. 66). Les bilans de surface sont connus depuis quarante-huit ans car les observations ont commencé en 1957. Nous avons aussi une bonne idée des bilans de masse de surface depuis 1905 grâce à des reconstitutions réalisées à partir d'anciennes cartes et de photographies aériennes. En outre, la topographie du lit rocheux est connue grâce à des forages, des mesures sismiques et gravimétriques. Les données d'entrée sont donc bien contrôlées. Dans un premier temps, un modèle d'écoulement a été utilisé pour simuler l'évolution du glacier de Saint-Sorlin au cours du XX^e siècle (Le Meur et Vincent, 2003)⁸⁴. Le résultat est satisfaisant, car l'évolution géométrique de la surface du glacier est bien reproduite, en particulier le recul de 900 m observé au cours du XX^e siècle. Forte de ces résultats, la simulation a été utilisée pour le futur en imposant les bilans de masse de surface des 50 dernières années (fig. 66). Le glacier continue sa régression, puis atteint un état d'équilibre, mais après 200 ans de simulation ! Cela veut dire qu'il faut attendre deux siècles pour que le glacier atteigne une surface et un volume qui témoignent d'un équilibre avec les conditions climatiques imposées, celles de 1957-2000. Cela illustre bien le temps que peuvent prendre les réajustements aux conditions autres que celles de l'état initial. Ce relatif optimisme est à nuancer quelque peu, car la courbe de diminution du volume est asymptotique et au bout de 150 ans « seulement », la perte du glacier a déjà été de 90 % ! Pendant tout ce temps, le glacier a diminué sa longueur de 700 m.

Si, pour cette simulation, nous avons pris les bilans de surface moyens du XX^e siècle, en supposant des conditions climatiques constantes et équivalentes aux moyennes de ce siècle, les résultats eussent été très semblables, car les bilans moyens des 50 dernières années sont, dans les Alpes⁸⁵, proches de ceux des cent ans écoulés. Ces moyennes masquent, bien entendu, la très forte variabilité du climat car, nous l'avons vu dans les chapitres précédents, le climat a fortement varié dans les Alpes au cours du XX^e siècle à l'échelle décennale. Si

⁸⁴ Le Meur E., Vincent C., 2003 – A two-dimensional shallow ice flow of glacier de Saint-Sorlin, France. *Journal of Glaciology*, 49 : 167.

⁸⁵ Cela n'est pas vrai dans d'autres régions du monde.



Source : LGGE.

pour simuler l'évolution de ce même glacier dans le futur, nous imposons cette fois les bilans de masse observés au cours des 22 dernières années (1982-2004), le glacier voit alors sa surface se réduire de façon considérable : il recule de près de 1,5 km (fig. 66).

Il est alors possible de simuler l'avenir de ce glacier en partant des conditions climatiques prévues par les modèles de climat du futur. Ces prévisions ressortent d'une compilation de travaux validés par le GIEC (fig. 60, p. 226). Elles n'en restent pas moins bâties sur des hypothèses et entachées de larges incertitudes. Dans l'expérience suivante menée au LGGE à Grenoble, le scénario climatique privilégié a été d'un niveau « modéré » : il prévoit que le réchauffement dans les Alpes sera de +2,0 °C à +2,5 °C par rapport à la moyenne des années 1981-2004 d'ici la fin du *xxi*^e siècle. Puisque les températures de la période 1981-2004 ont été déjà nettement au-dessus des moyennes des 50 dernières années (environ +0,7 °C dans les Alpes), ce scénario laisse entendre que les températures seront d'ici 2100 supérieures de 2,7 °C à 3,2 °C à la moyenne de la période écoulée⁸⁶.

La figure 67 présente le résultat des simulations de Saint-Sorlin avec ce scénario, issues des travaux de Gerbaux *et al.* (2005)⁸⁷. Si de telles conditions prévalaient, il ne resterait de ce glacier au milieu du *xxi*^e siècle qu'une petite surface. Contre toute attente, la glace résiduelle se

Figure 66

Photo aérienne du glacier de Saint-Sorlin en 2000. En vert, les limites de 1850 ; en rouge, celles de 2000. En amont, les emplacements des fronts simulés avec le climat de 1950-2000 et celui de 1982-2004.

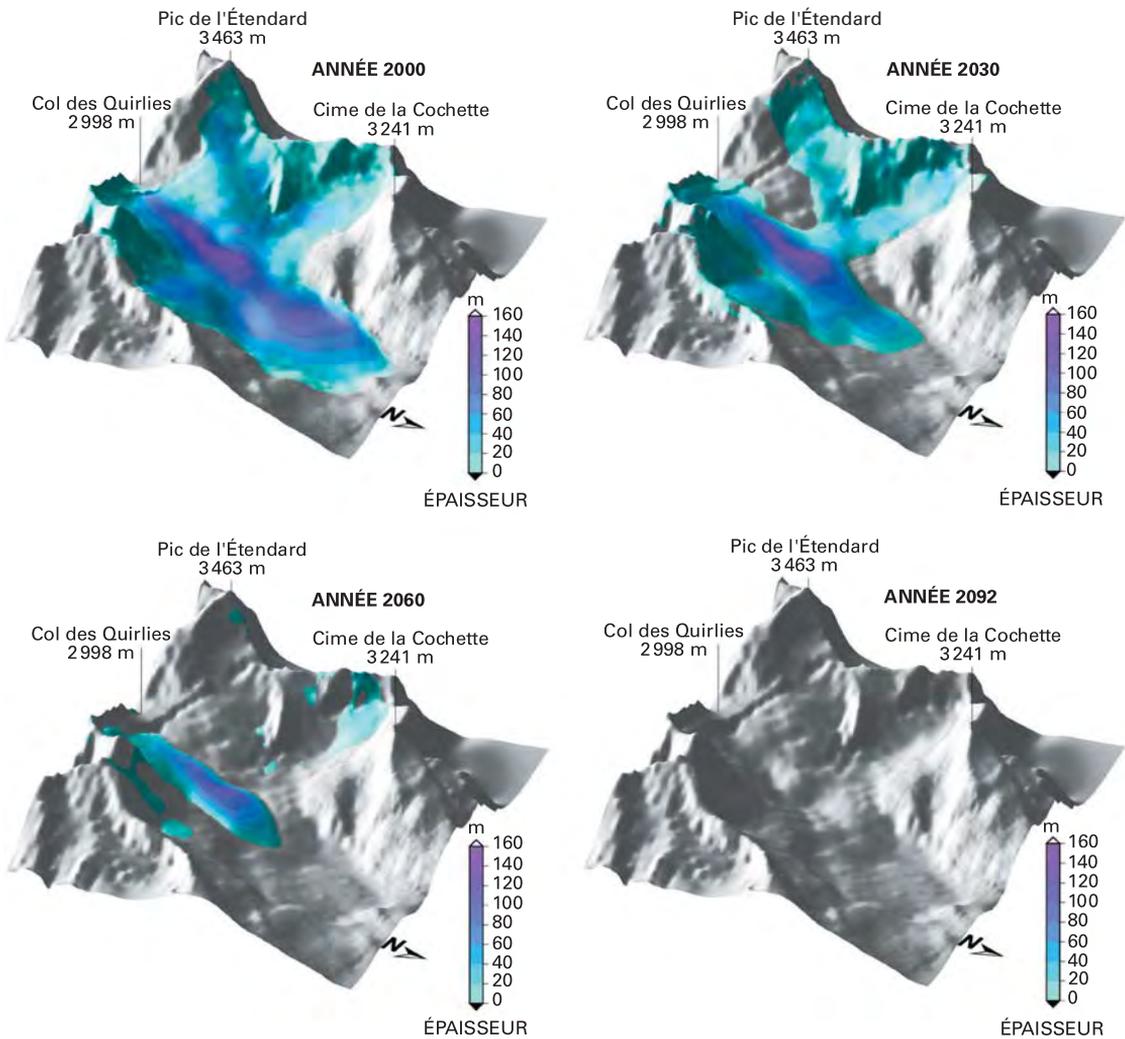
situeraient non pas sur les pentes sommitales du Pic de l'Étendard, à 3463m, mais dans une combe s'étendant plus bas vers 2900m. Cet emplacement désigné par le modèle s'explique par les faibles épaisseurs de glace rencontrées sur les pentes proches du sommet et par des bilans de surface plus faibles à cet endroit en raison d'une accumulation de neige moins importante. Dans ce même scénario, vers la fin du *xxi*^e siècle, le glacier aura complètement disparu. Peut-on généraliser les simulations réalisées dans les Alpes à d'autres régions du monde ?

Comment réagiront les autres glaciers du monde ?

Il est difficile d'avoir une vision globale du futur des glaciers dans toutes les régions du monde tant les situations sont contrastées. Il y a une dizaine d'années, une étude réalisée par le groupe de chercheurs européens du programme « Eismint » a permis de simuler les fluctuations de douze glaciers à travers le monde au cours du *xxi*^e siècle. En fait, la situation géographique des glaciers concernés par l'étude est loin de fournir un échantillon représentatif de l'ensemble des surfaces englacées de la planète, car six d'entre eux se trouvent dans les Alpes, deux en Scandinavie, deux en Islande, un en Nouvelle-Zélande et un en Antarctique. Ces chercheurs ont d'abord calibré leur modèle en comparant leurs résultats. Comme pour le glacier de Saint-Sorlin, le premier test a consisté à faire des simulations avec un climat constant, équivalent à celui de la période 1961-1990. Soulignons cependant que très peu de glaciers présentent des séries d'observations aussi continues et aussi denses que celles de Saint-Sorlin. En effet, à l'exception des glaciers alpins et scandinaves, les mesures des bilans de masse des glaciers échantillonnés ne dépassent pas dix ans. En outre, sur la plu-

⁸⁶ Répétons ici que la température donne une image globale mais très sommaire du climat de l'avenir car les changements du climat ne concerneront pas seulement cette variable, mais sans doute l'ensemble des flux d'énergie entre l'atmosphère et la surface. Cependant, la température est un excellent indicateur car la sensibilité des bilans de masse vis-à-vis de ce paramètre est considérable, nous l'avons vu.

⁸⁷ Gerbaux, M., Genthon C., Etchevers P., Vincent C., Dedieu J. P., 2005 – Mass balance reconstruction in the French Alps using the snow model Crocus and climate sensitivity study of mass balance. *Journal of Glaciology*, 51 : 175.



Sources : M. Gerbaux, 2005, modélisation : E. Le Meur (LGGE).

Figure 67
Résultats d'une simulation de l'évolution du glacier de Saint-Sorlin réalisée selon un scénario climatique prévoyant une hausse de 2,0 °C/2,5 °C d'ici la fin du XXI^e siècle.
De gauche à droite et de haut en bas, formes du glacier prévues en 2000, 2030, 2060 et 2092.

part, les épaisseurs ne sont pas connues, ou le sont seulement sur une petite partie des glaciers. Il est par conséquent beaucoup plus difficile de valider les modèles. Tous ces modèles (sauf King George Island KGI,) sont des modèles dits « 1D » (à une dimension), et font des calculs sur une ligne d'écoulement, c'est-à-dire sur un profil longitudinal et non sur toute la surface.

Les résultats de ces simulations sont reportés sur la figure 68. Avec le scénario tablant sur un climat constant, équivalent à celui de la période 1961-1990, la plupart des glaciers subissent un retrait au cours des prochaines décennies. On

remarque aussi qu'en 2100, beaucoup de ces glaciers n'auront pas atteint leur état d'équilibre et continueront à régresser. Au contraire, trois de ces glaciers (le Franz-Josef en Nouvelle-Zélande, le Unter Grindelwald en Suisse et le Nigardsbreen en Norvège) verront leur fronts avancer de façon significative dans les prochaines décennies. Pour le glacier scandinave et le glacier néo-zélandais, ce n'est pas très surprenant puisque leurs bilans sur la période de référence (1961-1990) étaient positifs. Pour le Unter Grindelwald, les résultats de la modélisation sont suspects et montrent probablement les limites de ce genre de modélisa-

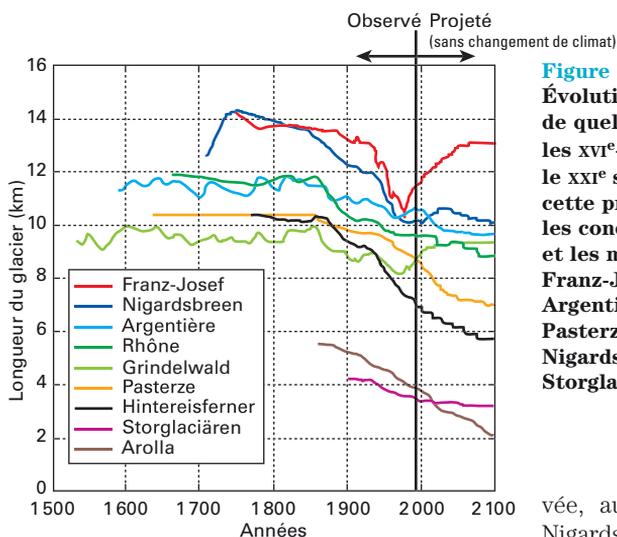


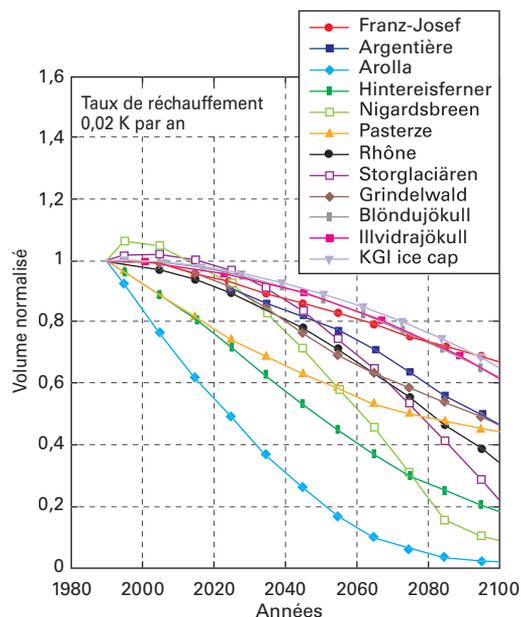
Figure 68
Évolution observée de la longueur de quelques glaciers du monde depuis les XVI^e-XIX^e siècles et projection pour le XXI^e siècle. Le modèle utilisé pour cette projection prend en compte les conditions climatiques de 1961-1990 et les maintient constantes. Franz-Josef (Nouvelle-Zélande) ; Argentière, Arolla, Hintereisferner, Pasterze, Rhône, Grindelwald (Alpes) ; Nigardsbreen (Norvège) ; Storglaciären (Suède).

Source : Oerlemans, 2001, Taylor and Francis Books UK.

tion avec des données de base presque inexistantes (bilans de masse et épaisseurs de glace non connus).

Enfin, comme pour le glacier de Saint-Sorlin, des simulations ont été faites pour ces douze glaciers en prenant différents scénarios des modèles de climat. La figure 69 présente les résultats de ces simulations avec une température en évolution constante de +0,02 °C par an, soit une hausse totale de +2 °C pour 2100, mais sans changement dans les précipitations. Les résultats reportés sur cette figure sont exprimés en pourcentages de glace restante par rapport aux volumes initiaux de 1990. Dans cette hypothèse, le glacier d'Arolla, dans le Valais, dont la zone d'accumulation n'est pas très éle-

vée, aura quasiment disparu, tandis que le Nigardsbreen (Norvège), qui s'est distingué par ses fortes avancées de la fin du XX^e siècle, diminuerait rapidement et serait également très réduit à la fin du XXI^e siècle. Le changement de comportement rapide de ce glacier s'explique par la répartition des surfaces selon l'altitude : sa zone d'accumulation est très vaste mais située sur un plateau faiblement incliné, aussi, le climat se réchauffant, la ligne d'équilibre dépasserait le niveau du plateau et le glacier se trouverait alors dépourvu de zone d'alimentation, ce qui contraindrait son volume à se réduire très rapidement. Le Franz-Josef, en Nouvelle-Zélande, qui a connu une belle embellie à la fin du XX^e siècle, « souffrirait » aussi avec un tel scénario climatique, mais dans de plus faibles proportions : sa surface est comparable au Nigardsbreen, mais sa pente plus forte et son extension en hauteur plus importante vaudraient à sa zone d'accumulation d'être moins touchée que celle du Nigardsbreen.



D'autres expériences ont été menées par ce même groupe de chercheurs pour évaluer l'impact d'un changement dans les précipitations. La question posée était de savoir si les variations dans l'accumulation de neige pourraient compenser les pertes de masse dues à l'ablation. Les simulations montrent que pour compenser le surplus d'ablation lié à un

Figure 69
Résultats des simulations EISMINT réalisées avec un taux de réchauffement de 0,02 K par an à partir de 1990 pour les glaciers présentés dans la figure précédente, auxquels ont été rajoutés Blöndujökull, Illídrájakull (Islande) et KGI Ice cap (Antarctique). Les courbes donnent l'évolution des volumes des glaciers normalisés par rapport à ceux de 1990.

Source : Oerlemans, 2001, Taylor and Francis Books UK.

réchauffement de 1 °C, il faudrait que les précipitations augmentent de 30 % à 40 %. Ce résultat est tout à fait comparable à ce que nous avons obtenu pour les glaciers des Alpes : 25 % à 30 % de précipitations hivernales en plus sont nécessaires pour compenser une élévation de la température estivale de 1 °C. Des hausses de précipitations de 25 % à l'échelle régionale et sur plusieurs décennies ne sont *a priori* pas impossibles. En revanche, une hausse des précipitations pouvant compenser une augmentation des températures de 2 °C est hautement improbable.

Soulignons une fois de plus que cet échantillonnage est réduit et ne prend pas en compte, loin de là, la diversité des glaciers existants dans le monde. Par exemple, aucun glacier d'Alaska, d'Himalaya ou de Patagonie n'y figure. Pourtant, les résultats des simulations donnés par la figure 69 mettent déjà en évidence des différences significatives entre les divers glaciers.

De cette analyse incomplète, mais intéressante, nous tirerons les conclusions suivantes.

Glaciers de l'Arctique canadien

Ils sont situés dans des climats secs et froids, avec des précipitations annuelles en valeurs en eau comprises entre 0,2 m et 0,6 m. Les températures moyennes estivales sont négatives (0 °C à -2 °C) à l'altitude des lignes d'équilibre, celles-ci se plaçant entre 400 m et 1 300 m au-dessus du niveau de la mer. La sensibilité de leur bilan de masse annuel à la température est d'environ 0,3 m d'eau par degré C en zone d'ablation, et de 0,1 m d'eau par degré C en zone d'accumulation. Leur réponse attendue aux changements climatiques est relativement faible, et ces glaciers sont donc à même de résister plus efficacement à un réchauffement que les glaciers maritimes.

Glaciers océaniques

À l'inverse, les glaciers soumis à de fortes influences océaniques reçoivent des précipitations annuelles de 2 à 5 m d'eau et leur température moyenne d'été à l'altitude des lignes

d'équilibre est plus élevée (+3 à +7 °C). Ces dernières se situent entre 1 200 m et 1 800 m d'altitude. La sensibilité de leur bilan de masse annuel à la température est d'environ 1 m à 1,5 m d'eau par degré C en zone d'ablation, et de 0,5 m d'eau par degré C en zone d'accumulation. Ces glaciers sont donc très sensibles aux changements climatiques. En conséquence, seuls ceux qui sont pourvus d'une zone d'accumulation très élevée pourront résister à un fort réchauffement. Les masses glaciaires situées près des côtes norvégiennes, par exemple, ne sont pas assez élevées pour pouvoir subsister très longtemps dans de telles conditions climatiques.

Glaciers des Alpes ou relevant de la même catégorie

Dans les massifs alpins, les précipitations annuelles atteignent 1 à 2 m d'eau et les températures estivales sont de 1,5 °C à 3 °C à l'altitude de la ligne d'équilibre (2 900 m environ). Les glaciers sont très sensibles aux variations de températures, avec une sensibilité des bilans de masse variant entre 0,4 m et 0,7 m d'eau par degré C en moyenne. Cette valeur est intermédiaire entre celle des glaciers de l'Arctique canadien et celle des glaciers norvégiens ou néo-zélandais.

Selon ces études de sensibilité, nous le voyons, les réponses des glaciers au réchauffement en cours peuvent être très différentes d'une région à l'autre. Bien que ces simulations soient encore entachées de grandes incertitudes, notamment à cause de l'absence de longues séries d'observations (ce qui exclut une bonne validation des modèles), elles permettent d'évaluer la réponse attendue des glaciers au changement climatique en cours. Ce faisant, la question de l'impact des fluctuations glaciaires sur notre environnement peut être également abordée.

Pour terminer, penchons-nous sur cet aspect, en nous concentrant sur deux conséquences majeures que pourrait avoir un retrait important des glaces au cours de ce siècle : l'élévation du niveau des mers et l'impact sur les ressources en eau.

Glaciers en recul : quelles conséquences ?



© IRD/B. Francon

Il n'est pas question ici d'examiner toutes les conséquences que peut entraîner le repli des glaciers dans le monde – un livre entier n'y suffirait pas –, mais d'en examiner quelques-unes parmi les plus importantes. Nous aborderons d'abord le problème de l'élévation du niveau des mers et de la contribution qu'y apporte la fonte des glaciers de montagne, avant de donner quelques exemples de régions où l'évolution des masses de glace pourrait influencer de façon sensible sur le régime hydrologique et la ressource en eau. Nous traiterons ensuite de l'impact du retrait glaciaire en termes de risques naturels, en nous penchant sur les problèmes nés de l'instabilité des lacs de retenue morainique, une question qui n'est pas nouvelle, mais qu'il devient urgent de prévenir dans certains massifs. Fidèles à notre démarche, nous procéderons avec des exemples documentés.

Élévation du niveau des mers

Rappelons que sur notre planète des centaines de millions d'individus, dont ceux qui habitent les plus grandes métropoles, vivent à moins de

10 m au-dessus du niveau de la mer ! Ce niveau marin a beaucoup varié dans le passé car, à l'apogée de la dernière glaciation, il y a 20 000 ans environ, il était 120 m plus bas que l'actuel. À cette époque, une partie de l'eau de l'océan était stockée sur les continents dans d'épaisses calottes glaciaires situées au nord de l'Amérique

et de l'Europe. Les glaciers alpins, himalayens et bien d'autres étaient aussi beaucoup plus vastes. Dès lors que les grandes calottes et d'autres glaciers ont disparu ou ont fortement reculé, le niveau des océans a monté, au début à un rythme rapide, de l'ordre de 5 mm/an. Puis, il y a 6 000 ans, ce taux a chuté, passant à 0,5 mm/an, puis à 0,1-0,2 mm/an en moyenne au cours des 2 000 dernières années. Qu'en est-il aujourd'hui ? Que pourrait-il se passer demain ? Quelle est la contribution des glaciers à cette hausse ?

Des mesures difficiles

En apparence facile à réaliser à l'aide de marégraphes, la mesure du niveau des océans est chose délicate quand on recherche la précision. D'abord les marégraphes sont assez récents, le plus ancien date du début du XVIII^e siècle, et la plupart des séries ne dépassent pas la centaine d'années. En outre, ces appareils ne sont pas bien répartis sur la planète, on ne dispose de séries longues que pour l'Europe et l'Amérique du Nord. Surtout, les marégraphes n'enregistrent pas seulement la variation du niveau marin, mais bien d'autres choses : des artefacts de mesure, lorsque ces appareils sont mal calibrés, mais aussi d'autres paramètres que le seul niveau de la mer lorsque la croûte terrestre varie d'altitude sur les sites où ils sont installés ! Ainsi, les marégraphes en Alaska, au Japon ou en Inde sont difficiles à utiliser directement à cause des mouvements verticaux dus à la déformation de la croûte terrestre ou à l'activité sismique.

Cependant, les phénomènes les plus perturbateurs sont les mouvements verticaux de la croûte terrestre liés au délestage du poids des vastes calottes glaciaires. À la suite de la disparition de ces grandes masses de glace à la fin de la dernière glaciation, il y a environ 15 000 à 10 000 ans, la croûte terrestre, qui s'était affaissée sous leur poids quand elles étaient à leur maximum, s'est soulevée de nouveau. Ce *rebond isostatique* est loin d'être terminé, car il s'agit d'un phénomène à forte inertie. Par exemple, le golfe de Bothnie, entre la Suède et la Finlande, soulagé du poids de la glace qui atteignait là son maximum d'épaisseur (2 500 m environ), continue à se soulever de 1 cm/an, cela plus de 10 000 ans après la disparition de la calotte fennoscandienne. De ce fait, les marégraphes installés sur les côtes suédoises subissent le même mouvement, et si l'on se fiait à leurs mesures, on pourrait penser que le niveau de la mer baisse ! De même, autour des calottes de Patagonie, autrefois bien plus vastes, le soulèvement isostatique est estimé actuellement à 1-2 cm/an selon les endroits.

Les calculs nécessaires pour intégrer ces mouvements de rééquilibrage de l'écorce terrestre sont difficiles, cependant on estime que l'élévation du niveau marin au cours du XX^e siècle a été comprise entre 10 cm et 20 cm, ce qui donne une moyenne annuelle de 1,5 mm.

D'où provient cette élévation ?

Les variations du niveau marin sont issues pour l'essentiel : 1) de la dilatation de l'océan sous l'effet de la montée de la température des eaux de surface ; 2) du stockage de l'eau sur les continents (hors glaciers), dans les lacs, l'hydrologie de surface et les réserves souterraines, dont le pergélisol ; 3) des volumes d'eau contenus dans les calottes polaires et les glaciers de montagne. Rappelons ici que la banquise est en équilibre avec le niveau marin et que sa fonte ne saurait affecter celui-ci d'aucune façon.

Plusieurs questions se posent, dont deux cruciales pour nous : quelle part de cette élévation des océans doit-on à l'expansion thermique, quelle est celle qui provient de la fonte des glaciers ?

Passons sur le rôle des eaux continentales, en dehors de celui des glaces de surface, qui est très mal connu et faible selon toute probabilité. En revanche, l'expansion thermique de l'océan a contribué pour 0,3 à 0,7 mm/an à cette élévation au cours du XX^e siècle. L'apport des glaciers de montagne et des petites calottes (donc sans le Groenland et l'Antarctique), est estimé à 0,2-0,4 mm/an. La grande incertitude, disons-le, tient aux variations des calottes de l'Antarctique et du Groenland. L'influence du climat actuel sur ces grandes masses de glace paraît faible, et la plus grande partie de leurs variations actuelles traduirait les conséquences de la déglaciation entamée il y a 15 000-18 000 ans. D'après des résultats obtenus par la modélisation, la contribution de l'Antarctique au niveau des mers serait de 0,1 à 0,5 mm/an à l'échelle des 500 dernières années. Malgré cela, il semblerait que l'accumulation à la surface du continent ait augmenté au cours du XX^e siècle. Cela dit, les incertitudes dans ces estimations sont grandes, comme nous l'avons mentionné au chapitre 9. La contribution du Groenland aurait été pratiquement nulle au cours des 500 dernières années, cette masse de glace étant, semble-t-il, proche d'un état d'équilibre sur cette longue période. Cependant, les mesures récentes, que nous avons brièvement évoquées, indiquent à la périphérie de cet inlandsis un amincissement significatif au cours de la dernière décennie du XX^e siècle, lequel serait équivalent à une hausse du niveau marin de 0,1 mm/an.

Au cours des dernières décennies, il est donc probable que le niveau des mers se soit élevé



© IRD/B. Francou

Glaciers de la cordillère de Darwin (Terre de Feu chilienne) vêtant dans le fjord profond de Brookes, par 56° S. Ces glaciers peu connus, car pratiquement pas étudiés, sont sans doute très sensibles au changement climatique (évolution des précipitations et des températures) de par leur position très maritime. Photos prises en 2006.



© IRD/B. Francou



© CNRS/C. Vincent

Glacier de l’Astrolabe, en Antarctique, à proximité de la base française de Dumont d’Urville. La grande majorité des glaciers émissaires de l’Antarctique se jettent dans l’océan et produisent des icebergs par vèlage. Certains glaciers sont si vastes qu’ils se prolongent sur l’océan, sans se rompre, en formant des ice shelves, véritables plateformes flottantes sur plusieurs dizaines de kilomètres. Mise à part la région de la péninsule Antarctique, partie du continent qui avance vers le Chili et l’Argentine, la fonte à la surface des glaciers d’Antarctique est très faible, voire insignifiante. Ainsi, d’une manière un peu schématique, on peut dire que l’Antarctique gagne de la masse par accumulation de neige et en perd essentiellement par le vèlage des glaciers dans l’océan. L’accumulation de neige au centre de l’Antarctique est faible, équivalente à 3 ou 4 cm d’eau par an environ, mais elle concerne une immense surface. Les vitesses d’écoulement des glaciers émissaires, comme celui que l’on voit sur la photo, atteignent plusieurs centaines de mètres par an. D’après des résultats obtenus à partir des mesures de terrain et d’images satellitaires, ces écoulements varient fortement dans le temps.

plus rapidement du fait de la fonte des glaciers de montagne que de celle des grandes masses de glace polaires. Même si leurs volumes sont beaucoup plus modestes que ceux des calottes polaires (voir tabl. 6, p. 196), ces glaciers sont beaucoup plus sensibles aux variations climatiques et ont montré récemment des variations de forte amplitude. Ainsi, des chercheurs américains ont calculé que la fonte des glaciers d’Alaska avait contribué au niveau des mers pour 0,14 mm/an au cours des cinquante dernières années (voir chap. 6, p. 119). Comme, en outre, elle semble avoir augmenté dans de très fortes proportions tout récemment, cette contribution aurait été la plus importante de celles des glaciers de montagne au niveau des océans au cours de la dernière décennie du *xx*^e siècle (0,27 mm/an). D’autres glaciologues américains et chiliens ont estimé, sur la base de mesures (voir chap. 6, p. 127), qu’il fallait aussi attendre

une contribution notable des calottes et des glaciers de Patagonie : sur les trente dernières années, le taux d’élévation du niveau de la mer dû à la fonte de cette partie du monde serait de 0,04 mm/an, un chiffre qui pourrait avoir plus que doublé au cours de la période 1995-2000, passant à 0,10 mm/an.

Aujourd’hui, les mesures satellitaires sont d’une grande utilité car elles permettent de mesurer les variations du niveau des mers avec une précision remarquable et sur d’immenses surfaces océaniques. Par exemple, les satellites de la série Topex-Poseidon, puis Jason-1, ont mesuré de janvier 1993 à décembre 2004 une vitesse d’élévation du niveau marin de $2,75 \pm 0,10$ mm/an. En prenant en compte l’effet – non négligeable – de -0,3 mm/an dû au rebond postglaciaire, cela donne une hausse de 3 mm/an pour les douze dernières années (Cazenave, 2005⁸⁸). La

⁸⁸ Cazenave A., 2005 – « Les variations actuelles du niveau de la mer : observations et causes. » In Bard E., 2005, (éd.), *op. cit.* en fin d’ouvrage.

Réserves de glace	Equivalent en niveau marin
Couverture neigeuse (hors glace de mer et glaciers)	0,1 à 1 cm
Permafrost	1,1 m
Antarctique	65 m (hors ice shelves)
Groenland	7 m
Glaciers de montagne	0,24 m
Glaciers alpins	0,3 mm

période est courte, mais les résultats sont là, et l'on ne peut pas exclure que la hausse du niveau des océans se soit accélérée au cours de la dernière décennie. D'autres mesures à venir vont nous informer de façon permanente de la poursuite ou non de cette tendance.

Quelle évolution pour le niveau des mers au XXI^e siècle ?

Avant de tenter de répondre à cette question, il est bon de rappeler les « forces en présence », c'est-à-dire les masses de glace continentales en jeu (tabl. 7) :

En dehors des grandes calottes polaires, les glaciers et petites calottes représentent donc une toute petite fraction des masses de glace sur notre planète. Pour comparaison, les glaciers de l'ensemble des Alpes couvrent une surface proche de 2 300 km² et ont un volume total de l'ordre de 100 km³. S'ils fondaient totalement, le niveau des mers ne s'élèverait que de 0,3 mm !

D'ici la fin du XXI^e siècle, les modèles fondés sur un scénario climatique dit « modéré » (voir chap. 10) prévoient une élévation du niveau des mers de 30 cm à 40 cm environ⁸⁹ : dans cette estimation, 29 cm proviendraient de l'expansion thermique des océans, 5 cm résulteraient de la fonte des glaciers de montagne et des petites calottes, 2 cm du Groenland. Les données actuelles concernant l'Antarctique montrent qu'il n'est pas impossible que sa contribution soit négative de 7 cm, ce qui suppose que ce continent puisse gagner de la masse au cours de ce siècle en en « pompant » à l'océan.

Mais prudence avec ces estimations, car aux incertitudes découlant des modèles, s'ajoutent celles attachées aux scénarios climatiques envisagés. Il faudra encore beaucoup de travail pour améliorer ces prévisions, mais l'enjeu représenté par la hausse du niveau des mers pour

Tableau 7

Les grandes masses de glace de surface et leur équivalent en niveau marin. Les glaciers des Alpes sont représentés à titre de comparaison.

l'avenir de notre planète est tel que la question continuera sans nul doute à concentrer l'attention de nombreuses équipes engagées dans les domaines de l'océanographie physique et de la glaciologie.

Impacts du recul glaciaire sur l'hydrologie des bassins de montagne

Avant d'aborder l'impact du recul glaciaire, évoquons de façon succincte celui qu'aurait une réduction du manteau neigeux sur les écoulements de surface. On estime qu'environ 1/6 de la population mondiale dépend de la fonte de la neige ou de la glace pour l'eau potable ou pour l'irrigation ou l'hydroélectricité. Dans les régions concernées, les régimes hydrologiques sont dominés par la fonte des neiges et les possibilités de stockage de l'eau sont insuffisantes pour « tamponner » l'effet d'une baisse de ces apports sur la répartition saisonnière des débits⁹⁰. Les territoires concernés incluent, outre les grands systèmes montagneux situés en dehors des tropiques (Himalaya, Hindu Kush, Caucase, Tibet, Tien Shan, Andes au sud du parallèle 25° S et Rocheuses au nord de 40° N), la plupart des régions d'Amérique du Nord et d'Eurasie (hors Europe occidentale) au nord du parallèle 45° N situées à basse altitude.

Retrait glaciaire et hydrologie : des conséquences inégales selon les régions

Réservoirs stockant de l'eau douce et la libérant peu à peu dans les bassins versants qu'ils alimentent, les glaciers constituent un régula-

⁸⁹ Raper S., Braithwaite R., 2006 – Low sea level rise projections from mountain glaciers and icecaps under global warming. *Nature*, 439 : 311-313.

⁹⁰ Barnett T. P., Adam J. C., Lettenmaier D. P., 2005 – Potential impacts of a warming climate on water availability in snow-dominated regions. *Nature*, 438.



teur de l'hydrologie à l'échelle locale et régionale. Dans beaucoup de régions, ils fondent en été quand on a besoin d'eau, et ils stockent en hiver quand les pluies ou la fonte du manteau neigeux sont là pour entretenir les écoulements de surface ou les nappes souterraines. Plus les contrastes entre les saisons sont forts, et plus l'irrégularité interannuelle des pluies augmente, plus les glaciers excellent dans leur fonction régulatrice au bénéfice des périmètres irrigués, de l'alimentation en eau des villes et de la génération hydroélectrique. Par exemple, la contribution des glaciers à la rivière Las Cuevas, qui alimente le bassin de Mendoza dans les Andes argentines, atteint 70 % à 90 % du total annuel des débits. En Asie, selon Dyurgerov (2005), glaciologue à Boulder (Colorado), les glaciers apportent aux fleuves Amu Darya, Syr Darya et Ily 5 % à 40 % de leur débit annuel au niveau des basses vallées, avec un taux pouvant atteindre 70 % dans les hautes vallées. Cette contribution est encore plus importante au cours de la saison estivale.

Au chapitre 9, il est apparu que la réduction de l'enneigement sous les moyennes et hautes latitudes était un processus entamé depuis une trentaine d'années, mais l'impact sur les écoulements était encore relativement faible. Aussi son étude est-elle en général abordée via les scénarios de réchauffement prévus par les modèles du climat à l'horizon des 50-100 prochaines années. Voyons quelques régions où a été mené ce genre de simulation.

Vêlage du glacier de Safuna (Cordillère Blanche, Pérou) dans la lagune du même nom. Photo prise en 2001.

L'ouest des États-Unis

Des chercheurs ont montré qu'avec une hausse des températures de 0,8-1,7 °C par rapport aux actuelles, et sans changements dans les précipitations, l'ouest des États-Unis connaîtrait en 2050 son pic de crue printanière un mois avant la date à laquelle il se produit de nos jours, cela parce que les averses pluvieuses seront plus fréquentes en hiver et que la fonte du manteau sera plus précoce au printemps. Sans capacité de stockage suffisante pour ces écoulements, la région n'en profitera pas, et ces eaux iront se perdre directement dans l'océan.

Grands bassins nivo-glaciaires d'Europe occidentale

En Europe, un grand réseau hydrographique comme celui du Rhin, dont une partie notable se trouve en montagne, présente également une forte sensibilité à la hausse des températures. Les simulations établies sur une hausse de +1 °C à +2,4 °C d'ici 2050 par des chercheurs dans le cadre de la Commission internationale de l'hydrologie du bassin du Rhin en 2001 montrent que ce bassin aura alors évolué du régime nivo-pluvial actuel, combinant les apports des averses pluvieuses et de la fonte des neiges, vers un régime nettement pluvial. Les débits

d'hiver augmenteront tandis que les débits d'été diminueront, en raison d'un stock de neige d'hiver réduit et d'une augmentation de l'évapotranspiration. Une telle évolution affecterait les conditions de navigation, l'usage de l'eau par l'industrie et par les zones urbaines, tandis que les inondations seraient plus fréquentes pendant l'hiver.

La contribution des glaciers au débit des torrents est très variable en fonction des bassins versants. On admet généralement que le régime d'un cours d'eau est de type glaciaire ou glacio-nival si les glaciers couvrent 15 % à 25 % de la surface de son bassin versant. Ainsi, les débits du torrent de l'Arve à Chamonix (bassin de 205 km², pour une surface englacée de 75 km² environ) sont en moyenne de 11 m³/s sur l'ensemble de l'année, mais culminent à 30 m³/s aux mois de juillet et d'août. À cette époque de l'année, plus de la moitié des apports proviendrait de la fonte glaciaire, en complément de la fonte des versants encore enneigés et du ruissellement provoqué par les orages.

Un exemple d'une toute autre échelle est celui du Rhône à l'amont du lac de Genève (bassin de 7 990 km², avec près de 10 % de surface englacée). Il présente un régime nivo-glaciaire (débit voisin de 180 m³/s), avec une pointe d'environ 300 m³/s au mois de juin, caractéristique du pic de fonte nivale. Après la confluence avec l'Ain (11 000 km²), le régime du Rhône devient nivo-pluvial, avec une composante glaciaire alors très marginale.

Dans les Alpes du Sud, le débit moyen annuel de la Durance en amont du lac de Serre-Ponçon (3 600 km²) s'élève à 81 m³/s, avec un maximum en juin, au pic de la fonte nivale, de 230 m³/s, qui retombe ensuite en août autour de 60 m³/s. À ce moment de l'année, en juillet-août, la part de la contribution glaciaire est maximale, mais elle reste limitée à quelques pour cents des débits (Emmanuel Paquet, EDF, *comm. pers.*).

Ainsi, la diminution des surfaces glaciaires affecterait peu les écoulements estivaux à l'aval des grands systèmes fluviaux alpins, car la contribution des glaciers y devient négligeable au sortir de la montagne : le régime du Rhône, nous l'avons vu, n'est influencé de façon significative par les glaciers que jusqu'au lac Léman, tandis que l'apport des glaciers dans les Hautes-Alpes françaises au niveau de la retenue de Serre-Ponçon est déjà très modeste.

Le château d'eau himalayen

Dans certaines régions très peuplées et très dépendantes des eaux de fonte de glaciers, le niveau des étiages de saison sèche risque de poser problème. C'est le cas dans l'Himalaya et dans l'Hindu Kush où, selon Singh et Bengtsson⁹¹, la contribution des eaux de fonte des glaciers au débit des grandes rivières himalayennes au sortir de la montagne serait de l'ordre de 50 %-60 % pendant l'été. Cependant, les pluies de mousson compliquent un peu les choses, car elles se produisent aussi en été (de juin à septembre), et davantage dans l'est que dans l'ouest de la chaîne. Les modèles suggèrent à la fois une crue printanière d'un mois plus précoce et une augmentation des débits liés à la fonte des glaciers, laquelle atteindrait 33 %-38 % dans les prochaines décennies. En revanche, après cette période de « bombe », le déficit d'eau s'installerait en quelques décennies seulement. En raison des populations très denses bénéficiant des eaux glaciaires dans ces régions (plus d'un milliard d'individus), il est certain que l'impact de la baisse des réserves glaciaires aura des conséquences importantes, davantage que partout ailleurs.

L'intérieur des massifs est plus dépendant de l'eau de fonte des glaciers

Pour les rivières situées à proximité, nul doute que la fonte des glaciers ne relayera pas autant qu'aujourd'hui les écoulements de fonte de neige à la fin du printemps et que les étiages d'été seront plus longs et plus marqués, au détriment des systèmes de stockage artificiel des eaux comme les barrages. Or, dans un monde plus chaud, les besoins en eau croîtront pendant l'été.

Dans les Alpes, l'apport glaciaire joue un rôle important pour l'énergie hydroélectrique. En Suisse, un grand nombre de glaciers font l'objet de captages afin d'acheminer l'eau, au moyen de galeries souterraines le plus souvent, dans des retenues. La fonte printanière et estivale remplit les barrages, qui peuvent ensuite fournir de l'énergie lors des périodes de pointe de la consommation d'électricité en hiver. Par exemple, 95 % des 500 millions de m³ d'eau collectés par la Grande Dixence, société hydroélectrique suisse opérant dans le Valais, proviennent des fontes printanières et estivales de la neige et de la glace. Les centrales hydrauliques fournissent 60 % de l'électricité en Suisse et on estime que

⁹¹ Singh P., Bengtsson L., 2004 – Hydrological sensitivity of a large Himalayan basin to climate change. *Hydrological Processes*, 18.

la neige et les glaciers contribuent pour près de 30 % à cette production.

En Norvège, plus de 95 % de l'électricité provient des barrages, qui sont en bonne partie alimentés par la fonte de la neige et des glaces. C'est l'une des raisons pour lesquelles les glaciers norvégiens sont si bien surveillés, en témoignent les nombreuses données les concernant que nous avons utilisées dans cet ouvrage à plusieurs reprises.

Dans les Andes, entre Santiago, Mendoza (33° S) et Quito (Équateur), il n'est pas de grande ville qui n'aille chercher une partie de ses eaux au pied des glaciers : La Paz, Lima, Huaraz, Riobamba, Quito, en sont des exemples. La nécessité d'anticiper le futur de cette ressource a joué un rôle important dans la mise en place par l'IRD et ses partenaires d'un réseau d'observation des glaciers dans les Andes centrales, les sociétés et communautés qui font usage de cette eau voyant d'un bon œil l'attention portée aux glaciers et n'hésitant pas à appuyer ces programmes de recherche. Pour donner un exemple combinant recherche pure et recherche appliquée pour le développement, voyons le cas de la Cordillère Blanche au Pérou.

Un cas d'étude : la Cordillère Blanche au Pérou (9° S)

Superbe massif, le plus englacé des tropiques puisqu'il renferme, avec les massifs voisins de Huayhuash et du Raura, le quart des glaciers de toute la zone intertropicale, exemplaire par ses pics acérés bordés de corniches neigeuses et couverts d'*ice flutes* d'une impressionnante beauté, la Cordillère Blanche alimente une rivière puissante, le Santa, qui rejoint le Pacifique en donnant vie à l'un des déserts les plus arides de la planète. Au sortir de gorges encaissées se déploie entre la montagne et la côte un vaste éventail de verdure dont les limites à couper au couteau matérialisent le parcours de l'eau depuis le Santa vers le désert via un réseau complexe de grands canaux d'irrigation. Sans cette eau, cette bande côtière du Pérou ne serait qu'un amas de dunes et de « pampas » caillouteuses pelées. La Cordillère Blanche est constituée hydrologiquement par un grand nombre de petits bassins dont les surfaces englacées sont très variables, les plus grandes pouvant constituer et dépasser 50 %

de la surface de ces bassins, les autres présentant tous les cas de figure entre cette valeur et l'absence totale de glaciers. Mais cet englacement diminue : entre 1970 et 1997, selon les inventaires établis par des institutions péruviennes, la superficie glaciaire de la Cordillère Blanche serait passée de 723 km² à 611 km², soit une perte de superficies englacées proche de 15 % en un peu moins de trente ans. Le manteau neigeux, comme dans toutes les chaînes tropicales, joue un rôle discret dans l'hydrologie car, là où il se forme en dehors des glaciers, il fond en quelques heures ou en quelques jours tout au plus : l'écoulement venant des hauts bassins est donc très largement dominé par la fonte des glaces. Comment faire pour estimer l'évolution de cette ressource en eau si le recul glaciaire se poursuivait, voire s'amplifiait dans le futur ?

Dans une étude récente, B. Pouyaud, de l'IRD, et ses collaborateurs andins⁹² ont abordé le problème à partir de l'information recueillie sur les débits de divers bassins versants depuis une cinquantaine d'années. En comparant ce que reçoivent les bassins par les précipitations – une lame d'eau annuelle comprise entre 600 mm et 1 100 mm selon les lieux – et ce qui coule effectivement dans les rivières, ils ont noté un excédent d'autant plus élevé que les surfaces glaciaires (le taux d'englacement, plus exactement) sont importantes. Ce surplus d'écoulement traduit le déséquilibre actuel des glaciers : leur bilan étant négatif, surtout depuis 1976 (voir chap. 6, p. 150), ils libèrent leurs réserves, en particulier les années où les précipitations sont déficitaires et les températures élevées⁹³. La température atmosphérique intègre bien les échanges d'énergie entre l'atmosphère et le glacier, car elle apparaît très étroitement corrélée à la fonte, donc aux débits, surtout sur des pas de temps mensuels et plus longs. Aussi, simuler une élévation de température en fonction du temps permet d'estimer les débits futurs et de voir comment ils évolueront avec des glaciers de plus en plus réduits. Les températures sont les variables de sortie de modèles climatiques dimensionnés à l'échelle de la région, et le scénario retenu pour cette étude est très modéré, puisqu'il table sur une hausse de 1 °C par siècle, valeur proche du réchauffement constaté dans cette région des

⁹² Pouyaud B., Zapata M., Yerren J., Gomez J., Rosas G., Suarez W., Ribstein P., 2005 – Devenir des ressources en eau glaciaire de la Cordillère Blanche. *Hydrological Sciences Journal/ Journal des Sciences Hydrologiques*, 50.

⁹³ On observe dans cette cordillère, comme dans celles de Bolivie et d'Équateur, un fort impact des phases chaudes du Pacifique (El Niño) sur les glaciers, lequel se traduit à la fois par une forte augmentation de la fonte et une baisse de l'accumulation. Ces effets résultent d'une élévation de la température, d'une baisse de la nébulosité et d'un déficit des précipitations solides pendant l'été (voir chap. 9).



© CNRS/C. Vincent

Andes au cours des 30 dernières années ! Les précipitations, quant à elles, sont maintenues constantes dans le futur, ce qui est réaliste compte tenu de l'absence de tendance constatée sur les pluies au cours des dernières décennies et faute de prévisions plus vraisemblables.

Les résultats montrent que la diminution des surfaces englacées dans l'avenir tend à généraliser le régime pluvio-nival aux dépens du régime nivo-glaciaire actuel, c'est-à-dire que les débits se conforment de plus en plus au régime des précipitations. Ce dernier oppose une saison des pluies, d'octobre à avril, qui recueille plus de 70 % des totaux annuels, et une saison sèche de cinq mois. Mais ce passage admet une phase de transition dont les caractéristiques (durée, diminution des débits) dépendent de la taille des bassins versants et des taux d'englacement actuels. Les petits bassins versants fortement englacés (moins de 10 km², 50 %-80 % de glaciers dans l'échantillon étudié) vont maintenir un écoulement nettement excédentaire au cours des 20-40 prochaines années, puis leur débit amorcera une diminution rapide, surtout, on s'en doute, dès lors que leurs glaciers sont situés à moins de 5 500 m et sont déjà très déséquilibrés par rapport au climat actuel. Les grands bassins (50-90 km²) au taux d'englacement plus faible et diffus, mais comprenant de grands massifs glaciaires, ont une *hystérésis* un peu plus longue : il leur faut une cinquantaine d'années pour amorcer une baisse d'écou-

Le lac proglaciaire du glacier d'Arsine, dans le massif des Écrins (France), menaçait les habitants de la vallée de la Guisane en 1986 et des travaux ont été conduits en urgence afin d'abaisser le niveau du lac.

ment, mais surtout, le remplacement du régime nivo-glaciaire par le régime pluvio-nival y est plus progressif. On calcule, toujours avec cette hausse très (trop ?) modérée de température de 1 °C par siècle, que l'influence des glaciers devient tout à fait négligeable après un siècle et demi-deux siècles. Bien entendu, ce scénario conservateur peut être réajusté à une hausse des températures plus rapide, conforme à celle que proposent la majorité des modèles (voir chap. 10, p. 226), auquel cas la transition du régime nivo-glaciaire au nivo-pluvial est plus rapide et intervient au cours du XXI^e siècle.

Ce qui est certain, c'est que le retrait des glaciers engendrera dans un premier temps une hausse des débits dans les hauts bassins glaciaires, ce qui augmentera un temps la ressource. Nous en sommes à ce stade dans les bassins dont le taux d'englacement est élevé. Mais le déstockage de l'eau des glaciers se faisant aux dépens de volumes de plus en plus réduits, passé un seuil, le régime deviendra de plus en plus nivo-pluvial et se calquera sur la variabilité des précipitations : les étiages seront de plus en



© IRD/B. Francou

plus creux pendant les saisons sèches et les déficits croîtront les années sèches.

Les conséquences d'une telle évolution, dont l'échéance dépendra du rythme du réchauffement climatique, pourraient être sensibles d'ici quelques décennies dans certaines régions comme les Andes tropicales, l'Asie centrale et l'Himalaya. La baisse de la ressource d'origine glaciaire s'ajoutera aux problèmes qu'affrontent actuellement ces régions et qui sont plutôt dus à la hausse vertigineuse de la demande d'eau en provenance des centres urbains et des périmètres irrigués.

Des risques accrus provenant des lacs proglaciaires

Déficit d'eau d'un côté, excès de l'autre... Dans certains cas, le recul des glaciers a permis le développement de lacs de barrage morainique très vastes. La possibilité d'une rupture de ces digues fragiles et constituées de matériaux meubles est suffisamment forte, en particulier dans les régions sismiques comme les Andes du Pérou et l'Himalaya, pour que cette menace soit prise très au sérieux. Comment ce phénomène se produit-il ?

La genèse des ruptures de barrages morainiques

En général, ce phénomène aux conséquences catastrophiques est provoqué par l'effondre-

« Laguna 56 » (nom d'inventaire), au pied de la face sud du Chacararaju, dans la Cordillère Blanche. C'est l'un des nombreux lacs dangereux de cette cordillère, en partie vidé artificiellement au moyen d'un canal.

ment dans un lac glaciaire d'une partie du glacier qui le domine ou d'un pan du versant rocheux raide qui en constitue les bords. La masse éboulée arrive dans le lac, son impact provoque la formation d'une vague de plusieurs dizaines de mètres de haut (des hauteurs de plus de cinquante mètres ont été mesurées dans les Andes), laquelle vague se propage vers l'aval, monte à l'assaut du barrage morainique et le submerge. S'il se produit une entaille dans le matériau meuble de la moraine du fait de l'érosion produite par la vague, immédiatement ou quelque temps après, une seconde vidange se produit, provoquant la formation de laves torrentielles qui dévastent tout sur leur passage. Les plus grandes catastrophes se produisent en saison des pluies, au moment où les lacs sont bien remplis. En Cordillère Blanche, au Pérou, ces plans d'eau naturels font l'objet d'une surveillance constante depuis plus de trente ans et plusieurs ont été vidés en partie, à titre préventif, pour diminuer les risques de débordements. Le plus simple est de construire un canal en dur dans la moraine, ou un tunnel, et de contrôler ainsi le niveau du lac. Ces constructions sont conçues pour résister aux débordements engendrés par les vagues.



Des accidents récurrents dans les Andes centrales

De tels débordements suivis de vidanges ont été fréquents au Pérou, en particulier en Cordillère Blanche (encadré 20), où ils ont coûté la vie à près de 10 000 personnes depuis 1725, date de la première catastrophe recensée⁹⁴. La plupart

Laguna Arhwaycocha, au pied de l'Alpamayo, couverte d'icebergs, après un effondrement du glacier Pucahirca Ouest.

du temps, ce sont des blocs de glace s'échappant d'un glacier surplombant le lac qui sont à l'origine des catastrophes. La plus meurtrière

⁹⁴ Liboutry L., Morales Arnao B., Pautre A., Schneider B., 1977 – Glaciological problems set by the control of dangerous lakes in Cordillera Blanca, Peru. *Journal of Glaciology*, 18.



© IRD/B. Francon



La plaine de Collanes, au pied de la caldera de l'Altar, après la vidange du 13 décembre 2000. Cet événement a entraîné un bouleversement complet du paysage en aval sur 20 km, et a causé des victimes et des dégâts dus à la crue sur près de 100 km.

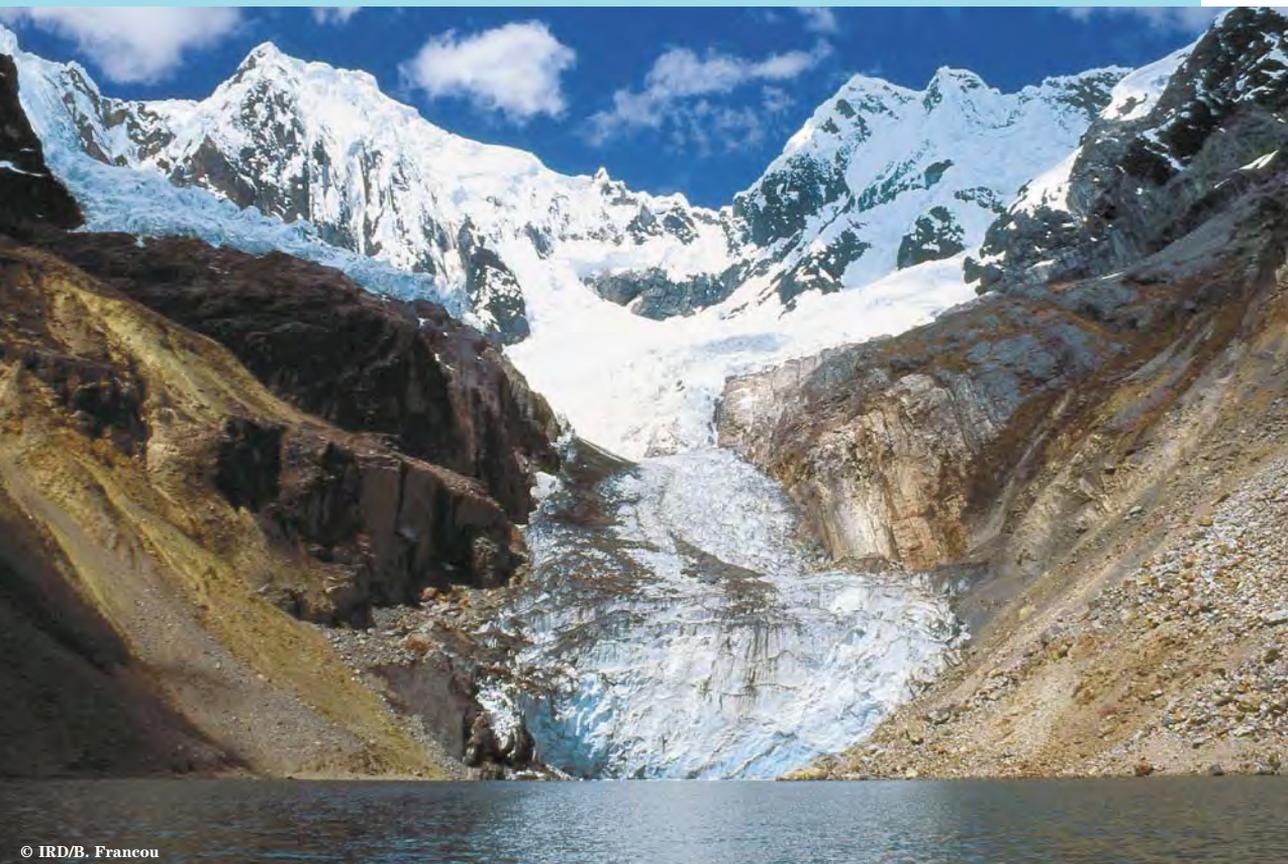
Page gauche : laguna Jankarurish, au pied de l'Alpamayo, dans la Cordillère Blanche. Un lac sujet à de fréquents débordements, dans une région heureusement très peu habitée.

Ce lac se situe dans une région isolée et peu peuplée du nord-est de la Cordillère Blanche, au fond de la Quebrada Quitarasca. Un glacier très raide y vèle, après une descente en séracs instables depuis les sommets hérissés du groupe de Pucajirca, à plus de 6 000 m d'altitude. En 1932, il n'y a pas de lac, mais seulement quelques marigots, car le glacier remplit presque entièrement son vallum morainique, un puissant rempart de plus de 100 m de haut. En 1962, un lac de 400 m de long et de 150 m de large s'est développé à la suite du recul du glacier, lequel devient une source potentielle de danger : en cas de débordement, il pourrait menacer la centrale hydro-électrique du Cañon del Pato, située 40 km en aval sur la rivière Santa. Le risque est d'autant plus pressant que le lac se trouve pour une grande part superposé à la langue glaciaire, le premier mesurant 80 m de profondeur, la seconde esti-

mée à environ 160 m d'épaisseur. Première alerte en octobre 1968, avec la chute d'un gros bloc de glace depuis les parois dominantes : le lac se couvre alors d'icebergs sur toute sa surface. Un tunnel d'évacuation des eaux est creusé par l'Unité de Huaraz – un organisme créé tout spécialement, pour surveiller les lacs dangereux de la cordillère –, mais il est sérieusement endommagé par le séisme du 31 mai 1970, qui déclenche la terrible avalanche du Huascarán, de l'autre côté du massif, raye de la carte

la ville de Yungay et fait au moins 18 000 victimes. Juste après ce tremblement de terre, le niveau du lac perd quelques dizaines de mètres à cause de l'augmentation des infiltrations à travers la digue morainique déstabilisée. Un nouveau tunnel est construit, mais il fonctionnera très peu car ce sont les infiltrations qui continueront à réguler le niveau du lac. En revanche, entre les années 1970 et 2001, le lac ne cesse de progresser et le glacier y vèle par une paroi de glace de 40 m de hauteur

La Laguna Safuna, dans la Cordillère Blanche. On la voit d'abord en 2001 (photo du bas), puis en 2002 (p. 257, photo du haut) après l'éboulement de la paroi rocheuse (à droite, sur la photo) qui a provoqué la vidange partielle du lac. La dernière photo (p. 257, en bas) montre l'état de la moraine, face aval, après le déferlement de la vague. Le lac au premier plan est la Laguna Safuna Baja, qui a encaissé le choc du débordement du lac supérieur.



au-dessus de la surface du plan d'eau. Entre 1973 et 2001, en moins de trente ans, le volume du lac aura décuplé sous l'effet de l'accélération du recul du glacier, passant de près de 2 100 000 m³ à environ 21 000 000 m³, avec une profondeur de 120 m. Sans que l'on sache précisément quand, sans doute le 22 avril 2002, survient depuis la paroi rocheuse dominant le lac rive gauche, juste au-dessus du front du glacier, un formidable éboulement dont le cubage est estimé à environ 10 millions de m³. La masse éboulée recouvre le front du glacier et la partie amont du lac, provoquant des vagues dont une, au moins, réussit à passer par-dessus la digue morainique qui domine de 75 m le plan d'eau. Le volume qui s'échappe n'est pas connu avec précision, mais il pourrait être de l'ordre de 4 à 5 millions de m³. Le tunnel, saturé, tient bon ainsi qu'un autre lac situé juste en aval, le lac inférieur de Safuna, lequel encaisse la vague sans se rompre. Safuna Alta a perdu brutalement 215 m de longueur et l'érosion des berges l'a comblé sur une épaisseur de près de 40 m. Tout a tenu bon, on constate plus de peur que de mal, mais la puissance du phénomène défie l'imagination...

Sources : Nelson Santillán et Marco Zapata, Unidad de Glaciología y Recursos Hídricos (Inrena, Huaraz, Pérou), et Bernard Pouyaud (hydrologue, IRD).



© IRD/B. Pouyaud



© IRD/B. Pouyaud

s'est produite le 13 décembre 1941 sur deux lacs dominant la ville de Huaraz, la Laguna Palcacocha et la Laguna Jircacocha dans la vallée de Cojup : la moitié de la ville a été rasée et 4 000 personnes ont péri.

Un événement de ce type, mais beaucoup moins meurtrier, s'est produit en 2000 dans le massif volcanique de l'Altar, en Équateur. La superbe *caldera* (cratère d'effondrement) est occupée en son centre par un lac de plus 43 ha et profond de 50 m, la Laguna Amarilla. Il s'est formé au cours de la seconde moitié du xx^e siècle suite à l'abandon du fond de la caldera par le glacier ouest de l'Altar.

Un simple verrou rocheux à fleur d'eau le ferme à l'aval, tandis qu'un cirque de murailles de 600 à 1 000 m de haut l'enserme de tous côtés. L'une d'elles, la face nord de l'Obispo

(5 350 m), avait impressionné l'alpiniste anglais Edward Whymper, vainqueur du Cervin, en 1880, au point qu'il l'avait comparée, non sans un peu d'exagération, à la face nord de l'Eiger dans les Alpes ! D'une paroi verticale de roche volcanique friable se sont effondrés le 13 décembre 2000 entre 50 000 m³ et 70 000 m³ de roches qui, en un seul rebond, ont rejoint le lac, engendrant une vague de 50 m de haut passant par-dessus le verrou. Le flux a dissipé son énergie en se répandant sur le petit bassin alluvial (un ombilic glaciaire) situé à l'aval et occupé seulement par des troupeaux, mais il a regagné juste après de la vigueur en s'engouffrant dans la vallée étroite et raide du Río Collanes, provoquant une crue sur 100 km à l'aval, tuant une dizaine de personnes et provoquant de nombreux dégâts.



Au Pérou, le cas du lac supérieur de Safuna est bien documenté depuis quarante ans et, à ce titre, il peut être cité en exemple. Il y a quelques années, en 2002, il a encore fait parler de lui.

Des menaces grandissantes dans l'Himalaya

Des lacs qui présentent des risques similaires sont actuellement en pleine extension dans l'Himalaya. Au Népal, le 4 août 1985, le Dig Tscho, un lac de la région de l'Everest, s'est partiellement vidé sous l'impact d'une avalanche de glace, entraînant le débordement d'une quantité d'eau estimée à 50-100 millions de m³ qui a dévasté une centrale hydro-électrique, 14 ponts et de nombreuses terres cultivées. Au Bouthan, à l'est du Népal, on compte environ

Les lacs de barrage en cours de développement dans l'Himalaya du Bouthan, dont certains pourraient représenter une menace pour les populations vivant en aval.

2 500 lacs glaciaires, dont vingt-quatre sont considérés comme dangereux et pourraient se vider à tout moment.

Les vidanges catastrophiques des lacs glaciaires ne sont pas cantonnées aux périodes de recul des langues glaciaires, loin de là, mais la déglaciation, au rythme auquel elle s'opère depuis cinquante ans, a multiplié les conditions propices à ce genre d'accident, dans les Andes et ailleurs.

Conclusion

Plus nous étudions leurs fluctuations, plus nous nous apercevons que les glaciers n'ont cessé de varier au cours des millénaires et des siècles passés. Dans ce livre, nous avons abordé ces variations à travers des échelles de temps différentes, de plus en plus courtes en nous rapprochant de notre époque, et ce travail à focale variable, comme disent les photographes, nous a permis d'entrer davantage dans le détail de ces fluctuations. Qu'avons-nous vu ?

La vaste période de l'Holocène (les derniers 10 000 ans) a montré d'importantes oscillations glaciaires. Les recherches récentes indiquent que les glaciers ont été, à plusieurs reprises et pendant de longues périodes, plus réduits qu'ils ne le sont actuellement, au moins dans les Alpes et d'autres massifs documentés. Mis en perspective à cette échelle de temps, le recul des glaciers au cours du xx^e siècle, même au rythme des trente dernières années, n'apparaît donc pas exceptionnel. Autrement dit, nous ne sommes pas encore sortis en ce début du xxi^e siècle du cadre de la variabilité des fluctuations glaciaires des dix derniers millénaires.

Cette période de l'Holocène a été rythmée par des avancées et des reculs glaciaires qui traduisent des variations climatiques notables. C'est dans ce contexte de « longue durée » qu'il convient de replacer le Petit Âge Glaciaire. Cette dernière grande crue, qui s'est étendue sur quelques siècles pour se terminer au xix^e siècle ou au début du xx^e suivant les régions, apparaît comme l'un des événements froids les plus importants de l'Holocène. Aussi, l'état des glaciers tel qu'il a été observé il y a 100 à 150 ans n'est en aucun cas représentatif de leur « état moyen » au cours des 10 000 dernières années. Des divers marqueurs présents dans les calottes de glace, les sédiments continentaux, océaniques et dans la végétation, il ressort que les températures ont oscillé au cours de l'Holocène selon une amplitude un peu plus forte que celle des derniers siècles, mais guère au-delà. Les origines de ces fluctuations naturelles sont probablement liées aux variations de l'éclairement solaire et aux éruptions volcaniques, les unes

et les autres pouvant être modulées par le système climatique en interaction avec la circulation océanique. Beaucoup d'incertitudes entourent encore ces « forçages » et les meilleurs arguments en leur faveur sont représentés par leur coïncidence dans le temps. Ainsi, il est vraisemblable que les basses températures des xiv^e et xvi^e-xvii^e siècles et certaines avancées glaciaires qui leur sont associées soient reliées à des minimums d'éclairement solaire. Ces variations d'insolation sont certainement amplifiées par d'autres mécanismes, comme la circulation océanique, mais la question reste débattue.

Quelle a été la tendance exprimée par les glaciers du monde depuis la fin du Petit Âge Glaciaire, en particulier au cours du xx^e siècle ?

Il est incontestable que nous avons assisté depuis 150 ans à un mouvement de repli généralisé. Les moraines attribuées au Petit Âge Glaciaire se retrouvent bien en aval des fronts actuels dans la plupart des massifs montagneux, même si leur datation laisse apparaître une forte hétérogénéité. Les glaciers sont sortis du Petit Âge Glaciaire en ordre dispersé sur une période de temps qui s'échelonne de 1850 à 1930 environ. La déglaciation contemporaine est un mouvement complexe, les disparités régionales ont été fortes, même à l'intérieur d'un continent. Toutefois, il ressort que les divers massifs de la planète ont perdu 30 % à 80 % de leurs surfaces glaciaires du Petit Âge Glaciaire, un chiffre qui exclut, bien entendu, les grandes calottes. Cette perte ne s'est pas manifestée de façon continue, mais avec des sauts et des paliers au cours desquels les glaciers ont abandonné de la masse à un rythme accéléré, puis en ont regagné par la suite sans jamais toutefois retrouver leurs marques du maximum du Petit Âge Glaciaire.

Ainsi, au cours du xx^e siècle, une majorité de glaciers dans le monde ont connu une récession entre la décennie 1930 et le début des années 1950, puis une certaine récupération ou une limitation des pertes après le début des années 1950 jusqu'au début des années 1970. Certains glaciers, comme ceux des Alpes, ont même réalisé des avancées spectaculaires entre 1955 et 1983. Depuis 1976, le déclin tou-

che la grande majorité des glaciers de montagne et il s'est en général amplifié à cause d'une accentuation de l'ablation au cours des années 1990. À l'échelle des 150 dernières années, nous pouvons dire, de façon très schématique, que la tendance des glaciers est conforme à celle de la température mondiale. Mais ce schéma laisse apparaître plusieurs anomalies, dont une de taille : la récession de la plupart des glaciers date du milieu ou de la fin du XIX^e siècle suivant les massifs, tandis que le réchauffement n'est visible sur les courbes de températures que dans les premières décennies du XX^e siècle.

De plus, les disparités régionales sont fortes. Elles mettent en jeu le plus souvent les précipitations et leur influence sur le bilan hivernal des glaciers, parfois aussi sur leur bilan d'été. Dans les quelques régions où les bilans de masse ont montré à une date récente une évolution positive (Norvège maritime, Nouvelle-Zélande), les précipitations ont joué un rôle prépondérant. Ainsi, les glaciers maritimes de Scandinavie ont bénéficié depuis quinze ans d'une augmentation des précipitations hivernales, ce qui leur a permis d'effacer une partie des pertes subies depuis le Petit Âge Glaciaire. Cependant, fait important, cette embellie n'a pas empêché l'ablation d'été d'augmenter aussi en Norvège, comme sur la plupart des glaciers du monde.

D'une façon très générale, les fluctuations des glaciers sont liées au climat. Il est des cas, cependant, où les avancées et reculs n'ont pas une origine climatique, nous en avons donné quelques exemples, notamment dans les Alpes. Hormis ces cas, la « réactivité » des glaciers au climat est forte et la nature de leur réponse est de mieux en mieux connue à mesure que progresse la glaciologie. À l'inverse des stations météorologiques, qui donnent du climat une image éclatée en de multiples grandeurs physiques (températures, précipitations, humidité, flux radiatifs, etc.), les glaciers intègrent et lissent ces variables en les traduisant en bilans de masse et en fluctuations de fronts. Ces données sont accessibles par des mesures simples réalisables sur des glaciers représentatifs. Grâce aux bilans de masse, il est ainsi possible d'avoir une vision globale et synthétique de l'évolution du climat.

Pour un passé plus lointain, l'interprétation du climat à partir des variations des glaciers est plus compliquée car, en l'absence de données sur les bilans de masse, il faut se replier sur les fluctuations de longueur, qui sont connues par les mesures directes, par les archives et par les moraines, cela sur des échelles de temps

séculaires à millénaires. Ces variations de longueur sont une réponse non linéaire des variations de masse du glacier, car elles dépendent de paramètres non climatiques propres à chaque glacier. Cependant, le recours à des modèles d'écoulement plus ou moins sophistiqués permet de reconstituer de façon approximative les variations de masse des glaciers à partir de données de variations de surface ou de longueur. Il est alors possible de remonter aux conditions climatiques passées.

Cette même méthode est utilisée, à l'inverse, pour simuler le comportement des glaciers dans le futur en utilisant, comme variables d'entrée, les scénarios climatiques prévus par les modèles climatiques. Que pouvons-nous dire, raisonnablement, sur l'avenir des glaciers ?

En premier lieu, cet avenir dépend du climat qui nous attend !

Le futur des glaciers peut être envisagé d'abord en supposant un climat constant, celui des trente dernières années. Nous avons vu que les glaciers et les calottes de petite dimension, comme d'autres éléments de la cryosphère, manteaux neigeux, banquises, pergélisols, ont déjà réagi au réchauffement global du XX^e siècle en entamant un retrait marqué. De même, beaucoup de glaciers sont en déséquilibre avec les conditions climatiques actuelles, ce qui veut dire que même si le climat n'évolue plus dans un futur proche, ils continueraient à reculer avant de se stabiliser. Selon leur morphologie (taille, épaisseur, amplitude altimétrique, exposition), ce rééquilibrage prendrait des décennies, voire un siècle. Les petits glaciers privés de zone d'alimentation permanente, en revanche, seront appelés à disparaître beaucoup plus rapidement, les exemples commencent à se multiplier ici et là.

Si, à présent, nous nous fondons sur les scénarios envisagés par les modèles climatiques, le réchauffement ne devrait pas en rester là et pourrait s'accroître au cours du siècle. La cause principale en est l'augmentation des gaz à effet de serre dans l'atmosphère. Plus personne ne doute aujourd'hui que les activités humaines ont changé la composition chimique de l'atmosphère, en y faisant croître de façon extraordinaire les teneurs en gaz carbonique et en méthane, pour ne parler que des gaz à effet de serre d'origine anthropique les plus répandus. Ce constat découle de l'analyse des bulles d'air de la glace extraite en Antarctique ou au Groenland à l'échelle de plusieurs centaines de milliers d'années et des observations atmosphériques réalisées au cours des cinquante dernières années. Ces observations

constituent la base des extrapolations qui servent à élaborer les modèles de prévision du climat pour l'avenir.

Ces prévisions envisagent un réchauffement compris entre 1,5 °C et 6 °C d'ici 2100 selon les modèles utilisés et les émissions des gaz à effet de serre dans l'atmosphère. Dans l'hypothèse d'un réchauffement dit « modéré » de 2 °C à 3 °C d'ici 2100 (ce qui est déjà considérable), beaucoup de glaciers et de petites calottes devraient se réduire de façon drastique, avec des temps de réponse de l'ordre du siècle. Les petits glaciers comportant des zones d'accumulation réduites pourraient disparaître quant à eux à l'horizon de toutes prochaines décennies. Ce recul dépendrait cependant des massifs et de la sensibilité des glaciers aux variables climatiques. Dans les Alpes, seuls les glaciers comportant une zone d'accumulation au-dessus de 3 500 m pourraient résister à un tel réchauffement, ce qui diminuerait déjà de façon considérable les surfaces englacées. Certains massifs se retrouveraient sans glaciers ou presque, comme en France les massifs des Écrins, de La Vanoise ou les Pyrénées. Même si les précipitations augmentaient, ce qui est tout à fait possible, il faudrait une hausse de l'ordre de 30 % pour compenser un surplus de fonte lié à un réchauffement de 1 °C, aussi est-il très improbable que les précipitations puissent dans le futur compenser un réchauffement supérieur à 1 °C.

Ainsi, à la question « les glaciers vont-ils disparaître ? », il n'y a pas de réponse unique et valable pour l'ensemble des massifs de la planète !

Il n'a pas été dans l'objectif de cet ouvrage de discuter les résultats des modèles climatiques qui tentent de caractériser le climat du futur. Nous avons montré que les glaciers avaient

déjà fluctué dans des proportions considérables au cours des 10 000 ans passés et même lors du millénaire écoulé, en réponse à des variations climatiques naturelles de faible amplitude. Nous ne pouvons donc que souligner la très forte vulnérabilité des glaciers, exposés aux hausses des températures prévues par les modèles. Selon la plupart des scénarios disponibles actuellement, la température dépasserait le seuil supérieur atteint au cours de l'Holocène et nous sortirions de l'amplitude des oscillations qu'ont connues les glaciers depuis 10 000 ans. Les glaciers de montagne deviendraient résiduels et même absents de bien des massifs de nos jours englacés.

Concluons en rappelant que les glaciers sont des outils extraordinaires pour évaluer les changements climatiques à l'échelle globale. Ces objets naturels à haute altitude donnent une vue globale de ces changements, loin des influences urbaines. Leur rôle d'indicateurs devrait nous inciter à maintenir de bons réseaux d'observation, voire à étendre ceux qui existent à d'autres massifs peu documentés, en recourant toujours plus à l'assistance des images prises par satellites pour améliorer la couverture spatiale. Connaître l'évolution des glaciers est plus que jamais nécessaire, non seulement pour analyser l'évolution du climat, mais aussi pour prévenir certaines des conséquences que pourrait entraîner leur fusion massive sur l'environnement, en particulier sur le niveau des mers, les ressources en eau, les risques associés aux lacs glaciaires et donc sur l'avenir de nos sociétés. Et puis, quoi de plus convaincant qu'un glacier « qui recule à toute vitesse » pour nous faire prendre conscience des mesures à prendre, collectivement, pour préserver notre environnement ?

Pour en savoir plus

Sélection d'ouvrages

BERGER A., 1992

Le climat de la Terre. Un passé pour quel avenir ? Bruxelles, De Boeck Université.

BRADLEY R. S., 1999

Paleoclimatology. Reconstructing climates of the Quaternary. Academic Press, 2^e édition, San Diego C.A.

DUBOIS P., LEFÈVRE P., 2003

Un nouveau climat. Les enjeux du réchauffement climatique. Paris, Éditions de La Martinière.

FELLOUS J. L., 2003

Avis de tempête. La nouvelle donne climatique. Paris, Odile Jacob.

GROVE J. M., 1988

The Little Ice Age. Londres, Routledge.

IMBRIE J., IMBRIE K., 1986

Ice ages, solving the mystery. Harvard University Press.

IPCC, 2001

Climate Change. Third assessment report. Cambridge University Press.

HUBER U. M., BUGMANN H. K. M.,

REASONER M. A., 2005

Global change and mountain regions.

An overview of current knowledge.

Advances in Global Change Research, 23, Dordrecht, Springer.

JACQUES G., LE TREUT H., 2005

Le changement climatique. Paris, Éditions de l'Unesco.

JANCOVICI J. M., 2002

L'avenir climatique. Quel temps ferons-nous ? Paris, Éditions du Seuil, coll. Science ouverte.

JONES P., OGILVIE A. E.,

DAVIES T. D., BRIFFA K. R. (eds.), 2001

History and climate: memories of the future ? New York, Kluwer Academic/Plenum Publishers.

JOUSSEAUME S., 1999

Climat d'hier à demain. Paris, CNRS Éditions/CEA.

JOUZEL J., DEBROISE A., 2004

Le climat : jeu dangereux. Paris, Dunod.

LAMBERT G., 1995

L'air de notre temps. Le climat, les hommes et les molécules. Paris, Éditions du Seuil.

LE ROY LADURIE E., 1983

Histoire du climat depuis l'An mil. Paris, Flammarion, coll. Champs, 2 vol.

LE ROY LADURIE E., 2004

Histoire humaine et comparée du climat. Canicules et glaciers : XIII^e-XVIII^e siècles. Paris, Fayard.

LE TREUT H., JANCOVICI, J. M., 2004

L'effet de serre. Allons-nous changer le climat ? Paris, Flammarion, coll. Champs.

LLIBOUTRY L., 1964/1965

Traité de glaciologie. Paris, Masson, 2 vol.

LORIUS C., 1991

Glaces de l'Antarctique : une mémoire, des passions. Paris, Odile Jacob.

NESJE A., DAHL S. O., 2000

Glaciers and environmental changes. Key issue in environmental change. Londres, Arnold.

NESME-RIBES E., THUILLIER G., 2000

Histoire solaire et climatique. Paris, Belin, coll. Regard sur la Science.

ORLEMANS J., 2001

Glaciers and climate change. A. A. Balkema Publishers, Taylor and Francis Book UK.

PATERSON W. S. B., 1994
The Physics of Glaciers.
Oxford, Pergamon, Elsevier, 3^e édition.

RÉMY F., 2004
L'Antarctique. La mémoire de la Terre.
Paris, CNRS Éditions.

RUDDIMAN W. F., 2001
Earth's climate: Past and Future.
New York, W. H. Freeman & Co.

SHARP R. P., 1991
*Living Ice: Understanding Glaciers
and Glaciation*. Cambridge University Press.

VIVIAN R., 2005
Glaciers du Mont-Blanc.
France, La Fontaine de Siloé.

ZÄNGL W., HAMBERGER S., 2004
Gletscher im Treibhaus.
*Eine fotografische Zeitreise
in die alpine Eiswelt*.
Steinfurt, Tecklenborg Verlag.

ZRYD A., 2001
Les glaciers. La nature dans les Alpes.
Suisse, Éditions Pillet, Connaître la Nature.

ZUMBULH H., HOLZHAUSER H., 1988
*Les Alpes. Numéro spécial du 125^e anniversaire
du CAS, 3^e cahier trimestriel*,
3, Berne, Éditions du Club Alpin Suisse.

Sélection de sites internet

Arctic Climate Impact Assessment :
<http://www.acia.uaf.edu/>

CNRS : <http://www.cnrs.fr/dossiers/dosclim/>

GLACIOCLIM (LGGE) :
<http://www.lgge.obs.ujf-grenoble.fr/serviceObs/>

Gletscherarchiv : <http://www.gletscherarchiv.de/>

Global warming :
<http://www.worldviewofglobalwarming.org/>

Cryosphère : <http://arctic.atmos.uiuc.edu/cryosphere/>

IPCC (GIEC) : <http://www.ipcc.ch/>

Mission Interministérielle de l'Effet de Serre :
<http://www.effet-de-serre.gouv.fr/>

NASA : <http://www.nasa.gov/home/>

Planet-Terre (ENS Lyon) : <http://www.planet-terre/>

National Oceanic & Atmospheric Administration
(NOAA) : <http://www.noaa.org/>

RealClimate : <http://www.realclimate.org/>

The MODIS project:
<http://modis-snow-ice.gsfc.nasa.gov/>

The National Snow and Ice Data Center:
<http://nsidc.org/cryosphere/>

US Arctic Research Commission :
<http://www.arctic.gov/>

World Glacier Monitoring Service (WGMS) :
<http://www.geo.unizh.ch/wgms/>

Glossaire

Ablation

Processus par lequel un glacier perd de la masse. Les pertes en surface sont liées à un apport d'énergie venant de l'atmosphère. Dans les cas du **vêlage**, une part importante de l'ablation s'opère par détachement d'icebergs dans la mer ou dans un lac, et grâce à la chaleur de la masse d'eau dans laquelle s'immerge la région frontale du glacier. Une partie (limitée en quantité, sauf dans les régions volcaniques) de l'ablation provient de la chaleur dégagée par le substrat rocheux (voir **flux géothermique**) et des contraintes de déformation subies par la glace. La **zone d'ablation**, région où l'ablation domine sur l'**accumulation** au cours de l'année, forme la partie basse d'un glacier ; son extension varie d'une année sur l'autre.

Accumulation

Processus par lequel le glacier gagne de la masse, pour l'essentiel grâce aux précipitations solides recueillies à sa surface. L'accumulation provient aussi des apports dus au givre, au déplacement de la neige sous l'effet du vent, aux avalanches ou coulées provenant des parois raides qui surplombent le glacier. La **zone d'accumulation** d'un glacier est la région où le dépôt résiste à l'ablation au cours d'une année. L'extension de la zone d'accumulation sur un glacier varie d'une année sur l'autre en fonction du **bilan de masse**.

Aérosols

Ce sont des gouttelettes microscopiques en suspension dans l'air (les nuages sont des aérosols), des particules minérales microscopiques d'origine naturelle (aérosols volcaniques, poussières minérales des déserts, etc.) et des composés d'origine anthropique provenant de combustions (fumées, suies) ou de l'érosion des sols. Les aérosols, à l'inverse des gaz, ont la particularité de se concentrer dans des zones particulières et d'avoir un temps de résidence dans l'atmosphère limité à quelques jours, quelques mois ou tout au plus quelques années.

Âges glaciaires

Périodes de l'histoire géologique de la Terre ayant connu de grandes glaciations. Les origines des glaciations sont liées à la forme de l'or-

bite de la Terre autour du Soleil, à l'intensité de l'éclairement solaire, à la teneur de l'atmosphère en gaz à effet de serre et en aérosols, ou à la disposition des continents par rapport aux océans déterminée par la tectonique. Durant l'Ère quaternaire, qui dure depuis deux millions d'années environ, les périodes glaciaires ont alterné avec les périodes interglaciaires selon un cycle plus ou moins régulier.

Albédo

Vient du terme latin *albedo* qui signifie blancheur. Il désigne le pouvoir qu'a un corps de réfléchir le rayonnement de courtes longueurs d'onde qu'il reçoit. L'albédo atteint la valeur 1 quand tout le rayonnement est réfléchi, ou la valeur 0,0 quand tout le rayonnement est absorbé, cas des corps noirs parfaits. À la surface d'un glacier, l'albédo se situe souvent entre 0,8 (celui de la neige fraîche) et 0,4 (celui de la glace non couverte de débris). Il joue un rôle de premier plan dans le bilan d'énergie d'un glacier, et plus généralement dans celui de la Terre.

Année hydrologique

Découpage de l'année tenant compte de la distribution des précipitations et de l'écoulement des rivières. L'année hydrologique commence lorsque les réserves en eau du bassin versant ont atteint leur plus faible niveau. Pour les bassins englacés, l'année hydrologique débute lorsque l'**accumulation** moyenne de l'ensemble du glacier l'emporte sur l'**ablation**. Dans les Alpes, il s'agit du commencement de la saison hivernale en haute montagne, vers le mois de septembre ou le mois d'octobre. Sous les tropiques et dans les régions où le maximum des précipitations intervient en été, l'année hydrologique commence lorsque l'accumulation croît à haute altitude et que l'ablation est à un fort niveau à basse altitude.

Bilan d'énergie du sol

On établit ce bilan en quantifiant l'ensemble des apports et des pertes énergétiques. Ces flux énergétiques peuvent être d'origine radiative (liés aux rayonnements de courtes ou de grandes longueur d'onde), d'origine turbulente

(liés aux mouvements de l'atmosphère et aux changements de phase de l'eau) ou d'origine conductive (conduction de la chaleur dans le sol). Le bilan d'énergie à la surface d'un glacier inclut la fonte de neige ou de glace.

Bilan de masse

Il est défini comme la différence entre l'**accumulation** (précipitations solides, givre, apports par le vent) et l'**ablation** (**fonte**, **sublimation**, **vêlage**) au cours d'une année, d'une saison (bilan estival, bilan hivernal) ou d'un mois (bilan mensuel). Il s'exprime en m³ ou en tonnes de glace ou d'équivalent-eau, en estimant la densité de la neige, du névé ou de la glace. Le bilan de masse peut être, au cours de la période de temps considérée, positif (gain de masse), négatif (perte de masse) ou équilibré. Le bilan de masse de surface est défini comme la différence entre l'accumulation et l'ablation mais limitée, cette fois, à un site donné. Cette donnée est importante au niveau climatique, car contrairement au bilan de masse du glacier, le bilan de masse de surface n'est pas dépendant des processus dynamiques du glacier.

Bilan net spécifique (d'un glacier)

Variation de masse d'un glacier divisée par sa surface. Il est exprimé en mètres, centimètres ou millimètres d'équivalent-eau par unité de temps, en général une **année hydrologique**. Il correspond à la variation d'épaisseur moyenne, en équivalent-eau, observée sur l'ensemble de la surface du glacier au cours de cette période de temps. Il est souvent exprimé sous forme cumulée (bilan cumulé) et il s'obtient alors en sommant les bilans annuels sur une période donnée.

Bilan radiatif

Différence entre le rayonnement solaire incident et le rayonnement émis par le sol. Établir le bilan radiatif d'un glacier ou de la planète consiste à quantifier ces échanges et leur solde.

Biosphère

Désigne l'ensemble de la matière vivante à la surface de la planète et dans les océans, tandis que la biomasse quantifie la masse de la matière vivante pour un périmètre et un volume donnés.

Circulation thermohaline

Ensemble des courants marins mus en grande partie par des différences de densité des eaux relatives à leur température et à leur salinité.

Cryosphère

Régions de la Terre où l'eau se trouve de préférence sous forme solide, comme dans les

glaciers, le **pergélisol**, la banquise, les manteaux neigeux pérennes et saisonniers.

Dryas récent

Période de refroidissement brutal d'une durée d'un peu moins d'un millénaire qui s'est manifestée en Europe entre - 12 000 ans et - 11 600 ans en âge calendaire, cette dernière date étant considérée comme le début de l'Holocène. Le Dryas récent s'est étendu à tout l'hémisphère nord et aux basses latitudes. Certains chercheurs pensent que le Dryas récent a été provoqué par un fort ralentissement de la circulation thermohaline dans l'Atlantique nord, mais cette hypothèse est encore l'objet de discussions.

Effet de serre

Échauffement dû à l'absorption du rayonnement thermique de la Terre par certains gaz contenus par l'atmosphère, parmi lesquels la vapeur d'eau est le plus répandu. Parmi les autres gaz dits « à effet de serre » il faut citer le dioxyde de carbone (gaz carbonique) et le méthane.

El Niño Southern Oscillation (Enso)

Phénomène d'oscillation climatique affectant l'ensemble de l'océan Pacifique, dont El Niño constitue l'aspect le plus connu. Cf. encadré 17, chapitre 9.

Flux de chaleur latente

Flux d'énergie associé aux changements de phase de l'eau (solide/liquide/gaz). Ces changements de phase requièrent une grande quantité d'énergie : par exemple, 334 000 joules sont nécessaires pour faire fondre un kilogramme de glace et 8,5 fois plus (soit 2 834 000 joules) pour qu'il passe à l'état de vapeur lors de la **sublimation**.

Flux de chaleur sensible

Transfert de chaleur par convection entre la surface terrestre et l'atmosphère. Ce flux d'énergie est lié à la turbulence de l'air (vents) et à sa température.

Flux géothermique

Flux de chaleur dirigé de l'intérieur vers l'extérieur de la Terre. À ce flux correspond un gradient géothermique par lequel la température s'élève quand on s'enfonce dans le sol et qui peut être très élevé dans les zones volcaniques. On évalue ce flux à en moyenne 0,05 W/m², soit une valeur presque 10 000 fois plus faible que celle du rayonnement solaire.

Flux turbulents

Flux non radiatifs (flux de chaleur sensible et flux de chaleur latente) liés à la turbulence de l'air qui sont échangés entre l'atmosphère et la surface du sol.

Forçage radiatif

On appelle forçage radiatif du système climatique toute variation d'énergie de rayonnement transmise à l'ensemble du système Terre-atmosphère liée aux variations de l'orbite de la Terre autour du Soleil, à l'éclairement du Soleil, aux aérosols sulfatés provenant des grandes éruptions volcaniques, ou aux gaz à effet de serre, dont ceux émis par les activités humaines. Il s'exprime en W/m^2 (GIEC, 2001).

Front (d'un glacier)

Terminus aval du glacier, soumis à des avancées ou des reculs, selon le [bilan de masse](#) de surface de cette section et surtout, l'apport de glace venant de l'amont. Dans les glaciers tempérés, il est fréquent qu'un torrent sorte du front, au contact entre la glace et le lit rocheux. Une grande partie des débris rocheux grossiers transportés par le glacier et non repris par le [torrent émissaire](#) est abandonnée au front, formant des [moraines frontales](#) importantes lorsque le front glaciaire stagne au même endroit pendant plusieurs années.

Fusion (ou fonte)

Transformation de glace ou de neige en eau. Ce processus requiert une énergie de 334 000 joules par kilogramme. La fusion est un processus d'[ablation](#) qui domine lorsque la température est positive, et l'atmosphère humide et peu agitée.

Glacier

Masse de glace d'ampleur hectométrique et plus, permanente à l'échelle humaine, qui se déforme sous l'effet de son propre poids. Cette masse s'écoule à une vitesse annuelle d'ordre métrique à kilométrique en surface. Un glacier peut, selon le relief, prendre une forme de coupole (calotte glaciaire), d'éventail lorsqu'il est entouré de crêtes rocheuses (glacier de cirque), d'amas suspendu à une paroi inclinée (glacier suspendu) ou de langue très allongée serpentant au fond d'une vallée (glacier de vallée). Ces formes peuvent se combiner les unes aux autres, avec par exemple en amont une calotte dont la glace s'évacue sur les bordures par des langues individualisées (glaciers exutoires ou émissaires de calottes). Les glaciers varient constamment en surface, volume et vitesse, en réponse à leurs [bilans de masse](#) de surface et à d'autres facteurs locaux.

Glacier rocheux (*rock glacier* en anglais)

Langue de blocs accidentée de gros bourrelets et bordée d'un front très raide (35-40° de pente), contenant de la glace sous diverses formes, massive ou diffuse entre les blocs, et à température négative. Les glaciers rocheux sont interprétés en général comme un [pergélisol](#) riche en glace s'écoulant sous son propre poids. Leur vitesse en surface est plus faible d'un à deux ordres de grandeur que celle de la glace des glaciers pour les mêmes pentes et les mêmes extensions. Les glaciers rocheux atteignent leur plus grande fréquence sous les climats secs et froids, là où la [ligne d'équilibre glaciaire](#) se situe quelques centaines de mètres plus haut que l'altitude de l'isotherme 0 °C annuelle.

Isotope

Atomes d'un même élément dont les noyaux sont de masse différente. Les isotopes stables sont utilisés à partir de leur rapport avec d'autres isotopes du même élément pour reconstituer les températures ou les précipitations du passé (exemple le $^{18}O/^{16}O$ ou $\delta^{18}O$). Les isotopes radioactifs, à partir de leur durée de désintégration, sont utilisés comme outils de datations (exemples, ^{14}C , ^{10}Be , ^{210}Pb).

Kelvin (degrés K)

Unité de température dont le 0 correspond à un matériau qui ne posséderait plus d'énergie thermique, soit -273,15 degrés Celsius. Les degrés K s'obtiennent en ajoutant 273,15 aux degrés Celsius.

Lac proglaciaire

Lac situé en aval du front d'un glacier et très souvent barré par une ancienne [moraine](#) de celui-ci ou par un verrou glaciaire. Les lacs proglaciaires sont parfois instables et peuvent être dangereux quand, pour une raison ou une autre, ils se vidangent brutalement.

Ligne d'équilibre d'un glacier

(en anglais *equilibrium line*)

Ligne joignant les points du glacier où le [bilan de masse](#) est nul, donc limitant la zone d'[accumulation](#) et la zone d'[ablation](#). La position en altitude de la ligne (*Equilibrium Line Altitude* en anglais ou ELA en abrégé) est corrélée négativement avec le bilan de masse du glacier.

Longueur d'onde d'émission du rayonnement

Le rayonnement émis par le Soleil (6 000 °K) et celui émis par la Terre (255 °K) se répartissent dans diverses bandes de longueur d'onde. Celui du Soleil se situe dans le domaine des 0,2-0,4 µm (rayonnement ultraviolet), 0,4-0,8 µm (rayonnement visible) et 0,8-5 µm (proche infrarouge). L'émission de la Terre se fait essentiellement dans l'infrarouge (5-100 µm). L'ultraviolet du Soleil est en grande partie arrêté par l'ozone stratosphérique, mais sa lumière visible est très peu filtrée par l'atmosphère. Les longueurs d'onde infrarouge provenant de la surface terrestre sont absorbées en grande partie par les gaz à effet de serre, c'est-à-dire la vapeur d'eau, le gaz carbonique, le méthane, le protoxyde d'azote, l'ozone troposphérique, etc.

Moraine (morainique)

Terme d'origine savoyarde désignant la masse détritique transportée par le glacier et déposée sur les bordures et au front du glacier, ainsi qu'au contact du lit rocheux. Les moraines forment à la surface du glacier des dépôts en rubans allongés et continus que l'on dénomme, suivant leur position, moraines médianes, latérales, ou frontales. Dans la glace, elles donnent les moraines internes et, sous la glace, les moraines de fond. Elles peuvent aussi tapisser régulièrement la superficie d'un glacier dans sa zone d'ablation (moraines d'ablation), ce qui se produit de la façon la plus achevée sur les glaciers noirs. En géomorphologie et en sédimentologie, on qualifie les dépôts glaciaires de moraines lorsque l'on veut désigner un relief, et plutôt de *till* (terme d'origine anglaise) quand on veut parler, plus génériquement, du dépôt. Les moraines sont utilisées sous leurs diverses expressions pour reconstituer les surfaces – et éventuellement les volumes – occupées par les glaciers avant leur retrait.

Névé (*firn* en allemand et en anglais)

Le névé est généralement défini comme le matériau dont la densité dépasse 0,55 g/cm³, mais cette définition n'est pas universelle et certains auteurs nomment « névé » de la neige qui a plus d'un an d'âge. Dans une gamme de densité de 0,8-0,84 g/cm³, le névé se transforme en glace (voir encadré XX chapitre 7).

Oscillation Nord-Atlantique (*North-Atlantic Oscillation* en anglais ou **NAO** en abrégé)

La NAO est un mode dominant en hiver sur l'Amérique du Nord, le nord de l'Atlantique,

l'Europe et le nord de l'Asie, qui consiste en un balancement entre l'anticyclone subtropical et les basses pressions subpolaires. Voir encadré 16 chapitre 9.

Pénitents

Irrégularités apparaissant sur un champ de neige et à la surface de la glace pendant les épisodes secs, pouvant atteindre plusieurs décimètres à plusieurs mètres entre les creux et les protubérances. Leur formation est expliquée dans l'encadré 12 chapitre 8.

Pergélisol (*permafrost* en anglais)

Sol restant gelé plus d'une année. Il dégèle seulement pendant l'été sur une épaisseur variable pour regeler ensuite pendant la saison froide. La partie superficielle qui gèle et dégèle saisonnièrement se nomme la couche active. Quand il contient une certaine quantité de glace, le pergélisol peut se déformer en masse et s'écouler en formant un **glacier rocheux**.

Séracs

Terme d'origine savoyarde s'appliquant à l'aspect pris par le lait caillé une fois agité. On désigne sous la dénomination de chute de séracs (*icefall* en anglais) une région du glacier constituée de blocs de glace désolidarisés, instables et limités par un réseau dense de crevasses. Les séracs sont dus aux contraintes mécaniques subies par le glacier soumis à une forte extension dans les ruptures de pente.

Stratosphère

Couche haute de l'atmosphère située entre 7-15 km et 50 km d'altitude qui s'échauffe à mesure que l'on s'élève à cause de l'absorption du rayonnement ultraviolet par l'ozone stratosphérique (pour la distinguer de l'ozone troposphérique qui est un puissant gaz à effet de serre dans la basse atmosphère).

Sublimation

Perte de glace sous la phase vapeur. Ce processus requiert une grande quantité d'énergie, équivalent à 2 834 000 joules par kg, soit environ 8,5 fois plus que la **fusion**. La sublimation est élevée dans les milieux où l'atmosphère est sèche et ventée. Elle intervient dans la formation des **pénitents** de neige et des **pénitents** de glace.

Surges

Phénomènes rares durant lesquels certains glaciers décrivent, pendant un laps de temps limité à quelques mois, des vitesses de deux ou trois ordres de grandeur plus élevées que

les normales. L'origine des surges reste très mal connue et ne semble pas être reliée à une cause unique. Certains surges, mais pas tous, s'expliquent par une modification du régime thermique d'un glacier froid : lorsque la zone d'**accumulation** s'épaissit, les transferts de chaleur à l'intérieur du glacier sont diminués, la base du glacier peut devenir tempérée (à la température du point de **fusion**) et déclencher le dérapage du glacier sur son lit jusqu'à provoquer un surge. Suite au surge, l'épaisseur du glacier à l'amont est diminuée, la base du glacier redevient froide et collée au lit rocheux, l'épaisseur du glacier augmente petit à petit et ainsi de suite. Ce type de surge a toutes les chances d'être récurrent. Certains surges concernant des glaciers tempérés semblent dus à des changements affectant l'écoulement des eaux sous-glaciaires.

Torrent émissaire

Torrent sortant du front d'un glacier. Dans les glaciers tempérés (glace à température de **fusion** au niveau du lit rocheux), le torrent est sous-glaciaire et s'écoule à la surface du lit

rocheux, tandis que dans les glaciers froids (glace à température négative au niveau du lit rocheux), le torrent s'écoule en surface ou à faible profondeur.

Troposphère

Couche basse de l'atmosphère mesurant entre 7 km (près des pôles) et 15 km (près de l'équateur). La température y baisse à mesure que l'on s'élève.

Varves

Dépôts de fines lamines dont les caractéristiques sédimentologiques ressortent d'un rythme saisonnier régulier. Les varves sont un marqueur annuel et donc, dans les meilleures conditions, un outil de datation absolue du dépôt, notamment dans les lacs ou les anciens lacs où on les trouve.

Vêlage (*calving* en anglais)

Perte de substance d'un glacier se jetant dans la mer ou dans un lac par libération d'icebergs. Le vêlage peut avoir une forte influence sur le **bilan de masse** et l'écoulement d'un glacier.

Table des encadrés

Encadré 1 Ötzi, l'habitant des glaces	26
Encadré 2 Des outils pour reconstituer les climats du passé.....	29, 30, 31
Encadré 3 Le tapis roulant océanique.....	42
Encadré 4 Le Petit Optimum Médiéval, un des temps chauds du dernier millénaire	52
Encadré 5 Le climat du dernier millénaire : le jeu des reconstitutions.....	70, 71
Encadré 6 Clariden, le pionnier des pionniers	95
Encadré 7 La photogrammétrie entre en scène.....	97
Encadré 8 Ne jetez pas les vieilles cartes !	98
Encadré 9 Les services d'observations	99
Encadré 10 L'écoulement de la glace : un mécanisme complexe difficile à modéliser	162
Encadré 11 Comment la neige se transforme en glace.....	167
Encadré 12 Histoires de pénitents.....	181
Encadré 13 Comment la terre gagne-t-elle et perd-elle de l'énergie ?	182
Encadré 14 Les flux d'énergie à la surface d'un glacier	184
Encadré 15 Déclin du manteau neigeux dans les Préalpes françaises depuis les années 1960	198
Encadré 16 L'oscillation Nord-Atlantique (<i>North-Atlantic Oscillation</i> ou NAO)	210
Encadré 17 Comment Enso (<i>El Niño Southern Oscillation</i>) modifie le climat dans tout le Pacifique et bien au-delà	211, 212, 213
Encadré 18 Qu'est-ce que le GIEC ?	220
Encadré 19 Chacaltaya : vie et mort d'un glacier	234, 235
Encadré 20 La tumultueuse Laguna Safuna Alta	256, 257

Table des matières

Introduction	10
Partie 1	
Les grandes évolutions du passé	13
Chapitre 1	
La glace et les glaciers, indicateurs des changements climatiques	15
Comment la glace et les glaciers racontent-ils le climat ?	15
Comment a-t-on découvert les fluctuations glaciaires ?	19
Les données indirectes, ou le jeu du détective des glaciers	22
Les sources documentaires	22
L'archéologie	26
Reconstituer les anciens glaciers : l'éventail des méthodes utilisées	28
Relier le glacier au climat	31
Les autres marqueurs du climat	32
Chapitre 2	
La valse des glaciers et du climat dans le passé	
Les grands mécanismes en jeu	33
Les glaciations ne datent pas d'hier.....	33
Les variations de l'orbite de la Terre autour du Soleil	36
Un dernier cycle glaciaire bien chaotique	38
La fausse tranquillité de notre période interglaciaire	43
Chapitre 3	
Le Petit Âge Glaciaire	
La grande avancée des glaciers du dernier millénaire	49
Les soubresauts d'un glacier alpin au cours du Petit Âge Glaciaire	51
Le glacier d'Aletsch avant 1550	51
Le cœur du Petit Âge Glaciaire : fin XVI ^e -milieu XIX ^e siècle	53
Les autres glaciers alpins pendant le Petit Âge Glaciaire	56
Le Petit Âge Glaciaire en Europe du Nord	59
Un Petit Âge Glaciaire ailleurs qu'en Europe ?	61
Alaska	62
Rocheuses canadiennes	62
Andes tropicales	62
Andes du Sud, Nouvelle-Zélande, Tien Shan, Himalaya	66
Chapitre 4	
Quelles ont été les causes du Petit Âge Glaciaire ?	69
Des températures en baisse	69
Volcanisme, éclaircissement solaire, circulation atmosphérique et océanique	73

L'effet refroidissant du voile volcanique	73
Les à-coups du Soleil	74
Qu'en conclure pour les glaciers ?	77

Partie 2

Le temps du repli (xix^e-xx^e siècle)	79
--	----

Chapitre 5

Les glaciers des Alpes et du nord de l'Europe après le Petit Âge Glaciaire	81
---	----

Alpes : un recul assez homogène	82
Des glaciers qui n'en font qu'à leur tête	83
Des glaciers plus conformes aux variations du climat	91
Le bilan de masse, meilleur indicateur des variations du climat	93
Des bilans de masse reconstitués sur un siècle	97
Observe-t-on la même évolution sur les autres glaciers alpins au cours du xx ^e siècle ?	100
Les glaciers des Alpes obéissent à une même évolution climatique	101
Les glaciers du nord de l'Europe : de surprenantes réavancées	104
L'originalité des glaciers scandinaves	104
Une embellie récente confinée aux glaciers maritimes	105
L'augmentation récente des précipitations hivernales	108

Chapitre 6

Le recul des glaciers dans le monde au xx^e siècle	111
---	-----

Alpes néo-zélandaises : des glaciers maritimes en pleine forme	111
Alaska : un recul des glaciers inquiétant	113
Forts antagonismes entre l'Alaska et les Rocheuses situées au sud	115
A-t-on sous-estimé la décrue des glaciers d'Alaska ?	118
Territoires circumarctiques : des déficits qui se précisent	119
La décroissance des glaciers de Patagonie	124
L'originalité des champs de glace patagoniens	124
L'apport des mesures satellitaires	127
Un rôle de la dynamique dans l'amincissement des glaciers de Patagonie ?	129
Le recul récent des glaciers d'Asie centrale et de l'ensemble Himalaya-Tibet	129
Tien Shan, les glaciers les mieux observés d'Asie	130
Que sait-on des glaciers de l'Himalaya et du Tibet ?	133
Népal : une information éclatée, avec un signal de décrue assez net	134
Un signal de décrue qui se confirme sur des glaciers indiens	136
Tibet : les cas de glaciers en récession se sont multipliés dernièrement	138
Menaces sur les glaciers tropicaux	141
Neiges et glaces d'Afrique en péril	141
<i>Le Ruwenzori</i>	141
<i>Le mont Kenya</i>	143
<i>Le Kilimandjaro</i>	144
Papouasie-Nouvelle-Guinée (Irian Jaya) : des glaciers sous perfusion	147
Andes centrales : des reculs préoccupants depuis 1980	147
Que conclure sur le xx^e siècle ?	152

Partie 3	
Comment les glaciers varient-ils ?	155
Chapitre 7	
Des fluctuations des fronts aux bilans de masse	157
Ces fronts qui fluctuent	157
Argentière, glacier exemplaire	158
Les aventures du glacier d'Argentière depuis cinquante ans	161
Les différentes zones du glacier et les « questions budgétaires »	164
La zone d'accumulation	165
La ligne d'équilibre	168
La zone d'ablation	169
L'accumulation et l'ablation au fil de l'année hydrologique	170
Comment mesure-t-on le bilan de masse ?	171
Les mesures directes de l'accumulation et de l'ablation	171
L'estimation du bilan de masse par des mesures photogrammétriques et hydrologiques	174
Chapitre 8	
Comment le climat influence-t-il les glaciers ?	177
L'accumulation nette et les précipitations solides	177
L'ablation et les flux d'énergie en surface	182
Quels sont les flux d'énergie qui conditionnent l'ablation ?	182
L'ablation dans les Alpes	183
L'ablation dans les Andes tropicales : la différence	185
<i>En Bolivie</i>	185
<i>En Équateur</i>	186
<i>Et dans l'Himalaya ?</i>	187
Qu'advierait-il avec un climat plus chaud ?	187
La situation au cours des dernières décennies	188
Que pourrait-il advenir dans le futur ?	190
Partie 4	
Quels glaciers pour quel climat ?	193
Chapitre 9	
Évolution de la cryosphère depuis les années 1960	195
La cryosphère dans tous ses états	195
Réduction du manteau nival saisonnier	196
Fragilisation des glaces de mer	197
Un signal de fonte sur les grandes calottes polaires ?	199
Groenland : un déficit de masse qui se précise	201
Les grandes incertitudes qui pèsent sur l'Antarctique	202
Glaciers de montagne et petites calottes : le constat des dernières décennies	203
Les fluctuations glaciaires sous l'effet des modes climatiques régionaux	207
Embellie récente des glaciers maritimes de Norvège : une signature du mode NAO	207
Les volte-face des glaciers autour du Pacifique : un effet d'Enso	209

<i>Andes tropicales : une fonte accentuée durant les épisodes El Niño</i>	209
<i>Nouvelle-Zélande : de forts taux d'accumulation et une fonte diminuée durant les épisodes El Niño</i>	213
<i>Alaska/Rocheuses : des glaciers qui réagissent différemment aux modes Enso et PDO</i>	214
Chapitre 10	
Le XXI^e siècle vu par les modèles	
Réponses des glaciers au nouveau climat	217
Évolution à la hausse des températures	217
Des précipitations aux tendances plus contrastées	220
Origines naturelles et anthropiques du réchauffement du xx^e siècle	221
Les causes naturelles du réchauffement	221
La « nouvelle » atmosphère	222
Quelle température et quel climat pour le XXI^e siècle ?	224
Sensibilité des bilans de masse au changement climatique	226
Augmentation de la fonte et réchauffement climatique : exemples pris dans les Alpes	227
À quoi s'attendre hors des Alpes ?	229
Comment utiliser les valeurs de sensibilité ?	232
La réponse dynamique des glaciers	236
Comment fonctionnent les modèles glaciologiques ?	236
Simulations sur un petit glacier alpin, Saint-Sorlin	237
Comment réagiront les autres glaciers du monde ?	238
<i>Glaciers de l'Arctique canadien</i>	241
<i>Glaciers océaniques</i>	241
<i>Glaciers des Alpes ou relevant de la même catégorie</i>	241
Chapitre 11	
Glaciers en recul : quelles conséquences ?	243
Élévation du niveau des mers	243
Des mesures difficiles	244
D'où provient cette élévation ?	244
Quelle évolution pour le niveau des mers au XXI ^e siècle ?	247
Impacts du recul glaciaire sur l'hydrologie des bassins de montagne	247
Retrait glaciaire et hydrologie : des conséquences inégales selon les régions	247
<i>L'ouest des États-Unis</i>	248
<i>Grands bassins nivo-glaciaires d'Europe occidentale</i>	248
<i>Le château d'eau himalayen</i>	249
<i>L'intérieur des massifs est plus dépendant de l'eau de fonte des glaciers</i>	249
Un cas d'étude : la Cordillère Blanche au Pérou (9° S)	250
Des risques accrus provenant des lacs proglaciaires	252
La genèse des ruptures de barrages morainiques	252
Des accidents récurrents dans les Andes centrales	253
Des menaces grandissantes dans l'Himalaya	258
Conclusion	259
Pour en savoir plus	263
Glossaire	265
Table des encadrés	270



Les glaciers de montagne ont connu ces dernières années un mouvement de repli marqué et rapide, qui fait craindre la disparition d'une partie d'entre eux d'ici quelques décennies. Cette évolution aura un impact sur la ressource en eau et sera à l'origine de risques naturels accrus. Ainsi, les glaciers font actuellement l'objet de nombreux travaux scientifiques, d'autant qu'ils sont parmi les meilleurs indicateurs pour évaluer les changements climatiques. Leur observation et la reconstitution de leurs fluctuations s'inscrivent au cœur des grands programmes de recherche sur le réchauffement de la planète.

Offrir à un large public le bilan de ces recherches à travers un panorama complet de l'état des glaciers dans le monde, tel est l'objectif principal de cet ouvrage. La glace et les glaciers, mémoires des climats du passé, y sont resitués dans le temps long, depuis 10 000 ans, avec une attention particulière pour le Petit Âge Glaciaire (XIV^e - XIX^e siècle) et la période contemporaine, la mieux documentée. Les fluctuations glaciaires, liées aux variations climatiques, et qui sont peut-être aujourd'hui amplifiées par les activités humaines, sont passées au crible des connaissances actuelles. À tous ceux qui s'intéressent à l'avenir des glaciers et de l'environnement, ce livre apporte une expertise scientifique accessible et superbement illustrée.

Bernard Francou, directeur de recherche à l'IRD, a contribué à développer depuis quinze ans dans les Andes un réseau permanent d'observation de glaciers. Ce réseau est devenu une référence pour analyser la variabilité climatique sous les tropiques. Auteur de nombreux articles dans des revues spécialisées, il contribue aux travaux du Groupe intergouvernemental d'experts sur l'évolution du climat (GIEC).

Christian Vincent, ingénieur de recherche CNRS au Laboratoire de glaciologie et géophysique de l'environnement de Grenoble, est responsable du service d'observation des glaciers dans les Alpes françaises et représentant français du World Glacier Monitoring Service. Ses recherches portent sur la réponse des glaciers aux changements climatiques. Il a publié de nombreux articles dans des revues spécialisées.

IRD
44, bd de Dunkerque
13572 Marseille cedex 02
editions@ird.fr
www.editions.ird.fr

26 €

ISBN 978-2-7099-1698-1



9 782709 916981