



Frédéric Elie on
ResearchGate

Les glaces, mémoire des climats passés

Frédéric Elie
juillet 2009

CopyrightFrance.com

La reproduction des articles, images ou graphiques de ce site, pour usage collectif, y compris dans le cadre des études scolaires et supérieures, est INTERDITE. Seuls sont autorisés les extraits, pour exemple ou illustration, à la seule condition de mentionner clairement l'auteur et la référence de l'article.

« Si vous ne dites rien à votre brouillon, votre brouillon ne vous dira rien ! »
Jacques Breuneval, mathématicien, professeur à l'université Aix-Marseille I, 1980

Abstract : Nous avons vu dans l'article « [Réchauffement climatique](#) » que la reconstitution de l'histoire du climat peut être effectuée grâce aux archives glaciaires. Les glaces, qui constituent les calottes glaciaires ou les glaciers des montagnes, peuvent en effet fournir des renseignements sur les conditions climatiques qui régnaient à l'époque de la formation des différentes couches qui les composent, grâce à des techniques assez difficiles et comportant des imprécisions tant les phénomènes mis en jeu sont complexes. L'enjeu est important : connaître les climats passés, et notamment le rôle des gaz à effet de serre sur leur évolution, contribue aujourd'hui à évaluer l'impact de ces gaz sur le changement climatique dont il est question depuis plusieurs décennies. Cet article présente succinctement les phénomènes par lesquels la glace « mémorise » les conditions climatiques, et comment ils sont exploités lors de l'analyse des carottes prélevées dans les glaces.

SOMMAIRE

- 1 – Introduction
- 2 – La composition isotopique de la glace
- 3 – Les aérosols et les gaz solubles piégés dans la glace
- 4 – Les bulles d'air piégées dans la glace
- 5 – Datation de la glace



1 - Introduction

Au cours du temps, la neige qui se forme au-dessus des glaciers et des calottes polaires, ne fond pas en été et s'accumule à leurs surfaces. Entre le moment où se forme la phase solide de l'eau dans l'atmosphère et celui où elle atteint le sol suite à la précipitation, cette phase solide est soumise à plusieurs facteurs liés à l'environnement atmosphérique et aux conditions physico-chimiques à la surface du sol. Tous ces facteurs sont conservés par la neige ou la glace qui s'accumule au cours du temps.

L'exploitation de ce principe peut fournir de précieux renseignements sur les conditions atmosphériques qui régnaient alors au moment de la formation de la phase solide et de son périple jusqu'au sol. Mais à condition de savoir deux choses :

- comment s'effectue cette mémorisation par la glace des conditions environnementales ;
- comment faire la datation de la glace pour trouver l'époque concernée par ces archives glaciaires.

La réponse à la première question s'appuie sur plusieurs processus :

- A la formation de la phase solide de l'eau dans l'atmosphère, celle-ci contient une certaine proportion d'isotopes de molécule d'eau, obtenus à partir des isotopes de l'hydrogène et de l'oxygène. Cette distribution renseigne sur la température qui régnait au moment de la formation de la précipitation.
- Lors de la formation de la phase solide et à la surface du sol où elle réside pendant quelque temps sous forme neigeuse, cette phase peut piéger les aérosols présents dans l'atmosphère. Ce processus permet donc de retrouver avec plus ou moins de précision les teneurs en composés chimiques de l'atmosphère à l'époque du dépôt.
- Enfin, lorsque la neige pénètre progressivement dans le substrat de glace, elle devient à son tour de la glace, et l'air qu'elle contenait est piégé avec une petite proportion d'autres gaz à l'état de traces. Ces données renseignent donc sur la teneur en gaz traces de l'atmosphère dans le passé.

Ces trois approches sont présentées respectivement aux chapitres 2, 3 et 4.

Quant à la datation de la glace (chapitre 5) les méthodes stratigraphiques présentent un certain nombre de difficultés. Ces méthodes consistent à poser la correspondance entre la profondeur d'une couche de glace et sa chronologie dans sa formation. Malheureusement plusieurs phénomènes interdisent une correspondance parfaite, et si ces méthodes doivent être utilisées elles doivent néanmoins être complétées par des méthodes basées sur les « horizons repères », et les modèles rhéologiques de la glace (écoulement de la glace).

2 – La composition isotopique de la glace

L'hydrogène ^1H a pour isotopes le deutérium D et le tritium T, l'oxygène ^{16}O a pour isotopes ^{17}O et ^{18}O , il s'ensuit que la molécule d'eau H_2O possède différentes molécules isotopiques qui représentent 3% de l'eau des océans, les 97% restants étant la molécule d'eau ordinaire. Les rapports isotopiques de D et de ^{18}O , les isotopes lourds les plus répandus de H et ^{16}O , sont : $\text{D}/\text{H} = 155,76 \cdot 10^{-6}$ et $^{18}\text{O}/^{16}\text{O} = 2005,2 \cdot 10^{-6}$.

Il est d'usage d'exprimer les rapports isotopiques R d'un élément ou d'un composé chimique constituant de l'eau par l'intermédiaire de la teneur isotopique d, en référence à un standard RSMOW (*Standard Mean Ocean Water*) :

$$\delta = 1000 \left(\frac{R}{R_{SMOW}} - 1 \right) \quad (1)$$

δ est exprimée en ‰.

Les molécules isotopiques de l'eau HDO et H_2^{18}O , les plus répandues, ont des pressions de vapeur saturante P_V inférieures à celle de H_2O (voir la définition de la pression de vapeur saturante dans l'article « [Dissolution](#) », § 1.3.5). En vertu de la **loi de Raoult**, il s'ensuit que dans la phase vapeur, la concentration en isotopes est plus faible que dans la phase liquide. En effet, en supposant que la phase vapeur soit à la pression de vapeur saturante de l'eau $P_{V, \text{H}_2\text{O}}$, la fraction molaire y_D de l'isotope dans la phase vapeur est donnée par la loi de Dalton : $P_D = y_D P_{V, \text{H}_2\text{O}}$, où la pression partielle P_D de l'isotope en

phase vapeur est liée à sa fraction molaire dans le liquide x_D par la loi de Raoult : $P_D = P_{VD}x_D$. La pression de vapeur saturante de l'isotope P_{VD} étant plus petite que celle de l'eau on a donc $y_D < x_D$: lors de l'évaporation de l'eau, la phase vapeur s'appauvrit en isotopes. Réciproquement, la transition de la vapeur vers une phase condensée (liquide ou solide) s'accompagne d'un enrichissement en isotopes de la phase condensée.

En définissant le coefficient de fractionnement pour un composé isotopique par le rapport de la concentration de l'isotope en phase condensée à celle du constituant de base en phase vapeur, donc pour D et ^{18}O par :

$$\alpha_D = \frac{[D]_{\text{cond}}}{[H]_{\text{vap}}}$$

$$\alpha_{^{18}O} = \frac{[^{18}O]_{\text{cond}}}{[^{16}O]_{\text{vap}}}$$

il en découle que le coefficient de fractionnement est pratiquement égal au rapport inverse des pressions de vapeur saturante des molécules correspondant au composé isotopique et au constituant de base :

$$\alpha_D \approx \frac{P_V(H_2O)}{P_V(HDO)} \quad \left| \quad (2) \right.$$

$$\alpha_{H_2^{18}O} \approx \frac{P_V(H_2O)}{P_V(H_2^{18}O)}$$

qui est légèrement supérieur à 1.

Les calculs et les mesures montrent que $\alpha(D) > \alpha(H_2^{18}O)$ et que ces coefficients de fractionnement sont plus grands aux basses températures et sont plus grands pour une transition solide \rightarrow vapeur que pour une transition liquide \rightarrow vapeur (figure 1).

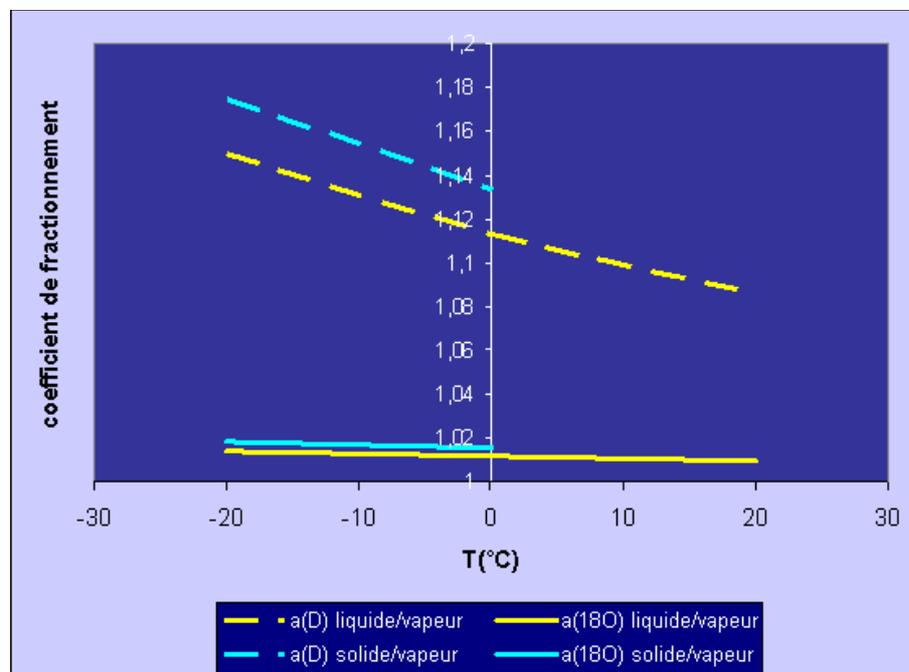


figure 1 – coefficients de fractionnement de D et ^{18}O en fonction de la température et pour les transitions de phase solide/vapeur et liquide/vapeur

Nous avons vu que chaque condensation de la vapeur d'eau s'accompagne d'un enrichissement de la phase condensée en isotopes lourds de l'hydrogène et de l'oxygène. Il en résulte que les précipitations ont une teneur en isotopes lourds qui décroît avec le temps. C'est ce que l'on observe effectivement.

Pour en rendre compte quantitativement, le **modèle de Rayleigh** permet de prédire comment évolue la teneur isotopique des précipitations en fonction de la masse de vapeur d'eau présente dans l'atmosphère (référence [1]) :

$$\delta_P = \left(\frac{m_v}{m_{v0}} \right)^{\alpha-1} - 1 \quad (3)$$

m_v est la masse de vapeur d'eau dans l'air après précipitation, m_{v0} est la masse de vapeur d'eau dans l'air initiale (avant précipitation), α est le coefficient de fractionnement de l'un ou l'autre composé isotopique. Cette relation est établie en supposant que la masse d'air d'où s'effectue la précipitation est isolée du restant de l'atmosphère, que la phase condensée de l'eau y est en équilibre avec la phase vapeur (égalité des potentiels chimiques), et que le liquide qui atteint le sol a même teneur isotopique que le liquide resté dans la masse d'air.

Un modèle plus complet, qui prend en compte les processus que subit la masse d'air pendant son parcours, a été établi par [2] et donne :

$$\delta_P = \alpha (1 + \delta_{v0}) \left(\frac{P_0 p_v}{P p_{v0}} \right)^{\alpha^* - 1} - 1 \quad (4)$$

dans laquelle : δ_{v0} est la teneur isotopique initiale de la vapeur d'eau, p_v et p_{v0} sont respectivement la pression de vapeur saturante finale et initiale, P et P_0 sont la pression atmosphérique finale et initiale. α^* est le coefficient de fractionnement moyen le long de la trajectoire de la masse d'air concernée par la précipitation. Comme les coefficients de fractionnement dépendent seulement des pressions de vapeur saturante, et que celles-ci ne dépendent que de la température, (4) montre que la teneur isotopique des précipitations dépend seulement de la température et de la pression atmosphérique.

Noter que δP est exprimée en ‰ et est négative : plus sa valeur absolue est grande, moins la précipitation est riche en isotopes. Par exemple, l'air atmosphérique au-dessus de l'océan a une teneur, suite à l'évaporation de -9,5 à 20°C. Lorsqu'il passe au-dessus d'un continent à une température de 11°C et précipite, sa teneur devient -17,5, et une prochaine précipitation à 0°C la fait passer à -27 (référence [1]).

Le modèle de Rayleigh correspond aux observations pour une plage de température $-15^\circ\text{C} < T < 15^\circ\text{C}$ parce que, sur cette plage l'hypothèse d'un fractionnement isotopique à l'équilibre lié à la différence des pressions de vapeur saturante des composés est légitime.

Pour des températures plus basses ($-50^\circ\text{C} < T < -15^\circ\text{C}$) il faut tenir compte que la formation de la glace dans l'atmosphère n'est plus un processus spontané mais doit être initialisé par les aérosols qui sont des noyaux de condensation pour les gouttelettes d'eau et des noyaux glaçogènes pour les cristaux de glace. Tant que $T > -40^\circ\text{C}$ il y a coexistence de glace et d'eau liquide dans le nuage et la proportion de glace est égale à 100% à partir de -40°C . Comme la pression de vapeur à l'équilibre est plus faible au-dessus de la glace qu'au-dessus de l'eau liquide, la croissance des cristaux de glace résulte de la condensation de la vapeur en phase solide. Ce processus de condensation provoque l'évaporation des gouttelettes surfondues : c'est l'**effet Bergeron**.

La croissance de la glace par condensation directe de la vapeur au-dessous de -10°C est responsable d'un retard à la condensation pour les isotopes lourds : ceux-ci ont tendance à rester en phase vapeur parce que leur vitesse de diffusion est plus faible que celle de l'eau H_2O , et la condensation vapeur → solide étant un processus hors équilibre, l'équilibre isotopique entre les deux phases ne peut plus être maintenu. En conséquence la phase vapeur s'appauvrit plus lentement en composés isotopiques aux basses températures qu'aux températures plus élevées. Les modèles qui prennent en compte l'effet Bergeron et le retard à la condensation des isotopes (ou **fractionnement cinétique**) permettent de compléter le modèle de Rayleigh pour les basses températures (figure 2).

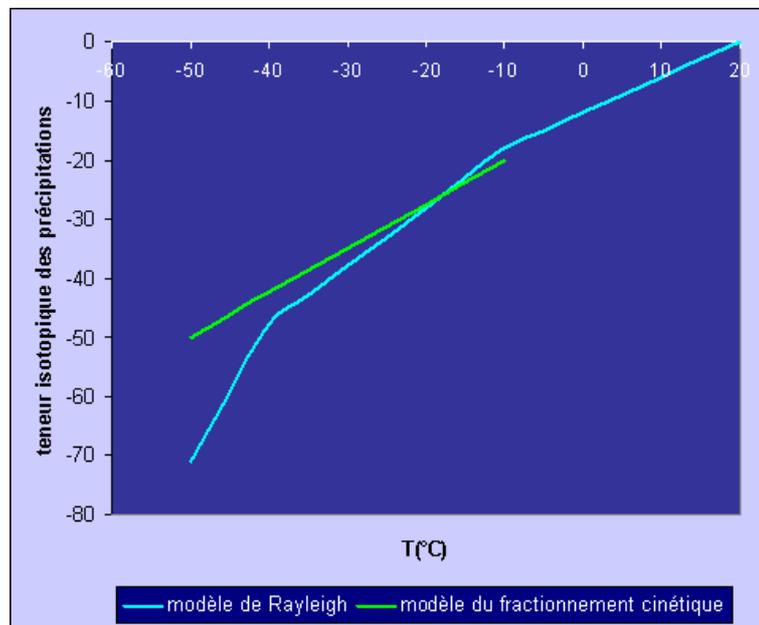


figure 2 – Allure des courbes de teneur isotopique de précipitation en fonction de la température (cas de ^{18}O) : Les mesures au-dessous de -10°C montrent une pente moins forte, traduisant le retard à la condensation des composés isotopiques (fractionnement cinétique)

Les modèles et les mesures montrent donc une corrélation directe entre la teneur en isotopes des glaces et la température au moment de leur formation. Des modèles encore plus sophistiqués affinent cette corrélation, en prenant en compte les conditions aux limites de circulation atmosphérique, la température de surface des océans, la topographie des continents, l'albédo, etc.... Ils aboutissent à une distribution spatiale des teneurs isotopiques (en fonction de la profondeur des couches glaciaires) qui peuvent correspondre à une distribution temporelle. Cette correspondance a pu être validée par des simulations appliquées au Dernier Maximum Glaciaire (20 000 ans) en employant les conditions aux limites qui existaient alors.

Ces résultats autorisent donc le recours pour un forage donné au principe de stratigraphie : une couche de glace située à une certaine profondeur correspond à un âge où elle s'y est accumulée. A une profondeur z de la glace, la température qui y est relevée grâce aux correspondances entre la teneur isotopique et la température, est celle qui existait juste au-dessus du sol où elle s'est formée à l'époque associée à cette couche (strate). Ainsi la température des époques anciennes peut-elle être reconstituée. Cependant nous verrons plus loin que la méthode stratigraphique trouve certaines limites.

Un exemple classique d'analyse stratigraphique est celui du profil de Vostok (Antarctique) dont nous avons parlé dans l'article « *réchauffement climatique* » qui permet de reconstituer les évolutions passées de la température dans les dernières 420 000 années. La relation $\delta_P(D) = f(T)$ utilisée est celle actuelle pour l'isotope deutérium ($-9 \text{ ‰ } / ^{\circ}\text{C}$) corrigée de la teneur en D de l'océan dans le passé. Cette correction se justifie par le fait que, lors des climats froids, les calottes glaciaires ont emmagasiné une eau pauvre en isotopes, ce qui, en contrepartie, a occasionné l'enrichissement des océans en isotopes. Cette variation de la teneur isotopique des océans est confirmée par l'analyse des prélèvements des foraminifères dans les fonds océaniques. Les analyses du profil $\delta_P(D)$ de Vostok montrent une oscillation du climat entre des périodes chaudes (comme ces derniers millénaires) et de périodes très froides (glaciations) dont la dernière remonte à 20 000 ans. La **théorie de Milankovic** explique ces variations périodiques par celles des caractéristiques orbitales de la Terre autour du Soleil ainsi que de l'axe de rotation terrestre (précession des équinoxes, nutation, etc.).

3 – Les aérosols et les gaz solubles piégés dans la glace

Lors de la nucléation de la vapeur d'eau dans les nuages, les *aérosols* présents dans l'atmosphère sont piégés dans les gouttelettes d'eau résultant de cette nucléation. La transformation de l'eau liquide en glace ou en flocons de neige s'accompagne alors d'un transfert des aérosols dans la phase solide.

La teneur en aérosols de la phase solide dans le nuage est liée au **degré de givrage**, défini par le taux

de capture des gouttelettes surfondues par la phase solide, et ce taux est proportionnel à la proportion de la phase liquide dans le nuage ainsi qu'à la taille et à la distribution spatiale des phases solide et liquide dans le nuage.

S'agissant des **gaz solubles**, leur incorporation dans la phase solide s'effectue directement par diffusion de la vapeur d'eau et collage de celle-ci sur la phase solide (glace, neige). On démontre, en appliquant la thermodynamique statistique, que la teneur en gaz de la phase solide, G , est proportionnelle à la pression partielle du gaz p_G , au coefficient de collage du gaz sur la phase solide α_G , et inversement proportionnelle à la pression partielle de l'eau dans la phase vapeur p_{H_2O} et au coefficient de collage de l'eau sur la phase solide α_{H_2O} :

$$G = \frac{\alpha_G p_G}{\alpha_{H_2O} p_{H_2O}} \sqrt{\frac{M_{H_2O}}{M_G}} \quad (5)$$

où M sont les masses molaires.

Lorsque la phase solide est formée, le gaz est adsorbé par elle et diffuse à l'intérieur tant que la concentration du gaz reste inférieure à la solubilité du gaz dans la phase solide (cette solubilité dépend de la pression partielle de gaz en phase vapeur, ainsi que de la température, voir article « [dissolution](#) », § 1.3.9). Le gaz est également incorporé dans la phase solide lorsque les gouttelettes en surfusion qui le contiennent entre en collision avec les cristaux, ce qui a pour effet de rompre l'état surfondu et de provoquer la transition liquide → solide pour la gouttelette, libérant ainsi le gaz dans le solide.

La détermination des conditions de piégeage des gaz solubles dans la glace ou la neige rencontre cependant de grandes difficultés :

- Le coefficient de collage sur la glace est difficile à déterminer aux basses températures (inférieures à -15°C).
- Les conditions pour que la gouttelette qui a subi une rupture de son état de surfusion reste liée à la phase solide sont difficiles à déterminer.
- Le processus d'adhésion des aérosols sur les surfaces de glace ou de neige peut être perturbé par les irrégularités de la surface provenant des effets du vent, ou encore par les effets de réémission des aérosols vers l'atmosphère (suite à leur arrachement par exemple), ou encore aussi par leur destruction par photolyse ou réactions chimiques diverses. Tous ces processus sont difficiles à étudier et surtout à reconstituer pour l'époque passée.

Il est possible de mesurer aujourd'hui la concentration de gaz piégé dans un volume unitaire de neige ou de glace, pour une concentration de ce même gaz dans un volume unitaire de l'atmosphère située juste au-dessus de la zone explorée, ce qui s'appelle le « rapport r » :

$$r = \frac{[gaz]_{\text{neige, glace}}}{[gaz]_{\text{atmosphère}}}$$

(r est donné en masse de gaz dans 1 gramme de neige/ masse de gaz dans 1 m³ d'air). On admet que r reste inchangé au cours du temps, pourvu qu'aucune évolution climatique significative ne soit survenue au cours de la période concernée (r change lorsqu'il y a transition entre période glaciaire et période chaude). Dans ce cas, la connaissance de la quantité de gaz piégée dans la neige ou la glace permet une reconstitution de la concentration de ce gaz dans l'atmosphère.

4 – Les bulles d'air piégées dans la glace

Une couche de neige déposée sur de la glace s'enfonce dans celle-ci progressivement sous l'action de nouvelles précipitations. Dans les couches les moins profondes ($z < 80$ cm environ) la neige s'est transformée en névé (neige d'une densité relativement importante, environ 800 kg/m³) sous l'action suivante :

A la surface les flocons de neige, dont les cristaux présentent des pointes et des creux au départ,

finissent par prendre une forme quasi-sphérique. Cette transformation est due au **processus de Kelvin**: les pointes s'évaporent plus vite que les creux et se recondensent en ceux-ci, ce qui va conduire à un lissage de la surface. Il en résulte un accroissement de la densité du solide.

Pour des densités supérieures à 800 kg/m^3 l'air interstitiel présent entre les pics et les creux des flocons est piégé sous forme de bulles sous l'action de la densification du névé. La proportion de volume creux et fermé, susceptible d'abriter une bulle d'air, dans un volume donné de névé, s'appelle la **porosité fermée** : elle représente donc le potentiel de piégeage des bulles d'air. Au-dessus de 800 kg/m^3 , on s'attend donc à ce qu'elle augmente avec la densité. Mais au-delà d'une certaine profondeur (typiquement 100 m), donc d'une certaine densité (typiquement 830 kg/m^3), tout le volume interstitiel d'air s'est retrouvé piégé sous forme de bulles d'air fermées car le névé s'est transformé complètement en glace, et par conséquent la porosité fermée décroît (figure 3), ce qui correspond à un volume de 100 cm^3 d'air dans 1 kg de glace.

Enfin, à partir d'une densité de 920 kg/m^3 de glace, les bulles d'air disparaissent parce que, à ces profondeurs (plus de 130 m), la pression est telle que l'air qu'elles contenaient a diffusé dans le réseau des molécules d'eau qui forme la glace, ce qui donne une structure de clathrates, cages de molécules d'eau renfermant des molécules d'air.

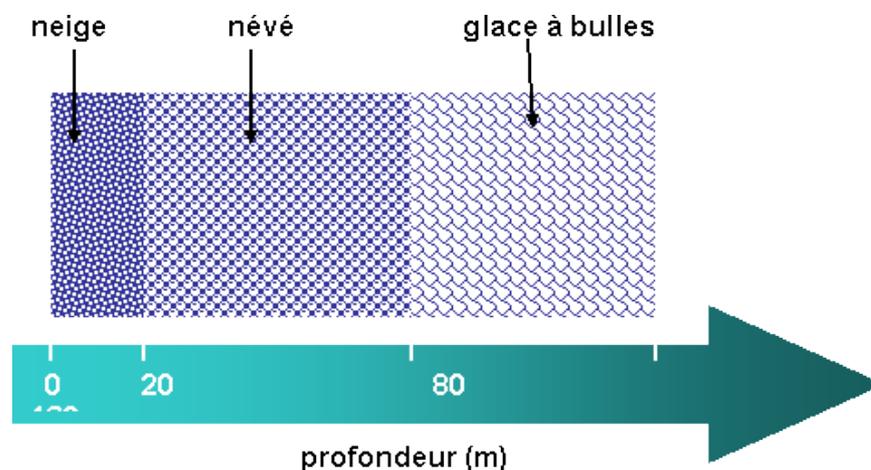
Nous avons vu que la teneur en isotopes de la glace renseigne sur l'environnement à l'époque de sa formation. On pourrait croire que l'air, ou tout autre gaz, emprisonné dans la glace renseigne aussi sur la composition atmosphérique à ce même âge. Il n'en est rien : l'air ou le gaz emprisonné dans la glace est plus jeune que la glace environnante parce que la transformation du névé en glace emprisonnant des bulles nécessite une durée assez longue, allant de quelques dizaines d'années à plus de 2000 ans selon les sites. Par exemple, pour le site de Vostok, où il neige peu en comparaison des sites plus «chauds» (Summit au Groenland par exemple) la différence d'âge entre l'air emprisonné et la glace est de 2900 ans (Elle n'est que de 220 ans pour Summit, et 40 ans pour le site DE08 en Antarctique).

Ceci a pour conséquence importante, vis-à-vis de l'étude du changement climatique actuel et futur, que les échantillons de Vostok ne peuvent pas présenter les traces des gaz à effet de serre émis récemment (150 ans), tandis que ceux de Summit, et a fortiori DE08, le peuvent.

D'autres sources d'incertitude dans la datation des gaz emprisonnés dans la glace sont :

- Le risque d'une extraction incomplète du gaz lors du prélèvement, une partie réagissant avec d'autres composés.
- La surévaluation de la quantité de CO_2 dans la glace du Groenland, par rapport à celle évaluée dans les glaces de l'Antarctique : cette différence ne peut pas s'expliquer par des processus atmosphériques, donc la glace du Groenland archive mal les événements atmosphériques pour des raisons encore inconnues et faisant l'objet d'études (réactions chimiques...)

La reconstitution de la composition gazeuse de l'atmosphère aux époques passées au moyen de l'archivage glaciaire peut être entachée d'incertitudes importantes si l'on ne tient pas compte de tous les processus physico-chimiques des interactions gaz-glace.



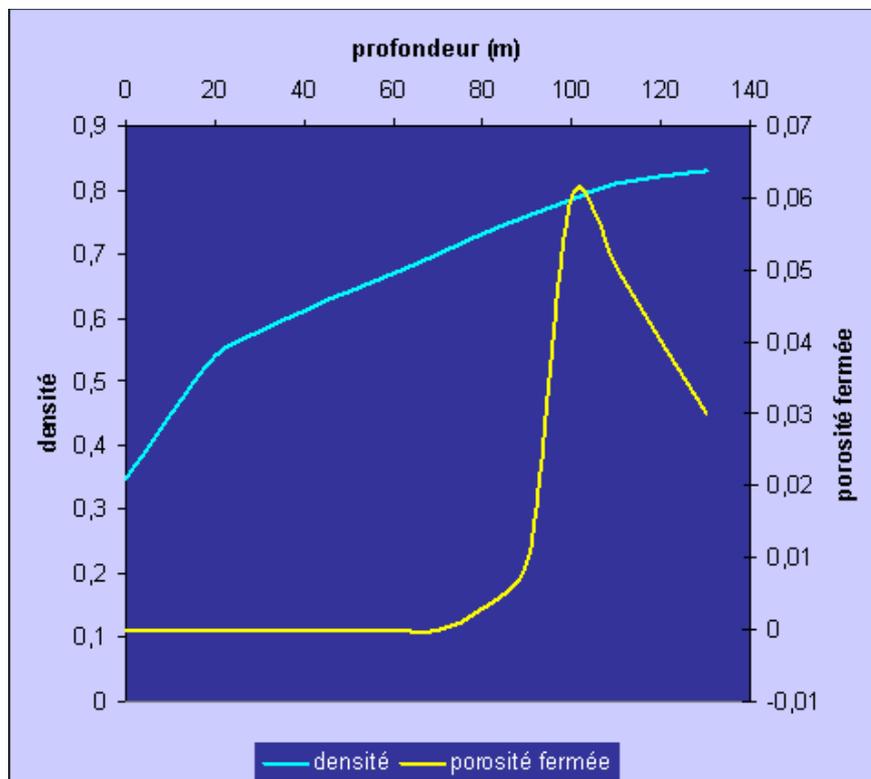


figure 3 – densité de la neige dans la glace et porosité fermée ; structure de la neige dans la glace en profondeur (cas de Vostok)

5 – Datation de la glace

La méthode de base de la datation de la glace repose sur la stratigraphie. Elle consiste à repérer dans les couches de glace des enregistrements provenant d'un phénomène atmosphérique à caractère périodique (ou saisonnier), dont on connaît déjà la période. Ainsi, à chaque fois que l'on rencontre à une profondeur donnée de la glace un tel enregistrement on estime que l'âge de cette couche doit être incrémenté de la période du phénomène saisonnier par rapport à la dernière couche présentant le même type d'enregistrement.

La fiabilité de la méthode suppose que l'on ait affaire à :

- un phénomène saisonnier parfaitement identifié, dont les caractéristiques périodiques sont bien connues et invariables sur une grande échelle de temps ;
- une couche de glace qui enregistre bien le résultat issu de ce phénomène saisonnier ;
- un enregistrement qui n'a pas pu se modifier au cours du temps à l'intérieur de la calotte glaciaire suite à divers processus physico-chimiques.

Or les régions très froides (comme Vostok) présentent l'inconvénient que les couches de neige sont très minces, ce qui entraîne une érosion de la surface de la glace par les vents, d'où résulte un mélange des couches superficielles.

La température, et par conséquent les teneurs isotopiques de l'eau de la glace, est un paramètre saisonnier du fait des processus périodiques du mouvement de la Terre sur elle-même et autour du Soleil. Il en est de même pour certains composés chimiques inclus dans les glaces, les aérosols dont l'origine est la biosphère dont les quantités présentent des minima et des maxima périodiques.

Il faut néanmoins tenir compte du fait que, aux fortes profondeurs, tous ces constituants subissent des transformations dues aux pressions élevées qui y règnent, ce qui est une difficulté pour la datation.

Pour se prémunir de ces difficultés, les méthodes stratigraphiques sont complétées par le recours à des horizons repères. Cette méthode consiste à identifier dans la glace la trace d'événements à caractère exceptionnel dont on connaît l'âge par ailleurs. Ces enregistrements permettent de recalibrer les âges associés par la stratigraphie classique aux relevés analysés.

Comme exemples d'horizons repères nous avons :

- Les horizons de sources éruptives : les volcans envoient dans l'atmosphère des quantités énormes de SO₂ (plusieurs dizaines de millions de tonnes pour une éruption volcanique comme celle du Tambora) jusque dans la stratosphère, ce qui permet au gaz de circuler au-dessus d'une grande partie de la surface terrestre. Ces gaz se retrouvent donc piégés dans les glaces des zones polaires et des glaciers alpins.
- Les horizons de source rayons cosmiques : nous savons que, voici 41000 ans, suite à une modification du champ magnétique terrestre, les rayons cosmiques ont atteint la troposphère avec une intensité inhabituelle. Leur interaction avec l'azote N₂ de l'air a produit une grande quantité de béryllium ¹⁰Be que l'on retrouve dans les calottes glaciaires de l'Antarctique et du Groenland.
- Les horizons liés au transport du sable par les vents : les glaciers alpins enregistrent les particules de sable transportés depuis le Sahara par le vent.
- Les horizons d'origine artificielle, comme les explosions nucléaires aériens réalisés au titre d'essais entre 1950 et 1975, auxquels il faut ajouter l'accident de Tchernobyl (Ukraine) en 1986. Les produits de fission libérés dans la stratosphère, bénéficiant du transport stratosphérique au-dessus d'une grande partie de la surface terrestre (excepté ceux de Tchernobyl limités à la troposphère) ont été capturés par les couches de glace (strontium ⁹⁰Sr, césium ¹³⁷Cs, rayonnement β notamment...). Dans le cas de Tchernobyl ce sont surtout les glaciers des Alpes en Europe qui ont enregistré cet événement repère.

Une autre méthode pour affiner la datation de la glace en profondeur, plus applicable pour les glaciers que pour les calottes polaires, consiste à utiliser les modèles d'écoulement de la glace (méthode rhéologique). Ces méthodes, validées par des mesures sur le terrain ou par satellites, permettent de prédire comment évoluent dans le temps les couches superficielles du glacier vers les couches profondes au cours du glissement : il est donc possible d'associer une date à une couche du glacier concerné. La méthode est rendue difficile en présence d'une quantité importante de névé dans les couches superficielles, parce que l'on connaît mal leur rhéologie.

Une autre source de difficulté réside dans la présence de nappes d'eau sous-glaciaires qui modifient les conditions de glissement de la masse de glace.

De ce qui précède, il s'avère nécessaire de recourir à plusieurs méthodes pour dater la glace afin d'assurer un recoupement des résultats : il n'y a pas de méthode qui soit une panacée universelle !

Bibliographie

- [1] Robert Delmas, Gérard Mégie, Vincent-Henri Peuch : *Physique et chimie de l'atmosphère* – Belin, 2005
- [2] J. Jouzel, C. Lorius : *Utilisation des isotopes stables de l'eau en climatologie et paléoclimatologie, l'exemple des glaces polaires* – Mémoire de la Société Géologique de France, n° 162, 189-198 (1994)
- [3] sous la direction de Jean-Yves Daniel – André Brahic, Michel Hoffert, André Schaaf, Marc Tardy : *Sciences de la Terre et de l'univers* – Vuibert, 2000
- [4] D. Raynaud, T. Blunier, Y. Ono, R. J. Delmas : *The late quaternary history of atmospheric trace gases and aerosols, interactions between Paleoclimate, In Global change and the future* – K. D. Alverson, R. S. Bradley et T. F. Pedersen, Springer, Berlin (2002)
- [5] Oerlemans, J., 2005: *Extracting a climate signal from 169 glacier records*. Science, 308, 675-677