

LE POINT SUR...

CONCISE REVIEW PAPER

Topographie des calottes polaires par altimétrie satellite

Frédérique Remy*, Laurent Testut, Benoît Legresy

Legos (Cnes–CNRS–UPS), 18 av. Edouard-Belin, 31057 Toulouse cedex, France

Reçu le 21 février 2000 ; accepté le 28 février 2000

Rédigé à l'invitation du Comité de lecture

Abstract – Ice sheet topography derived from satellite altimetry. Since 1991, the topography of 80% of the Antarctic ice sheet and of the whole Greenland ice sheet has been mapped using the altimeter of the European Satellite ERS. Topography is an essential source of information because of its capacity to highlight the physical processes which control shape, or to test models of ice sheet dynamics. Moreover, the altimeter is the only means of estimating variations in volume and thus the contribution of the polar ice caps to the present sea level change. © 2000 Académie des sciences / Editions scientifiques et médicales Elsevier SAS

ice sheet / Antarctica / Greenland / topography / glaciology / satellite altimetry

Résumé – Depuis 1991, l'altimètre d'ERS, satellite européen, permet de mesurer la topographie de la surface de 80% de l'Antarctique et de la totalité du Groenland. La topographie de surface est une donnée essentielle : elle permet de contraindre les modèles, de les tester ou de les initialiser. Les processus physiques qui agissent sur la glace se manifestent à travers les différentes signatures de la surface, dont l'analyse permet d'améliorer la modélisation de l'écoulement. En outre, le suivi de la topographie nous renseigne sur la stationnarité locale et globale des calottes et surtout permet d'estimer les variations de volume et leur contribution au niveau de la mer. © 2000 Académie des sciences / Editions scientifiques et médicales Elsevier SAS

calottes polaires / Antarctique / Groenland / glaciologie / topographie / altimétrie satellite

Abridged version

The polar ice caps play a very significant role in the study of climate, since they are at the same time palaeoclimatic archives and climatic indicators. Antarctica (*figure 1*) extends over 14 million km², and has an average ice thickness of 2 200 m. It represents 90 % of terrestrial ice and if melted would lead to an equivalent sea level rise of up to 70 m. The Greenland ice sheet is smaller

and represents only 9 % of terrestrial ice. To understand, model or predict ice sheet evolution, the climatic and dynamic processes controlling them must be studied. The extent of these areas, the difficulties of access and the weather conditions make in situ measurements difficult and therefore very sparse, making radar observation an important tool. Among the parameters that can be derived from space, the topography of the surface is probably one of the most important. The ERS-1 satellite, launched in 1991, made possible, for the first

* Correspondance et tirés à part : frederique.remy@cnes.fr

time, the mapping of the surface topography over 80 % of the Antarctica ice sheet and the whole of Greenland.

From a dynamics point of view, information on the surface topography is needed to constrain ice flow models, to test them or to initialize them. Surface topography intervenes in the estimation of the basal shear stress (equation (1)) of the ice flow direction and of the balance velocity (equation (3), *figure 4*), providing a mean for estimating the rheological parameters. The surface topography also allows identification of the effect of the outlet flow conditions on the whole ice sheet shape. Indeed, the surface anomaly in the across-slope direction (*figure 5*) exhibits a regular pattern related to ice flow anomaly (blue flowlines being fast flowlines, and yellow ones being slow flowlines). These features are induced by outlet flow conditions and are transmitted from the coast up to the dome. Certain physical processes which act on the ice also appear through the various surface signatures, the best example being given by the Vostok lake area (*figure 6*) where the flat area is due to sliding of the ice at the bottom and the surrounded dip is due to the longitudinal stress in a transition area between ice deformation and ice sliding. A better knowledge of the surface topography leads to an improvement of ice flow models.

From a climatic point of view, the monitoring of the elevation changes allows balance and volume variations to be constrained. Indeed, the shape of the ice sheet is controlled by the equilibrium between snow fall and ice flow (*figure 2*). Each year, the equivalent of respectively 6 mm and 1.5 mm of sea level is precipitated over Antarctic and Greenland ice sheets before being calved or melted. Thus, even a slight imbalance between both terms could significantly contribute to ice volume change and thus to sea level change. The difficulty for modelling mass balance is due to the numerous processes acting on both the atmospheric and dynamic

components and to the large time scale difference in the response of both components to climate change. The atmospheric component reacts instantaneously to climate fluctuations, while dynamics have a time constant of a few thousand years. The major limitation for estimating volume change from radar altimetry is due to the penetration of the radar wave into the snowpack. The height estimation is affected by subsurface echo so that long-term change in snowpack characteristics can yield an artificial long-term change in the height estimation. The Topex altimeter operating with two different radar wave frequencies has allowed this effect to be analysed over six years of measurement on the South Greenland ice sheet. The estimated trend derived from the nominal radar frequency (Ku band, 13.6 GHz) is $1.5 \text{ cm}\cdot\text{yr}^{-1}$, while the trend derived from the low frequency (C-band, 5.2 GHz) is $10 \text{ cm}\cdot\text{yr}^{-1}$ (*figure 7*). This suggests that part of the estimation of surface change is due to change in the snowpack characteristics.

However, several attempts to use radar altimetry to measure ice sheet imbalance have been made. Greenland is found to react to current climate warming: the central part grows while the coastal areas decrease, due to an increase in both the accumulation rate and the surface melting. In terms of sea level change, the global effect is probably negligible. Antarctica is also found to be in slight imbalance. The topographic height of the area above the bedrock valley is found to decrease with respect to others. This seems to be the signature of the delayed response of Holocene warming.

In 2001, ESA will launch ENVISAT whose altimeter will ensure the continuity of the ERS series, with a dual-frequency altimeter that will provide a better estimation of long-term change in elevation. The same year, NASA will launch ICESAT, with on-board a laser altimeter that will map the exact surface topography with unprecedented resolution and accuracy.

1. Les calottes polaires

Les calottes polaires jouent un rôle très important dans l'étude du climat, puisqu'elles sont à la fois les archives glaciaires de la Terre et un indicateur sensible des fluctuations climatiques actuelles. L'Antarctique et le Groenland sont des continents dont le socle est presque entièrement recouvert de glace. L'Antarctique (*figure 1*), avec une surface de 14 millions de km^2 et une épaisseur moyenne de glace de 2 200 m, pouvant dépasser 4 000 m par endroit, représente 90 % de la glace terrestre et contient l'équivalent de 70 m du niveau d'eau des océans. Le Groenland, plus petit, ne représente que 9 % de la glace terrestre. L'Antarctique reste encore, de nos jours, un continent peu connu et soumis à des mécanismes qui ne sont pas encore tous compris. L'histoire de sa découverte et de l'évolution des connaissances scientifiques qui ont découlé des premières expéditions est

retracée dans divers ouvrages, dont ceux de Lorius [18] ou de Imbert [13].

L'Antarctique est le continent le plus froid, le plus haut, le plus sec et le plus venté de la Terre. La température en surface décroît des côtes vers l'intérieur de $-15 \text{ }^\circ\text{C}$ à $-60 \text{ }^\circ\text{C}$ en moyenne. L'air froid et dense du centre dévale les pentes en créant des vents catabatiques, vents forts et persistants. À Dumont d'Urville, la vitesse moyenne du vent est de $40 \text{ km}\cdot\text{h}^{-1}$, le maximum pouvant atteindre 3 ou 4 fois cette valeur. Ces vents sculptent la surface de la calotte, de l'échelle centimétrique (microrugosité) à l'échelle métrique (*sastruggi*, dunes de neige créées par érosion de la surface), mais aussi déplacent localement une grande quantité de neige ou contribuent à des phénomènes d'érosion, tels la sublimation. Leur modulation saisonnière affecte différemment les couches de neige d'hiver et d'été et contribue ainsi à la stratification interne de la neige. Le volume d'air déplacé

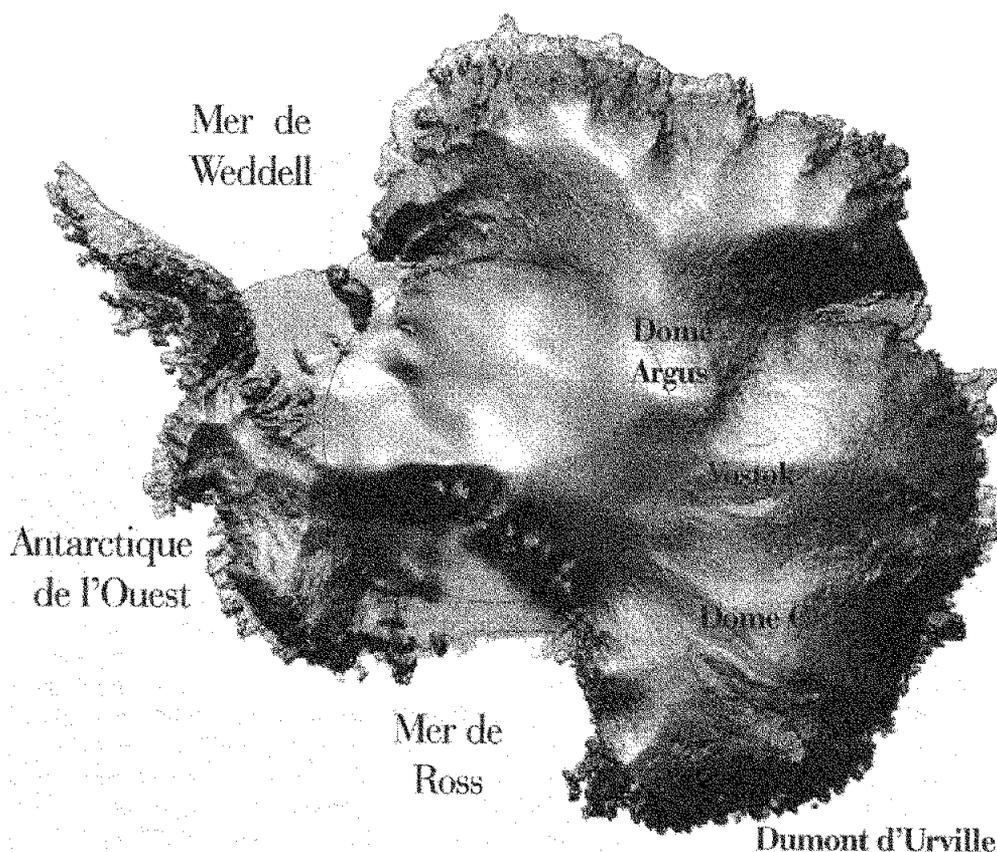


Figure 1. Carte de la topographie de l'Antarctique, obtenue à partir de l'orbite géodésique d'ERS1. Les principaux lieux (Vostok, Dôme C, les banquises flottantes) sont indiqués. L'altitude dépasse 4 000 m à Dôme Argus. La topographie au sud du parallèle 82° S (cercle) est empruntée à une compilation de mesures in situ de Drewry [7].

Figure 1. Map of the surface topography of Antarctica, from the ERS-1 geodetic orbit. The main places mentioned in the text are shown. The elevation is up to 4 000 m at Dome Argus. The topography, south of 82° S (circle), is taken from the compilation of Drewry [7].

par ces vents est compensé par l'apport d'air marin chaud et humide à haute altitude qui alimente les précipitations de neige sur la calotte (figure 2).

En Antarctique, il ne neige que quelques centimètres par an à l'intérieur du continent et quelques dizaines de centimètres en zone côtière. Cela représente toutefois environ 2 200 Gt de neige déposées chaque année, soit l'équivalent de 6 mm du niveau des océans. La répartition spatiale et temporelle de l'accumulation de neige est relativement peu connue. Les modèles suggèrent une composante annuelle et une autre semi-annuelle, alors que l'analyse fine des composantes annuelles et semi-annuelles du niveau de la mer peut s'expliquer parfaitement sans faire appel aux calottes polaires [20]. Une des difficultés réside dans l'appréciation de l'écart entre les précipitations de neige, estimées par les modèles atmosphériques, et les taux d'accumulation effectifs, estimés in situ. L'écart entre les deux termes est dû à l'érosion, au dépôt ou au transport de la neige par le vent, ainsi qu'à la sublimation. Le rôle du vent sur la rugosité ou l'érosion, l'importance du transport de neige ou de l'érosion de la surface sont des processus encore mal compris [9].

L'ensemble de cette neige s'enfonce, se transforme en glace et s'écoule très lentement jusqu'à la côte, où elle est évacuée sous forme d'icebergs (figure 2). Les vitesses sont extrêmement faibles au centre, inférieures au mètre par an, et atteignent quelque 100 m·an⁻¹ dans certains glaciers émissaires. La neige tombée au centre de l'Antarctique met plusieurs centaines de milliers d'années avant de retourner à la mer. Ce long temps de résidence fait des calottes polaires les archives glaciaires de la terre. Les carottages de Vostok en Antarctique ou GRIP au Groenland permettent de remonter l'histoire climatique sur plusieurs cycles de transition, entre périodes glaciaires et périodes interglaciaires. Les processus physiques qui permettent à la glace de se déformer ou de glisser, le rôle des conditions limites à la côte ou l'effet des contraintes longitudinales (de traction ou de compression) sur la glace font l'objet de nombreuses controverses.

Le Groenland est soumis à un climat moins rude et plus humide ; en dépit de sa taille beaucoup plus petite, 500 Gt de neige y sont déposées chaque année, la moitié seulement étant évacuée par l'écoulement, l'autre par

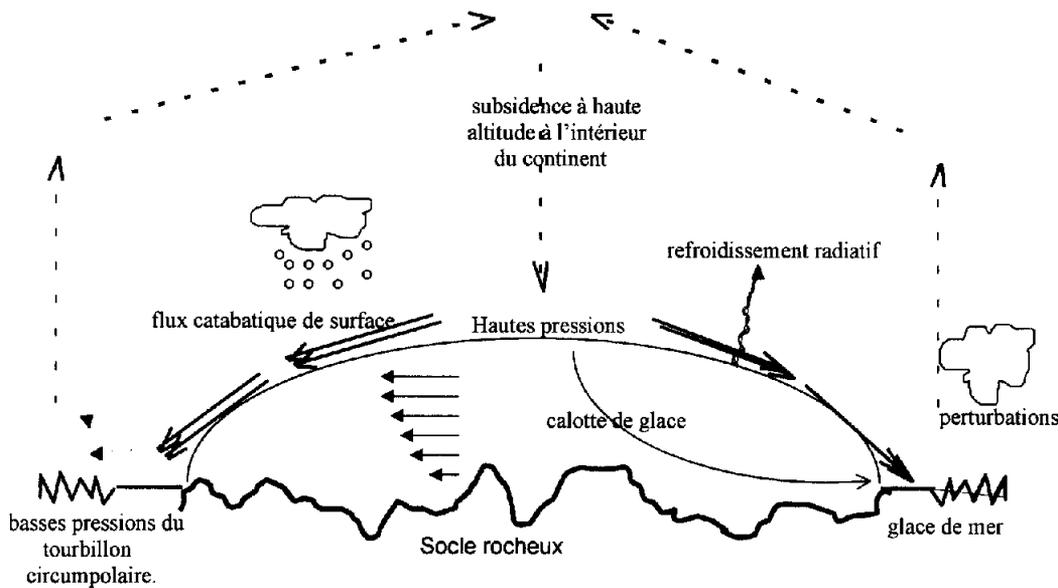


Figure 2. Coupe schématique d'une calotte polaire, indiquant les mouvements d'air, ainsi que l'évolution de la glace à l'intérieur de la calotte. L'échelle verticale est exagérée d'un facteur 100.

Figure 2. Ice sheet cross-section. Direction of ice flow and air circulation pattern are drawn. The vertical size is enhanced by a factor of 100.

fonte ou par sublimation. Le cycle annuel de cette accumulation est équivalent à 1,5 mm du niveau des océans.

Ces chiffres, taux d'accumulation et de perte, sont actuellement évalués avec une faible précision, de l'ordre de 20 ou 30 %, ce qui entraîne de nombreuses incertitudes quant à l'équilibre climatique des calottes polaires. Pourtant, l'importance de leur cycle annuel en terme de niveau des océans fait qu'une évolution de quelques pourcent du bilan pourrait avoir des répercussions majeures sur le niveau de la mer. Les causes de déséquilibre sont si nombreuses et si incertaines, qu'il est très difficile de les modéliser et de connaître même le signe du bilan de masse. En effet, si les taux de précipitation ou l'évaporation suivent instantanément les variations climatiques, il faut des dizaines de milliers d'années pour qu'une fluctuation de température se propage vers la base de la glace et modifie de façon notable l'écoulement. La variation de volume en Antarctique est donc due à l'intégrale des différents effets des perturbations climatiques survenues depuis environ 100 000 ans. Le cas de l'Antarctique de l'Ouest est encore plus complexe. En effet, son socle rocheux est en partie enfoncé par le poids de la glace sous le niveau de la mer et une part importante de l'écoulement met en jeu des fleuves de glace rapides s'écoulant vers des plates-formes de glace flottante, processus dont le temps de réponse aux variations climatiques est potentiellement plus court. La question de sa stabilité est régulièrement soulevée.

Si l'on veut un jour pouvoir prédire l'évolution des calottes et leur contribution au niveau des océans, il faut donc être non seulement capable d'estimer leurs variations de volume, mais aussi d'en expliquer les causes.

Pour comprendre, modéliser, prédire l'évolution des calottes polaires, exploiter les informations qu'elles contiennent, il est nécessaire de connaître les processus

physiques, climatiques et dynamiques qui les contrôlent. La taille de ces continents, les difficultés d'accès, les conditions météorologiques rudes (vent et température) rendent difficiles les mesures in situ et font de l'observation par satellite un outil de prédilection. Parmi les paramètres mesurables, la topographie de la surface est probablement l'un des plus déterminants : elle permet de contraindre les modèles d'évolution dynamique des calottes, de les tester, de les initialiser ou de mettre en évidence les processus physiques. Le suivi de la topographie permet d'estimer les variations de volume des calottes et leur contribution au niveau des océans.

2. Altimétrie satellite

L'altimétrie par satellite a été initialement conçue pour l'observation des océans. Le principe est simple : il s'agit de mesurer le temps aller-retour d'un signal émis à la verticale et réfléchi par la surface, pour en déduire la distance entre le satellite et la surface. Une fois prise en compte l'orbite précise du satellite (la distance entre le satellite et une surface de référence), les délais de propagation des ondes à travers l'atmosphère et l'ionosphère, l'effet d'état de la mer, les biais instrumentaux et les marées terrestres et océaniques, la précision affichée de l'instrument, moyennée sur quelques kilomètres, approche le centimètre. Une telle précision de l'altimètre Topex-Poseidon permet, par exemple, d'estimer l'élévation du niveau de la mer avec une précision de $0,2 \text{ mm}\cdot\text{an}^{-1}$ [6].

L'observation des surfaces terrestres et, en particulier, des calottes polaires présente des difficultés spécifiques, liées à leur caractère accidenté et à la pénétration plus ou moins grande des ondes dans le milieu. La pente de la surface observée décale la position du point de mesure par rapport à la zone visée. Les algorithmes de pour-

suite des radars altimètres ne sont pas adaptés au suivi précis des ondulations de la surface. À la longueur d'onde utilisée par l'altimètre (2,3 cm ou bande Ku), l'onde électromagnétique pénètre dans la neige très froide et sèche, si bien que la réflexion ne provient pas uniquement de la surface mais des couches superficielles. Cette pénétration de l'onde dans le milieu induit un décalage entre le point d'observation et la surface physique. L'effet de la pénétration sur la restitution de la hauteur est d'autant plus complexe qu'il se combine à une surface naturelle plus ou moins rugueuse. Cette erreur est de loin la plus délicate à prendre en compte. Difficilement estimable en effet, car la neige est un milieu très complexe, elle est probablement variable au cours du temps ou des saisons. Ceci rend imprécise l'interprétation des séries temporelles de mesure de hauteur des calottes, car il faut corriger l'évolution de la hauteur des dérives de cette erreur liées aux changements d'état de la neige. En revanche, l'analyse de l'ensemble des observations altimétriques nous donne des informations sur les premiers mètres de neige, reliées plus ou moins directement aux taux d'accumulation, au régime des vents ou à la stratification, excellents indicateurs de l'évolution climatique actuelle [16]. Nous n'aborderons dans cette note que l'aspect « topographie » de l'étude des calottes par altimétrie satellite.

En 1978, la NASA lançait le satellite altimétrique Seasat, dont l'inclinaison de 72° permettait le survol de la moitié sud du Groenland et d'un secteur de l'Antarctique. En 1983, Zwally et al. [31] se servirent des mesures altimétriques de Seasat pour estimer la topographie des régions survolées par ce satellite. En 1991, le satellite européen ERS-1, embarquant un altimètre, a permis d'observer pour la première fois la topographie de surface de 80 % de l'Antarctique et de la totalité du Groenland. ERS-1 a été placé successivement sur des orbites survolant le même point tous les trois jours ou tous les 35 jours, permettant l'étude locale de la variabilité à l'échelle météorologique ou saisonnière. D'avril 1994 à mars 1995, ERS-1 a été placé sur une orbite dite géodésique ne repassant jamais au-dessus d'un même point, apportant une excellente résolution spatiale : environ 30 millions de formes d'onde ont permis de cartographier la topographie de surface des calottes polaires avec une résolution de 2 km (figures 1, 3 ou 6). La précision de ces cartes, estimée par méthodes inverses ou par comparaison des mesures au point de croisement des orbites montantes et descendantes, est meilleure que le mètre dans les régions centrales. Elle peut, cependant, dépasser le mètre près de la côte, notamment à cause de la variabilité de la topographie et de la pente de la surface, qui y sont plus fortes.

3. Topographie et dynamique de l'Antarctique

La surface des calottes polaires est une surface libre. Du kilomètre à la centaine de kilomètres, le relief est

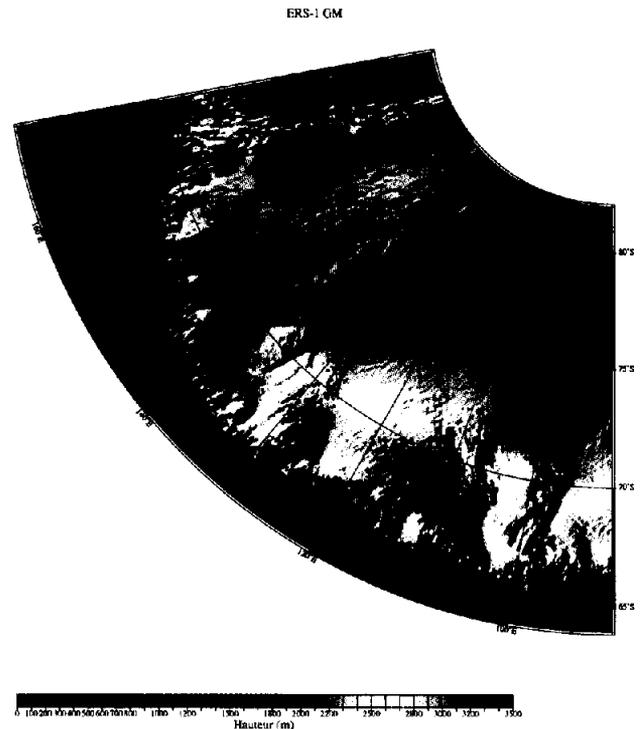


Figure 3. Secteur de l'Antarctique montrant la terre Adélie et la terre de Wilkes, le dôme C et la région de Vostok. On peut observer le lac de Vostok, (105° E, 77° S, voir figure 6), des ondulations orientées à 45° de la plus grande pente et des marques liées au socle rocheux.

Figure 3. Topography of the Terre Adélie and of Wilkes Land. Dome C and Vostok area are also visible. We can discern Vostok lake with two lips (105° E, 77° S, see figure 6), surface undulations with an orientation of 45° with respect to the greatest slope direction or scars due to ice flow above bedrock.

très marqué par tous les processus dynamiques ou climatologiques, actuels et passés, qui en contrôlent l'évolution. La connaissance de la topographie permet de contraindre les modèles d'écoulement, d'estimer la rhéologie de la glace ou de décrire des mécanismes physiques présents, tant à l'échelle globale que locale, comme le montre la carte détaillée de la terre Adélie (figure 3). Même si certaines signatures de la topographie de surface ont été découvertes et partiellement expliquées il y a déjà plusieurs décennies à la suite des premières expéditions scientifiques [4], l'altimétrie spatiale en permet de nos jours une description beaucoup plus fine.

Au premier ordre et à échelle globale, le relief des calottes est « quasi-parabolique », comme tout corps plastique reposant sur un socle : de la côte vers le centre, la hauteur augmente et la pente de surface diminue. Sur plus de 1 000 km, la pente est inférieure à quelques $m \cdot km^{-1}$. À cette échelle, le relief est essentiellement contrôlé par la distance à la côte [8]. Il reflète l'équilibre entre précipitations neigeuses et évacuation de la glace et dépend, par conséquent, des conditions climatiques et des lois de la dynamique.

La glace s'écoule sous l'effet de son propre poids, dans le sens de la plus grande pente. La contrainte de cisail-

ment τ dépend donc du poids de la colonne de glace projetée dans le sens de l'écoulement :

$$\tau = \rho g E \alpha \tag{1}$$

où ρ est la densité de la glace, g la constante de gravitation, E l'épaisseur de glace et α la pente de la surface. L'épaisseur de glace n'est pas connue partout avec la même précision et répartition, la majorité des mesures ayant été effectuées par sondage radar à basse fréquence en Antarctique de l'Ouest ou en terre Adélie [8]. La contrainte basale est très faible et présente une valeur moyenne de 0,4 bar. Elle est nulle aux dômes et dépasse à peine un bar au bord.

Mécaniquement, la glace s'évacue, soit par déformation lorsque la base est gelée et solidaire du socle rocheux, soit par glissement lorsque la température à la base a dépassé le point de fusion. Glen [10] établit que la déformation de la glace, à une profondeur donnée, se fait en fonction d'une puissance n de la contrainte et dépend de la température, via une loi d'Arrhénius. En se basant sur le fait que le maximum de déformation se fait près de la base de la calotte, où la température varie linéairement selon la verticale, Lliboutry [17] écrit analytiquement une expression approchée de la vitesse de déformation :

$$U = E B' \tau^n \exp(k T_b) \tag{2}$$

où $k = 0,1 \text{ K}^{-1}$, B' est une constante, n est l'exposant de Glen et T_b est la température basale. Les essais de contrainte sur la glace en laboratoire semblent confirmer cette loi. Cependant, selon différentes expériences, n varie de 1 à 4,5 et k varie d'un facteur 3 [1]. Ces deux paramètres varient tantôt en fonction de la contrainte elle-même, tantôt en fonction de la température. B' pourrait varier en fonction des impuretés de la glace et de la structure ou de l'orientation des cristaux. Enfin, l'échelle spatiale à laquelle cette loi s'applique semble dépendre du type de contraintes considérées, les contraintes longitudinales pouvant être négligées à partir d'une certaine échelle. Quand on veut appliquer cette loi aux calottes polaires, l'incertitude sur toutes ces valeurs se répercute sur l'estimation de la vitesse, qui est en général calée par rapport aux observations en ajustant B' . Le choix de ces valeurs change aussi la sensibilité des modèles dynamiques des calottes polaires aux variations climatiques, dont l'effet se fait sentir sur la pente, l'épaisseur ou la température.

La topographie permet l'estimation de la contrainte τ via celle de la pente de la surface, mais aussi l'estimation de la direction de l'écoulement et de la vitesse. En effet, la vitesse peut être estimée en supposant que l'état est stationnaire et que, par conséquent, toute la quantité de glace entrant en x dans une colonne de largeur $l(x)$ en ressortira. L'intégration le long de la direction d'écoulement de la quantité de glace déposée chaque année $b(x)$ permet donc par continuité l'estimation du débit :

$$E(x) U(x) l(x) = \int b(x) l(x) dx \tag{3}$$

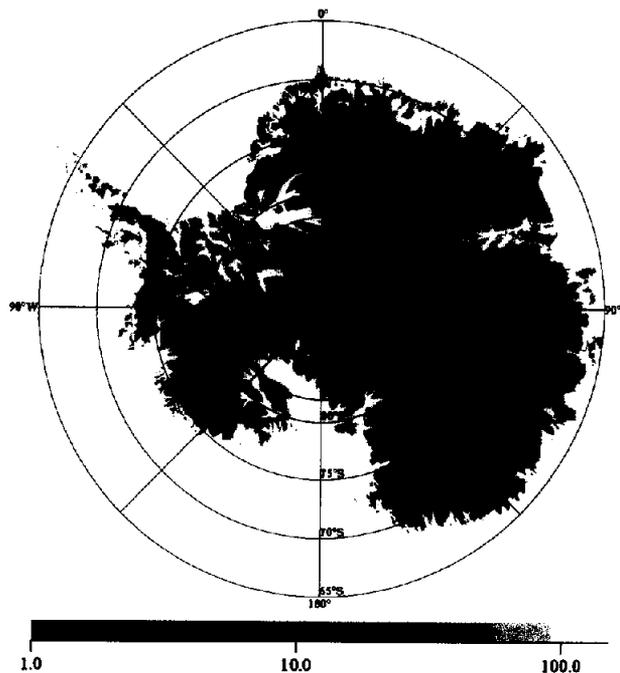


Figure 4. Vitesse stationnaire en Antarctique, exprimée en $\text{m}\cdot\text{an}^{-1}$, déduite de l'équation (3). On remarque des chenaux rapides qui pénètrent à l'intérieur du continent.

Figure 4. Balance velocity, expressed in $\text{m}\cdot\text{yr}^{-1}$, derived from equation (3). Fast flow can be observed inside the continent.

La vitesse stationnaire (figure 4) est inférieure à $1 \text{ m}\cdot\text{an}^{-1}$ près des dômes et le long des lignes de séparation des bassins, et atteint $100 \text{ m}\cdot\text{an}^{-1}$ au bord. Il est clair que la divergence ou la convergence de la topographie joue un rôle important. Sans le terme $l(x)$ de l'équation (3), le débit et la vitesse, tout comme la topographie, suivraient au premier ordre la distance à la côte. Au contraire, on observe des chenaux d'écoulement rapide, dont l'effet se fait sentir jusqu'à plusieurs centaines de kilomètres à l'intérieur du continent. L'observation de la situation sur l'ensemble du pourtour Antarctique fait apparaître que 80 % des glaces transitent par seulement 20 % des côtes.

En 1989, Young et al. utilisent les premières cartes de topographie de Zwally et al. [31] pour comparer les vitesses obtenues à partir des équations (2) et (3). En négligeant l'effet de la température, ils trouvent $n = 3$. En prenant en compte l'effet de la température et des convergences et divergences de la topographie, des travaux ultérieurs ont permis de montrer que n varie en fonction de la température et B' en fonction de l'anisotropie (ou de l'orientation des cristaux) [25]. Récemment, avec la topographie précise obtenue à partir des données de la mission géodésique d'ERS-1 et de l'épaisseur de glace (mesurée grâce à des radars basse fréquence aéroportés), Testut et al. [28] montrent que la loi de Glen n'est que très localement applicable, que ses paramètres d'application varient brutalement selon les zones et qu'elle ne permet d'expliquer, ni la topographie grande échelle, ni la topographie locale.

En fait, on commence à comprendre l'effet des conditions limites en bordure de la calotte sur la forme des calottes polaires. La *figure 5* représente l'anomalie de hauteur dans le sens perpendiculaire à la direction de l'écoulement, estimée en calculant la courbure de la topographie dans cette direction à l'échelle de 100 km [23]. Cette courbure est mathématiquement reliée à l'expression traduisant la convergence ou la divergence locale de l'écoulement ($1/l(x) d(l(x)/dx)$), soit l'accélération ou la décélération locale du débit. Sur la côte, l'anomalie de hauteur est étroitement contrôlée par les vallées observées du socle rocheux, ce qui suggère que ces anomalies trouvent leur cause près de la côte et traduisent l'existence de glaciers émissaires rapides ou lents. La *figure 5* montre que ces anomalies de topographie peuvent être suivies de la côte vers l'intérieur. On peut ainsi établir que la vitesse de chaque chenal, et donc la topographie à l'échelle globale, est aussi contrôlée par les vitesses d'écoulement des glaciers émissaires [23]. Les lignes bleues d'écoulement rapide sont légèrement concaves et, par conséquent, plus basses que les lignes jaunes d'écoulement lent. Ceci permet de séparer visuellement les différents bassins de drainage. On peut ainsi imaginer que le niveau de la mer, qui affecte la vitesse d'écoulement des émissaires à la périphérie, exerce un effet sur la forme de toute la calotte. Enfin, on peut aussi constater que, le long de la côte, les chenaux lents et

rapides alternent de façon régulière, avec une longueur d'onde de 250 km, ce qui est interprété comme un effet de rétroaction complexe entre les vitesses des glaciers et l'érosion du socle rocheux.

À l'échelle de quelques dizaines de kilomètres, la *figure 3* révèle une topographie extrêmement mouvementée, qui suggère que beaucoup d'autres processus physiques agissent sur les calottes, tels que le glissement, les contraintes longitudinales, la pente du socle rocheux, la fonte de la glace à la base ou l'érosion du socle par la glace. Certaines caractéristiques de la surface peuvent être isolées et expliquées par des processus physiques, qui peuvent être ainsi quantifiés ou découverts. Par exemple, la région de Vostok (*figure 6*) est assez reconnaissable par un plateau de près de 250 km de long sur quelques dizaines de kilomètres de large. À cet endroit, la fonte de la glace basale engendre du glissement : il y a donc un relâchement des contraintes, qui se traduit par une diminution de la pente de la surface (équation (1)). Ce plateau est entouré d'un bourrelet, qui pourrait être expliqué par les contraintes longitudinales induites par la transition entre déformation et glissement, lesquelles peuvent ainsi être mieux décrites [26].

Enfin, nous observons des ondulations de longueur d'onde 20 km et d'amplitude 5 m, très caractéristiques de la topographie du Groenland et de l'Antarctique. Sur la *figure 3*, vers la longitude 115°E, latitude 72°S, deux réseaux orthogonaux de ces ondulations se superposent. Ces ondulations, plus amples aux bords et plus faibles à l'intérieur des continents, seraient dues à un effet sur l'écoulement de la topographie du socle rocheux, amorti par l'épaisseur de glace [4, 5]. En revanche, leur orientation à 45° par rapport à la direction de la plus grande pente, méconnue avant l'altimétrie satellite, reste encore inexpliquée.

4. Variation temporelle de la topographie et bilan de masse

4.1. Signaux recherchés

Toute perturbation locale ou régionale affectant la quantité de neige tombée ou le volume de glace évacué engendre un changement du volume, directement répercuté sur le niveau des océans.

Une augmentation de la température atmosphérique provoque une augmentation des précipitations et de la fonte en surface. Une élévation de température de 0,6 °C, telle que celle observée en Antarctique depuis le début du siècle [15], provoque une augmentation des précipitations de 3 à 5 %. Localement, les augmentations sont plus fortes dans les zones d'entrée d'air humide [22]. En Antarctique, où il n'y a quasiment pas de fonte en surface, il devrait y avoir un accroissement de la quantité de glace déposée, conduisant à une diminution du niveau de la mer pouvant avoisiner $-0,2 \text{ mm}\cdot\text{an}^{-1}$. Au Groenland, où la fonte en surface a lieu pendant l'été à basse

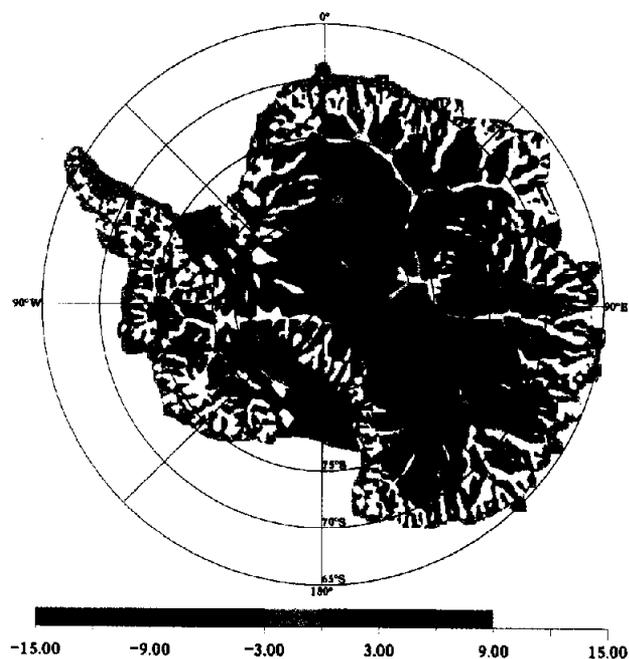


Figure 5. Anomalie de hauteur perpendiculaire à l'écoulement, en m, estimée à partir de la courbure sur 100 km dans cette direction. Les chenaux jaunes correspondent à des chenaux lents, les chenaux bleus correspondent à des chenaux plus rapides.

Figure 5. Height anomaly in the across-slope direction, in m, derived from the curvature at the 100 km scale. Yellow channels are slow, while blue ones are fast. These features are induced on the coast and transmitted up to the dome.

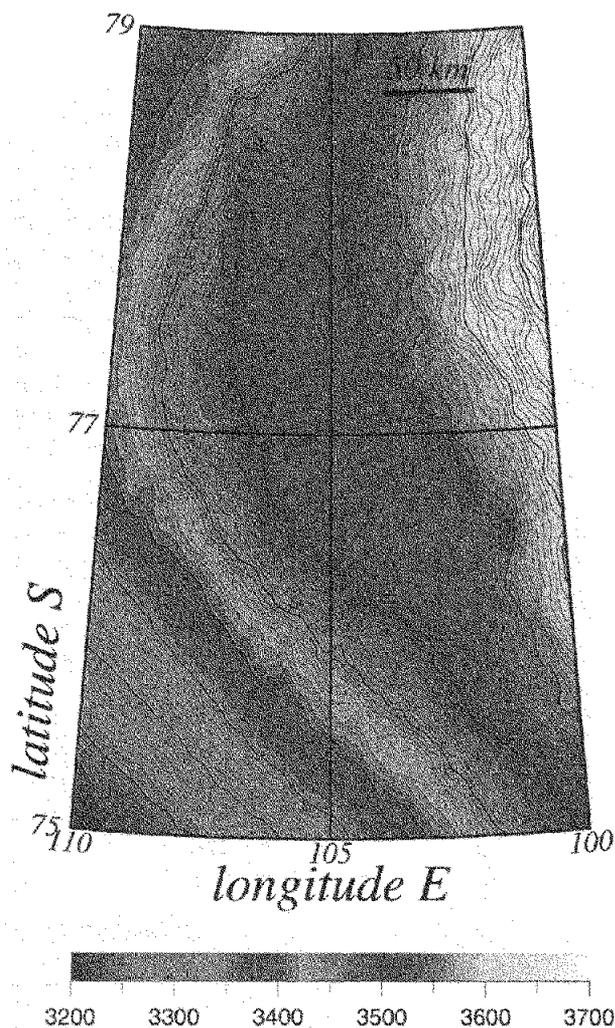


Figure 6. Topographie de la région de Vostok. L'étoile situe le carottage (78,5°S, 106,8°E). La présence d'un lac à plus de 3 500 m de profondeur provoque du glissement, qui se traduit en surface par un relâchement des contraintes, donc par une diminution de la pente. On peut observer un bourrelet contournant le lac, qui marque la transition brusque entre glissement et déformation.

Figure 6. Surface topography of the Vostok area. The star shows the location of the ice core (78.5° S, 106° E). A lake, 3 500 m below the surface, induces sliding. Above the lake, the basal shear stress vanishes so that the presence of the lake is clearly visible on the surface as a flat area. One can observe a dip, surrounding the lake: this is the mark of the abrupt transition between sliding and deformation.

altitude et où la moitié des pertes se fait par fonte, le réchauffement actuel aurait pour conséquence une augmentation des masses de glace au centre et une diminution de celles sur les côtes. Le Groenland se déformerait, sans pour autant apporter une contribution significative en termes de variation du niveau des océans. Par ailleurs, l'évolution climatique actuelle se répercute probablement sur l'intensité du vent, donc sur l'effet du transport et de la sublimation de la neige par le vent [27].

Enfin, il ne faut pas oublier la variabilité interannuelle des taux d'accumulation, qui présente un temps caractéristique estimé à environ 30 ans d'après les carottages, une longueur d'onde spatiale de quelques centaines de kilomètres et une intensité de 10 %. La réponse stochastique de l'Antarctique à ce phénomène présente un temps de relaxation de 2 100 ans [21].

En ce qui concerne le terme dynamique, il est clair qu'une augmentation de la température provoque une augmentation des vitesses d'écoulement (voir équation (2)). Cependant, la glace est un très bon isolant thermique. Sa diffusivité thermique étant de $40 \text{ m}^2 \cdot \text{an}^{-1}$, une perturbation de température ne se propage que sur environ 100 m de profondeur en 1 000 ans. Il faut ainsi plusieurs centaines de milliers d'années pour que cette perturbation atteigne la base de la calotte, au centre du continent. Or, plus de 90 % de la déformation de la glace se fait à la base de la calotte, dans les 100 premiers mètres (équation (2)). C'est dire si cet effet climatique a une extrêmement grande inertie. Ainsi, seul le bord des calottes a une température stabilisée depuis le début du réchauffement climatique de l'Holocène. Depuis 15 000 ans, les taux d'accumulation au centre correspondent à ceux d'une période interglaciaire et les vitesses d'écoulement à celles d'une période glaciaire. Le centre continue donc toujours de s'épaissir [11]. À ces échelles de temps, les fluctuations du niveau de la mer ont un effet important. Depuis le début de l'Holocène, la montée des océans de 120 m a fait reculer la côte, ce qui a affecté la forme globale des calottes. Les modèles qui tiennent compte de cet effet suggèrent que l'équilibre commence seulement à être atteint [12].

Le temps de réaction qui fait suite à des variations des conditions limites des vitesses d'écoulement dans les glaciers émissaires est en revanche un peu plus rapide [19]. Une augmentation de ces vitesses va creuser la topographie de surface en amont, ce qui, en accentuant la pente en amont, va accélérer le mouvement, propageant ainsi l'anomalie de vitesse de la côte vers l'intérieur [23]. Ce mécanisme, purement dynamique, présente un temps de réaction de quelques milliers d'années [2].

Enfin, il faut aussi tenir compte des variations des conditions basales lorsque la glace flotte ou glisse sur de l'eau, comme c'est le cas des banquises flottantes des mers de Ross et de Weddell, ou des fleuves de glace de l'Antarctique de l'Ouest. Par exemple, le brusque arrêt d'un des fleuves de glace se déversant dans la banquise de Ross serait imputable au drainage de l'eau subglaciaire à la base de la calotte. L'arrêt de ce fleuve, il y a 140 ans, aurait eu pour effet d'élever la topographie de surface en amont et de l'abaisser en aval [14].

Le nombre de facteurs variables intervenant dans la dynamique d'une calotte polaire et sur des échelles de temps différentes est tel, que l'équilibre n'existe, ni à l'échelle locale, ni à l'échelle globale. Les questions qui se posent sont de trois ordres. Peut-on identifier des variations temporelles et les relier à un processus climatique donné ? Peut-on détecter une évolution de volume cau-

see par le réchauffement climatique actuel ? Peut-on estimer la contribution des calottes aux variations du niveau de la mer ?

4.2. Signaux observés

Dans le Sud du Groenland, les interprétations des mesures de terrain, puis des mesures par altimétrie spatiale, semblent converger qualitativement et suggérer que l'effet prédominant soit celui du réchauffement climatique actuel. De 1959 à 1968, des mesures répétées de topographie au Groenland, effectuées par l'Expédition glaciologique internationale au Groenland (EGIG), ont permis de détecter une élévation du centre de $10 \text{ cm}\cdot\text{an}^{-1}$ et une diminution du même ordre sur les bords [3]. Cette signature peut s'interpréter par une augmentation de la quantité de neige déposée au centre et, simultanément, par une évaporation accrue sur les bords. Zwally et al. [32] sont les premiers à avoir comparé les données des altimètres de Seasat, qui a volé trois mois en 1978, et de Geosat, qui a volé de 1985 à 1988. Par une méthode simple d'ajustement par moindres carrés de 6 000 points de croisement des orbites des deux satellites, ils ont estimé que l'élévation de la partie centrale du Sud du Groenland a été de $20 \text{ cm}\cdot\text{an}^{-1}$ sur la période 1978–1982. Récemment, ces auteurs ont revu ces chiffres à la baisse, notamment après avoir appliqué de nouvelles corrections d'orbite se basant sur des modèles de gravité plus récents [33]. Le centre du Groenland, en particulier la partie ouest du centre, au-dessus de 2 000 m d'altitude, gonflerait de 2 à 5 cm par an, tandis que le bord diminuerait de 3 à 10 cm par an. Un résultat similaire a été obtenu par la même équipe à partir des six ans de données ERS-1, sur la totalité du Groenland. Il est suggéré que l'ensemble de ces effets intégrés présente un signal résiduel presque nul en termes de variation du niveau des océans (Jay Zwally, communication personnelle, 1999).

Nous pensons, cependant, qu'une partie de ce signal résulte d'un artefact dû à l'évolution à long terme du manteau neigeux. Depuis 1991, le satellite altimétrique franco-américain Topex-Poseidon survole le Sud du Groenland. Ni le système de suivi de l'instrument, ni l'inclinaison de l'orbite de 66° , qui n'autorise que le survol du Sud du Groenland, ne sont optimisés pour le suivi des calottes polaires. Cependant, l'antenne de l'altimètre américain Topex émet sur deux fréquences, la fréquence nominale (bande Ku, 13,6 GHz) et une fréquence plus basse (bande C, 5,6 GHz). Ces fréquences permettent d'effectuer la correction de l'effet ionosphérique au-dessus des océans. La fréquence la plus basse présente aussi la caractéristique de pénétrer plus profondément dans le manteau neigeux que la fréquence nominale. C'est cette double observation qui nous permet d'affirmer qu'une partie de la dérive observée provient d'une évolution du manteau neigeux (figure 7). En effet, pour un lieu donné situé en zone d'accumulation, nous retrouvons bien une élévation de la surface estimée ici à $1,3 \text{ cm}\cdot\text{an}^{-1}$ pour la fréquence nominale, mais nous

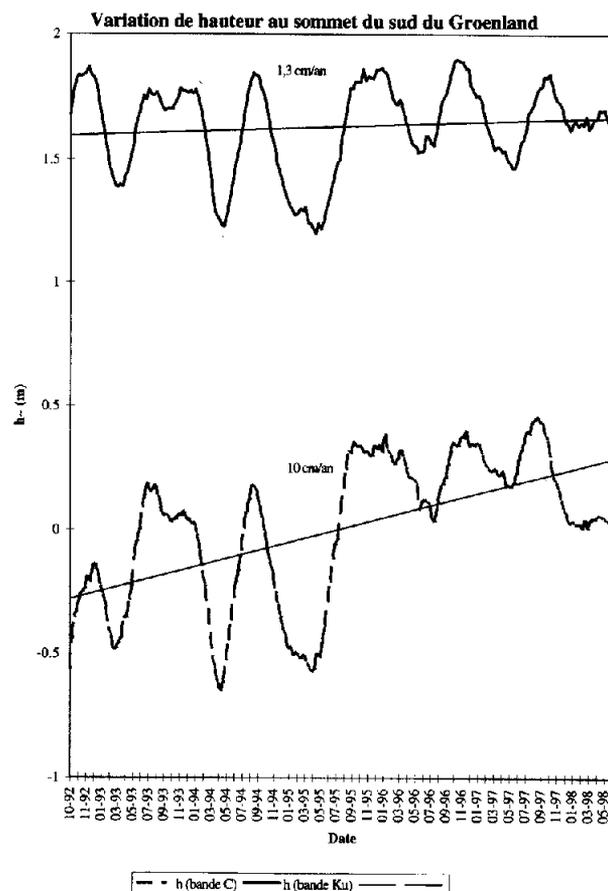


Figure 7. Six ans d'observation de l'altimètre Topex sur le Sud du Groenland, à l'aide des deux fréquences du radar. On remarque des variations saisonnières importantes, ainsi qu'une augmentation de la hauteur estimée. Cette augmentation dépend de la fréquence d'émission de l'altimètre et provient, en partie, d'un changement de l'état du manteau neigeux.

Figure 7. Six years of measurement of the Topex altimeter over South Greenland. One can observe both strong seasonal variations and a positive trend in the height estimation. This trend depends on the used frequency and is probably linked to a change in the snowpack characteristics.

observons une dérive de $10 \text{ cm}\cdot\text{an}^{-1}$ pour la fréquence basse. Le manteau neigeux semble donc de moins en moins pénétrant. Notons que la mission Topex-Poseidon possède un radiomètre tri-fréquence, qui nous permet de mettre simultanément en évidence une diminution des températures de brillance. Actuellement, aucun scénario simple (augmentation de la température ou des précipitations) ne nous permet d'expliquer la diminution simultanée des températures de brillance et de la profondeur de pénétration.

Il est toutefois certain que la partie sud du Groenland subit actuellement une évolution des propriétés de la neige en surface. En terme de variation de volume, mais pas forcément de masse, il se pourrait que les estimations basées sur l'altimétrie radar soient surévaluées.

La divergence des résultats publiés est plus forte en Antarctique. À partir de quatre années de mesures d'ERS,

Wingham et al. [29] montrent que les variations de l'élévation de la surface sont localement inférieures à ± 2 cm/an, excepté dans une petite zone de l'Antarctique de l'Ouest, où l'altitude diminuerait de 10 cm par an. Ces auteurs ont sélectionné les données par secteur de $1^\circ \times 1^\circ$, corrigé l'erreur d'orbite par une méthode d'ajustement aux points de croisement des orbites montantes et descendantes du satellite et appliqué une correction sur la hauteur qui dépend linéairement des variations de rétrodiffusion. Ils n'ont donc pas pu séparer une évolution artificielle de la hauteur, engendrée effectivement par une évolution de la neige, d'une évolution réelle de la hauteur ayant lieu parallèlement à un changement d'état de la neige.

Seasat, lancé en 1978, survolait aussi une petite partie de l'Antarctique. Vingt ans séparant ses observations des mesures actuelles, il était important d'essayer de les comparer avec les mesures des satellites ERS. Cependant, les deux missions sont légèrement différentes par leur altitude et le diamètre d'antenne des altimètres, ce qui complique la comparaison. Nous avons, cependant, tenté l'exercice en utilisant des méthodes d'inversion basées sur les moindres carrés généralisés, qui permettent, par analyse des propriétés statistiques des erreurs, de les réduire [24]. Nos résultats suggèrent que l'Antarctique n'est pas en régime stationnaire : nous observons une diminution relative de l'altitude de la calotte plus importante à l'aplomb des dépressions du socle (figure 8). Nous interprétons ce signal comme la signature du dernier réchauffement climatique, il y a 13 000 ans : l'accélération des vitesses des glaciers émissaires se ferait ressentir à l'heure actuelle à l'intérieur du continent. Toutefois, ces résultats préliminaires sont encore à considérer avec précaution, à la fois du point de vue technique, puisque nous ne sommes pas certains de séparer les variations artificielles de hauteur des variations réelles, et du point de vue scientifique, puisque l'on n'est pas sûr de connaître ou de reconnaître toutes les signatures de tous les différents effets.

5. Conclusion

L'altimétrie spatiale est probablement la seule technique récente permettant de mieux comprendre le fonctionnement des calottes polaires. D'un point de vue dynamique, la description précise de la surface permet d'améliorer de façon significative les modèles d'écoulement de la glace. Les champs de contraintes sont mieux décrits, les lois rhéologiques mieux estimées et l'effet des conditions limites mieux compris. Beaucoup de signatures de la topographie de surface des calottes restent inexplicables et renferment encore matière à améliorer notre connaissance de l'écoulement des calottes. Il est évident que, lorsqu'une autre technique spatiale — l'interférométrie radar, dont l'usage est limité actuellement à la zone côtière — permettra l'obtention de vitesses d'écoulement sur l'ensemble du continent, de fortes

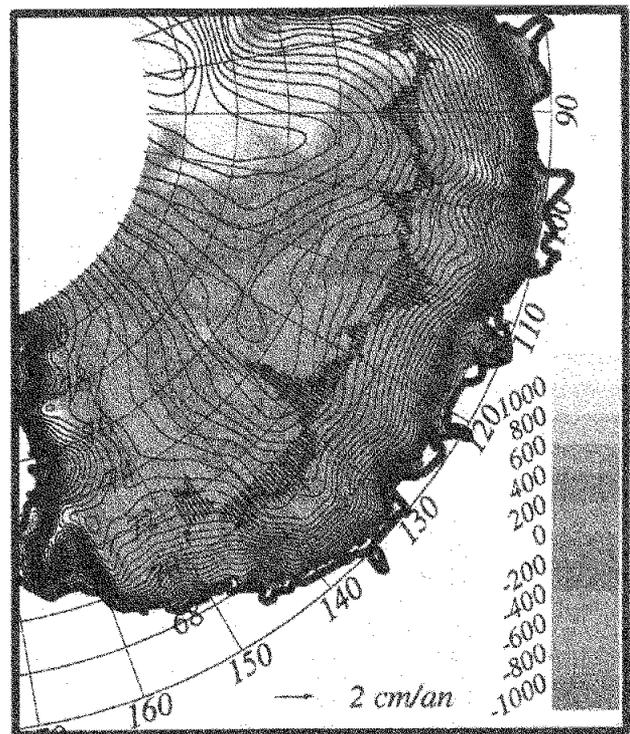


Figure 8. Différence entre les hauteurs déduites des mesures Seasat, effectuées en 1978, et celles tirées des mesures d'ERS, réalisées 20 ans après (en m). Les flèches vers la côte, le long de la latitude 70° , correspondent à un abaissement de la topographie. En revanche, la topographie s'est élevée lorsque les flèches sont vers le centre. En couleur, est représenté le socle rocheux [7]. On remarque que les zones où la topographie s'abaisse sont en amont des grandes vallées glaciaires.

Figure 8. Bedrock topography map (m) from Drewry (1983). Superimposed arrows represent the intensity of change in elevation between Seasat (1978) and ERS (1995). Arrows along latitude 70° S indicate direction of coast for negative values and direction of pole for positive values. Some areas where elevation decreases seem to coincide with areas of significant depression of the bedrock.

contraintes complémentaires pourront être appliquées aux modèles d'écoulement.

La limite actuelle des études pour restituer les propriétés de surface, surtout pour estimer les variations de volume, réside dans la difficulté à contrôler les effets de pénétration de l'onde radar dans la neige. Même si l'on modélise correctement les effets de pénétration et si l'on comprend les mécanismes qui biaisent les estimations de variation de volume, nous ne sommes toujours pas capables de séparer totalement chacun des effets.

En 2001, l'Agence spatiale européenne lancera la plateforme Envisat, dont l'altimètre a pour tâche d'assurer la continuité des observations des satellites ERS1 et ERS2. L'altimètre d'Envisat fonctionnera sur deux fréquences. La fréquence nominale sera la même que pour ces prédécesseurs (bande Ku, 13 GHz). En revanche, la fréquence basse (bande S, 3,2 GHz) sera encore plus basse que celle de l'altimètre de Topex. Ceci devrait permettre

de contrôler et d'interpréter les variations de volume observées en Antarctique. L'Agence spatiale européenne vient également de décider la mission Cryosat, dédiée à l'étude des glaces continentales et aux glaces de mer. Cryosat embarquera un altimètre à très haute résolution, mais toujours sujet aux effets de pénétration. La Nasa, quant à elle, lancera en 2001 le satellite Icesat, embarquant un altimètre laser, totalement affranchi des effets de pénétration dans la neige, mais pas des effets de réflexion et diffusion par les suspensions de neige dans

l'atmosphère. Icesat devrait cartographier de façon exacte la surface des calottes polaires, avec une résolution horizontale exceptionnellement fine de 20 m et une précision sur la hauteur de quelques centimètres.

L'apport de cette mission, conjugué à celles des missions Envisat et Cryosat, devrait totalement révolutionner nos connaissances quant à la dynamique des calottes polaires et à leur contribution à l'évolution du climat de la Terre.

Acknowledgements. Nous remercions Pierre Baüer, chercheur au Legos, pour l'intérêt qu'il a porté à ce travail, ses commentaires et ses corrections.

References

- [1] Alley R.B., Flow-law hypotheses for ice-sheet modeling, *J. Glaciol.* 38 (1992) 245–256.
- [2] Alley R.B., Whillans I.M., Response of the East Antarctica ice sheet to sea-level rise, *J. Geophys. Res.* 89 (1984) 6487–6493.
- [3] Bauer A., Ambach A., Schimp O., Mouvement et variation d'altitude de la zone d'ablation ouest de l'Indlandsis du Groënland entre 1948 et 1959, *Meddelelser om Gronland* 174 (1968).
- [4] Bourgoïn J., Quelques caractères analytiques de la surface et du socle de l'Indlandsis groenlandais, *Ann. Géophys.* 12 (1956) 75–83.
- [5] Budd W.F., Carter D.B., An analysis of the relation between the surface and bedrock profiles of ice caps, *J. Glaciol.* 10 (1971) 197–209.
- [6] Cazenave A., Les variations actuelles du niveau de la mer, *C. R. Acad. Sci. Paris, série IIa* 329 (1999) 457–469.
- [7] Drewry D.J., Surface of Antarctica ice sheet, in : Drewry D.J., Antarctica: Glaciological and Geophysical Folio, edited by Scott Polar Research Institute, Cambridge, 1983.
- [8] Drewry D.J., Robin G., de Q., Form and flow of the Antarctic ice sheet during the last million years, in : Robin G. de Q., The climatic record in polar ice sheets, Cambridge University Press, 1983, pp. 28–38.
- [9] Gallée H., A simulation of blowing snow over the Antarctic ice sheet, *Ann. Glaciol.* 28 (1998) 203–205.
- [10] Glen J.W., The creep of polycrystalline ice, *Proc. Roy. Soc. London, Series A* 228 (1955) 519–538.
- [11] Huybrechts P., Oerlemans J., Evolution of the East Antarctic ice sheet: a numerical study of thermo-mechanical response patterns with changing climate, *Ann. Glaciol.* 11 (1988) 52–59.
- [12] Huybrechts P., Ritz C., A comparison of two Antarctic ice sheet models applied to the glacial cycles, *J. Geophys. Res.* (soumis).
- [13] Imbert B., *Le grand défi des pôles*, Gallimard, Paris, 1996, 224 p.
- [14] Joughin I., Gray L., Bindshadler R., Price S., Morse D., Hulbe C., Mattar K., Werner C., Tributaries of West Antarctic ice streams revealed by Radarsat interferometry, *Science* 286 (1999) 283–286.
- [15] King J.-C., Turner J., *Antarctic meteorology and climatology*, Cambridge University Press, 1997, 404 p.
- [16] Legresy B., Rémy F., Surface characteristics of the Antarctic ice sheet and altimetric observations, *J. Glaciol.* 43 (1997) 265–275.
- [17] Lliboutry L., A critical review of analytical approximate solutions for steady state velocities and temperatures in cold ice sheets, *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie* Bd 15 (1979) 135–148.
- [18] Lorius C., *Les glaces de l'Antarctique*, Éditions Odile Jacob, Paris, 1991, 296 p.
- [19] Marshall S.J., Clarke K.C., Sensitivity tests of coupled ice-sheet/ice stream thermomechanics in the Eismint experimental ice block, *Ann. Glaciol.* 23 (1996) 336–347.
- [20] Minster J.F., Cazenave A., Serafini Y.V., Mercier F., Gennero M.C., Rogel P., Annual cycle in the mean sea level from Topex-Poseidon and ERS-1: inference on the global hydrological cycle, *Global Planet. Change* 20 (1999) 57–66.
- [21] Oerlemans J., Effect of irregular fluctuations in Antarctic precipitation on global sea level, *Nature* 290 (1981) 151–174.
- [22] Ohmura A., Wild M., Bengtsson L., A possible change in mass balance of Greenland and Antarctic ice sheets in the coming century, *J. Climate* 9 (1996) 2124–2135.
- [23] Rémy F., Minster J.F., Antarctica ice sheet curvature and its relation with ice flow and boundary conditions, *Geophys. Res. Lett.* 24 (1997) 1039–1042.
- [24] Rémy F., Legrésy B., Antarctic non-stationary signals derived from Seasat-ERS-1 altimetry comparison, *Ann. Glaciol.* 27 (1998) 81–85.
- [25] Rémy F., Ritz C., Brisset L., Ice sheet flow features and rheological parameters derived from precise altimetric topography, *Ann. Glaciol.* 23 (1996) 277–283.
- [26] Rémy F., Shaeffer P., Legresy B., Ice flow physical processes derived from ERS-1 high-resolution map of Antarctica and Greenland ice sheet, *Geophys. Int. J.* 139 (1999) 645–656.
- [27] Takahashi S., Naruse R., Nakawo M., Mae S., A bare ice field in East Queen Maud Land, Antarctica, caused by horizontal divergence of drifting snow, *Ann. Glaciol.* 11 (1988) 156–160.
- [28] Testut L., Tabacco E., Bianci C., Rémy F., Influence of geometrical boundary conditions on the estimation of rheological parameters, *Ann. Glaciol.* (sous presse).
- [29] Wingham D.J., Ridout A.J., Scharroo R., Arthern R.J., Shum C.K., Antarctic elevation change from 1992 to 1996, *Science* 282 (1998) 456–458.
- [30] Young N.W., Goudwin I.D., Hazelton N.W.J., Thwaites R.J., Measured velocities and ice flow in Wilkes land, Antarctica, *Ann. Glaciol.* 12 (1989) 192–197.
- [31] Zwally H.J., Bindshadler R.A., Brenner A.C., Martin T.V., Thomas R.H., Surface elevation contours of Greenland and Antarctic ice sheets, *J. Geophys. Res.* 88 (1983) 1589–1596.
- [32] Zwally H.J., Brenner A.C., Major J.A., Bindshadler R.A., Marsh J., Growth of Greenland Ice sheet: interpretation, *Science* 246 (1989) 1589–1591.
- [33] Zwally H.J., Brenner A.C., Dimarzio J.-P., Growth of Southern Greenland ice sheet, *Science* 281 (1998) 1251.