

La datation des archives glaciaires

Frédéric Parrenin¹, Amaëlle Landais²

1. Institut des géosciences de l'environnement, Saint-Martin-d'Hères

2. Laboratoire des sciences du climat et de l'environnement, Saclay

frederic.parrenin@univ-grenoble-alpes.fr

Résumé

Les glaces en Antarctique et au Groenland sont une archive de premier plan pour reconstruire le climat du Quaternaire. Une datation précise est nécessaire pour exploiter cette archive. Les méthodes de datation peuvent être tirées de l'analyse de la glace, des bulles d'air piégées, de la comparaison à d'autres archives ou aux variations des paramètres orbitaux de la Terre, ou de la modélisation du processus de sédimentation glaciaire. Ces méthodes étant complémentaires, un modèle probabiliste a été développé pour les combiner de manière optimale.

Abstract

The dating of glacial archives

Ice samplings from Antarctica or Greenland form an exceptional archive to reconstruct the Quaternary climate. An accurate chronology is necessary to exploit this archive. Dating methods can be derived from the analysis of ice, or enclosed air bubbles, from the comparison to other archives or to variations of orbital parameters of the Earth, or from the modelling of the glacial sedimentation process. These methods being complementary, a probabilistic model has been developed to combine them in an optimal manner.

La richesse du témoignage qu'apportent les grands forages glaciaires de l'Antarctique et du Groenland (figure 1) sur les variations passées de notre climat et de notre environnement est reconnue bien au-delà de la communauté des glaciologues. De façon unique, les glaces permettent de reconstituer, à partir d'une même archive, les variations locales du climat et celles de la composition de l'atmosphère qui, elles, sont pour partie globales. L'exploitation des informations qu'offrent les archives glaciaires nécessite la datation aussi précise que possible de ces différents enregistrements. Là aussi, la glace a ses spécificités.

La première tient au fait que la glace résulte du tassement des couches de neige sous leur propre poids. En surface, la neige est très peu dense (entre 0,3 et 0,4 g/cm³) : l'air circule librement dans les premiers mètres de ce milieu poreux, le névé, puis plus difficilement en profondeur, car la densité augmente et la porosité diminue. Quand cette densité est supérieure à environ 0,83 g/cm³ (à partir de 100 mètres de profondeur au centre de l'Antarctique), l'air est piégé dans la glace sous la forme de bulles et est isolé de l'atmosphère. En profondeur, sous l'effet de la pression, ces bulles se compriment, puis se transforment en clathrates : les molécules de gaz sont intégrées à la structure cristalline de la glace. L'air est donc plus jeune que la glace qui l'emprisonne. Pour dater les archives glaciaires, dont certains des signaux sont inscrits dans la glace, d'autres dans les bulles d'air, nous avons donc besoin de deux chronologies distinctes.

Les couches de glace ne se prêtent pas à l'utilisation de méthodes radioactives comme le carbone 14 ou l'uranium-thorium. La datation au carbone 14, par exemple, ne peut être

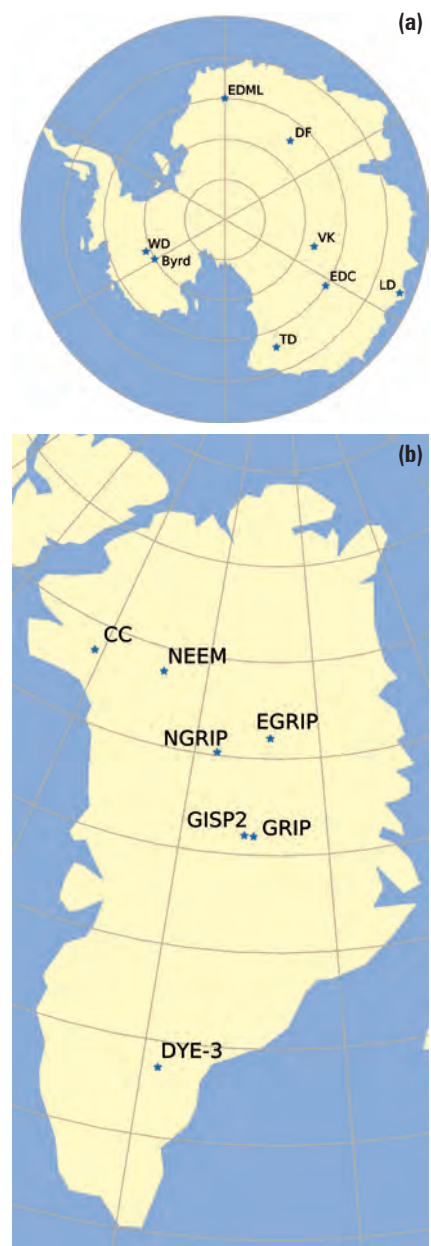


Figure 1. Cartes des principaux forages. (a) Antarctique : Epica Dome C (EDC), Vostok (VK), Dome Fuji (DF), Vais Divide (WD), Epica Dronning Maud Land (EDML), Talos Dome (TD), Law Dome (LD), Byrd. (b) Groenland : GRIP, GISP2, DYE-3, Camp Century (CC), NorthGRIP (NGRIP), NEEM, EastGRIP (EGRIP).

utilisée qu'exceptionnellement, quand on trouve des débris végétaux ou que l'on extrait des quantités suffisantes de dioxyde de carbone. Même si les quantités de glace nécessaires à la datation au carbone 14 ont diminué depuis l'avènement de la spectrométrie de masse par accélérateur de particules, les dates obtenues ne sont que des valeurs moyennes sur quelques mètres de glace. De plus, cette méthode est inapplicable au-delà de quelques dizaines de milliers d'années en raison de la décroissance radioactive du carbone 14 dont la demi-vie est de 5 730 ans.

Les datations mises au point par les glaciologues sont alors fondées sur des méthodes complémentaires, à partir : des analyses sur la glace, des analyses sur l'air piégé, de la comparaison avec d'autres enregistrements datés ou avec les variations des paramètres orbitaux, mais aussi de la modélisation du processus de sédimentation glaciaire (modélisation de l'accumulation de la neige, du piégeage de l'air et de l'écoulement de la glace). L'objectif de cet article sera de décrire ces différentes méthodes de datation. Ensuite, nous décrirons une technique probabiliste, communément appelée « méthode inverse », qui consiste à regrouper ces différentes sources d'information chronologique afin d'obtenir une datation optimale et d'en évaluer l'intervalle de confiance.

Datation par les mesures dans la glace

Le comptage des couches annuelles

Sur les calottes polaires et sur les glaciers, nombre des propriétés de la neige diffèrent selon qu'elle s'accumule l'été ou l'hiver. Par exemple, l'été, les poussières sont plus abondantes dans la neige, car pendant cette saison les vents sont favorables au transport des poussières vers les pôles. On peut donc reconnaître des couches annuelles soit visuellement, soit par analyse chimique, soit par analyse isotopique. Le comptage des couches annuelles est ainsi une méthode simple de datation, pourvu que l'accumulation de neige soit suffisante et que la stratigraphie ne soit pas détruite par l'action du vent qui mélange les couches près de la surface. Pour cette raison, le

comptage des couches est impossible dans les régions centrales du plateau Antarctique où sont situés les forages profonds de Vostok, du Dôme C et du Dôme Fuji, mais il l'est sur l'ensemble du Groenland et sur les régions côtières de l'Antarctique.

Le Greenland Ice Core Chronology 2005 (GICC05), grand projet de comptage systématique des couches annuelles réalisé par l'équipe danoise du Niels Bohr Institute à Copenhague, est basé sur l'analyse des carottes de DYE-3, Grip et NorthGrip, et s'étend aujourd'hui sur les 60 000 dernières années (Svensson *et al.*, 2008). Un travail similaire a été effectué sur des carottes à taux d'accumulation suffisamment élevé en Antarctique (Wais Divide et pôle Sud) et au Groenland (EGRIP).

Les glaciologues ont recours à divers enregistrements saisonniers pour identifier des couches annuelles (figure 2). Aucun des indicateurs n'est parfait, mais, combinés, ils autorisent une datation annuelle tant que l'épaisseur des couches, qui s'amincissent en s'enfonçant dans la calotte, reste suffisante. Pour GICC05, le comptage a

été effectué par différentes personnes et sur différentes carottes ; les résultats obtenus indépendamment sont comparés de façon à minimiser les erreurs d'appréciation. Par ailleurs, chaque couche « incertaine » a été répertoriée de façon à obtenir un intervalle de confiance sur la chronologie finale. Les erreurs sont faibles : inférieures à 2 % jusqu'à la dernière déglaciation (de -18 000 à -11 000 ans) et de l'ordre de 5 % avant cette période.

Les horizons volcaniques

Des horizons volcaniques peuvent être repérés dans les forages, aussi bien en Antarctique qu'au Groenland. Quelques événements sont suffisamment intenses ou se produisent suffisamment près du forage pour déposer des poussières (cendres) volcaniques visibles à l'œil nu. La plupart ne déposent que des aérosols de petite taille. On peut alors les repérer grâce aux analyses chimiques effectuées sur la glace : le sulfate en particulier présente de nombreux pics correspondant à des apports volcaniques qui sont facilement repérables, car ils dépassent largement les concentrations usuelles. Ces dépôts volcaniques modifient

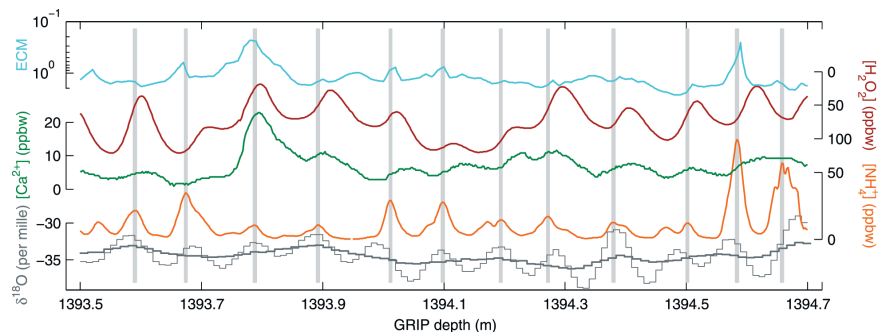


Figure 2. Exemple d'une section de 1,2 mètre de la carotte Grip d'un âge d'environ 8 800 ans avec les couches annuelles marquées par des barres verticales grises. De haut en bas, les enregistrements utilisés pour repérer les couches annuelles sont : ECM, H₂O₂, Ca²⁺, NH₄⁺ et δ¹⁸O. Pour ce dernier indicateur, la ligne épaisse représente les données brutes et la ligne fine les données après correction de l'effet de diffusion. Extrait de Rasmussen *et al.* (2006).

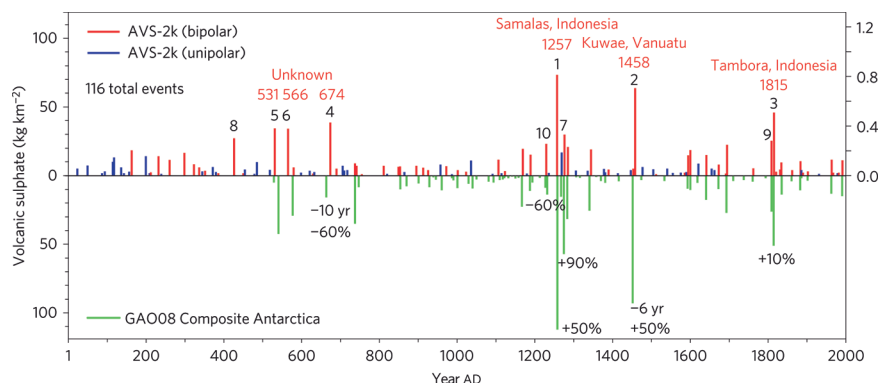


Figure 3. Intensité des éruptions volcaniques des derniers 2 000 ans. Les éruptions impactant l'hémisphère Nord sont en bleu, celles de l'hémisphère Sud en vert, les éruptions globales sont indiquées en rouge. Extrait de Sigl *et al.* (2014).

également l'acidité de la glace, ce qui permet de les repérer en mesurant sa conductivité.

Pour les derniers millénaires, bon nombre de ces événements volcaniques sont datés par différentes méthodes (Sigl *et al.*, 2014) : soit par le comptage des couches pour les sites à suffisamment forte accumulation, soit par des écrits historiques, soit par datation sur du matériel volcanique proche du volcan en question, notamment par la méthode au carbone 14 appliquée à des débris biologiques (par exemple, les arbres pris dans les laves). À partir d'une datation glaciologique approximative, ces événements peuvent en général être identifiés dans les carottes grâce à leur intensité. Ils permettent également de relier stratigraphiquement deux forages (figure 3).

Avant l'Holocène (les derniers 11 000 ans), seules quelques couches de cendres peuvent être datées précisément. L'analyse chimique de ces cendres permet sans ambiguïté l'identification de l'éruption volcanique d'origine. Cette signature peut parfois être mise en relation avec celle du matériel volcanique présent à proximité d'un volcan. Ce matériel volcanique peut, lui, être daté par des méthodes radiochronologiques classiques.

Les variations du champ magnétique et de l'activité solaire

Le béryllium 10 (^{10}Be) et le carbone 14 (^{14}C) sont tous deux produits dans la haute atmosphère par le flux de particules cosmiques. Ce flux est modulé d'une part par le champ magnétique du vent solaire qui dévie les particules chargées et d'autre part par le champ magnétique terrestre. À la différence du béryllium 10, dont le flux de dépôt à la surface de la Terre est pratiquement directement lié à la production dans la haute atmosphère, la composition en carbone 14 de l'atmosphère est également modulée par les échanges entre les différents réservoirs de carbone terrestres. Mais les variations majeures de ces deux indicateurs (^{14}C et ^{10}Be) sont concomitantes.

Le béryllium 10 peut être mesuré avec précision dans les carottes de glace, aussi bien en Antarctique (Raisbeck *et al.*, 2007) qu'au Groenland (Beer *et al.*, 2006). On transpose ainsi la datation par comptage des couches annuelles du Groenland sur les carottes Antarctique pour l'Holocène ou pour

l'anomalie du champ magnétique terrestre de Laschamp survenue il y a environ 41 000 ans (Raisbeck *et al.*, 2007).

Le carbone 14, quant à lui, est mesuré dans les cernes des arbres, qui sont répertoriés très précisément pour les derniers 12 550 ans grâce à la dendrochronologie (Reimer *et al.*, 2013). On transpose ainsi cette datation sur les carottes de glace lorsque les variations de l'activité solaire sont suffisamment importantes pour synchroniser les deux indicateurs. Cette méthode a permis de dater la partie Holocène des carottes de glace Antarctique pour lesquelles le comptage des couches n'est pas possible.

Enfin, les anomalies importantes du champ magnétique terrestre peuvent être repérées dans d'autres types d'archives, comme les laves volcaniques qui peuvent être datées par les méthodes argon/argon ou potassium/argon. L'anomalie de Laschamp est ainsi datée avec une relativement bonne précision (Guillou *et al.*, 2004). La transition de Bruhnes-Matuyama, plus ancienne (il y a environ 790 000 ans), a fait l'objet d'études récentes pour fournir la datation la plus précise possible (Sagnotti *et al.*, 2016).

Datation par les mesures dans les bulles d'air

Une complication : la différence d'âge entre la glace et l'air

Le névé marque la transition entre la neige qui tombe en surface et la glace en profondeur. Selon les sites et en particulier les conditions de température et d'accumulation en surface, son épaisseur varie grossièrement de 50 m (Groenland) à 120 m (Antarctique central). Sa densité varie entre la densité de surface (typiquement $0,4 \text{ g/cm}^3$) et la densité à la profondeur de fermeture, c'est-à-dire la profondeur à laquelle les pores se ferment (typiquement $0,83 \text{ g/cm}^3$). À cette profondeur, où l'on considère le stade glace atteint, l'air est piégé sous la forme de bulles isolées et ne circule plus.

L'étude du transport des gaz dans le névé a conduit à l'élaboration d'un modèle simple (Sowers *et al.*, 1992) à

partir duquel nous pouvons distinguer quatre zones dans le névé (figure 4) :

- la zone convective, située juste en dessous de la surface. La convection dans cette zone résulte d'une part du gradient thermique, d'autre part de l'action des vents de surface. L'épaisseur de cette zone est en général faible (moins de 5 mètres), mais pourrait atteindre 20 mètres pour des sites soumis à un vent fort, avec des reliefs en surface (dunes) et des fractures larges dans la structure du névé permettant à l'air de se mélanger ;
- la zone diffusive, dans laquelle la colonne d'air est statique (sans convection). Le mouvement se fait à l'échelle moléculaire (diffusion) et on observe dans cette zone des fractionnements élémentaires et isotopiques. Par exemple, les molécules les plus lourdes se déplacent préférentiellement vers les zones froides et basses, tandis que les molécules légères migrent davantage vers les zones chaudes et élevées ;
- la zone non diffusive, à l'intérieur de laquelle les pores sont presque fermés et où la diffusion moléculaire devient négligeable. La composition des bulles n'est plus modifiée, bien que la pression totale puisse encore évoluer ;
- la zone de fermeture des bulles ou zone de fermeture, à la base du névé. Les bulles de gaz se ferment et l'air est piégé à l'intérieur. Comme mentionné plus haut, la densité dans cette zone est voisine de $0,83 \text{ g/cm}^3$.

Le sommet de la zone non diffusive correspond à une profondeur critique au-dessus de laquelle l'air contenu dans l'espace poreux du névé est encore en contact avec l'atmosphère. Alors que la neige, à cette profondeur, s'est déposée depuis plusieurs centaines ou milliers d'années, l'air, lui, en est encore quasiment à l'âge « zéro », c'est-à-dire à

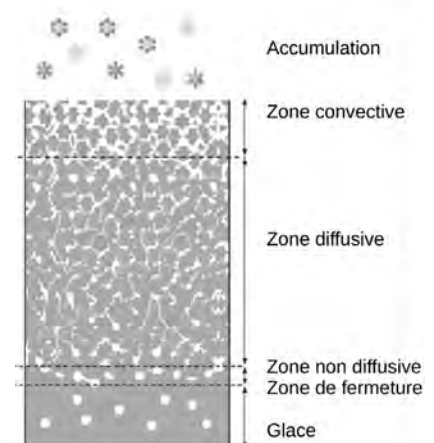


Figure 4. Transformation progressive de la neige en glace dans un névé. Adapté de Sowers *et al.* (1992).

l'âge de la neige en surface. Par conséquent, à n'importe quelle profondeur d'une carotte de glace, l'air contenu dans une bulle d'air piégée est toujours plus jeune que la glace qui l'entoure. La différence d'âge entre la glace et les bulles d'air est appelée et notée Δ âge. Exprimé autrement, on trouve de l'air ayant le même âge que la glace à une plus grande profondeur, cette différence de profondeur étant notée Δ profondeur.

La synchronisation Groenland-Antarctique par le méthane

La connaissance du décalage glace-air permet de transférer des informations chronologiques de l'air vers la glace. Par exemple, des variations caractéristiques du méthane des bulles d'air permettent de synchroniser différentes carottes de glace, même issues de pôles différents. Ainsi, les événements de Dansgaard-Oeschger (D-O) (encadré 1) ont été repérés pour la première fois dans les carottes de glace du Groenland et correspondent à des variations abruptes de température durant la dernière période glaciaire (Johnsen *et al.*, 1992). Des variations synchrones (à quelques dizaines d'années près) sont également observées dans la teneur atmosphérique en méthane (Epica community members, 2006) que l'on mesure dans les bulles d'air aussi bien dans la glace de l'Antarctique que dans celle du Groenland. Le méthane mesuré dans l'air est donc un puissant outil de synchronisation.

Les méthodes ^{40}Ar et ^{81}Kr

La décroissance radioactive du potassium 40 (^{40}K) depuis le manteau terrestre conduit à une augmentation de la concentration d'argon 40 (^{40}Ar) dans l'atmosphère. En mesurant le rapport isotopique $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ (exprimé sous la notation $\delta^{40}\text{Ar}$), il est ainsi possible d'avoir une estimation de l'âge de l'air piégé dans les bulles. À partir de la mesure du $\delta^{40}\text{Ar}$ dans des bulles d'air datées par ailleurs dans la carotte d'EDC, on a pu estimer un taux d'augmentation d'environ 0,066 ‰ par million d'années (Bender *et al.*, 2008), ce qui reste très faible comparé à la précision des mesures de l'ordre de 0,020 ‰ du $\delta^{40}\text{Ar}$ piégé dans les bulles d'air qui est aussi affecté par les fractionnements thermiques et gravitationnels dans la zone diffusive du névé. L'erreur associée à chaque détermination d'âge reste donc importante, de l'ordre de 100 000

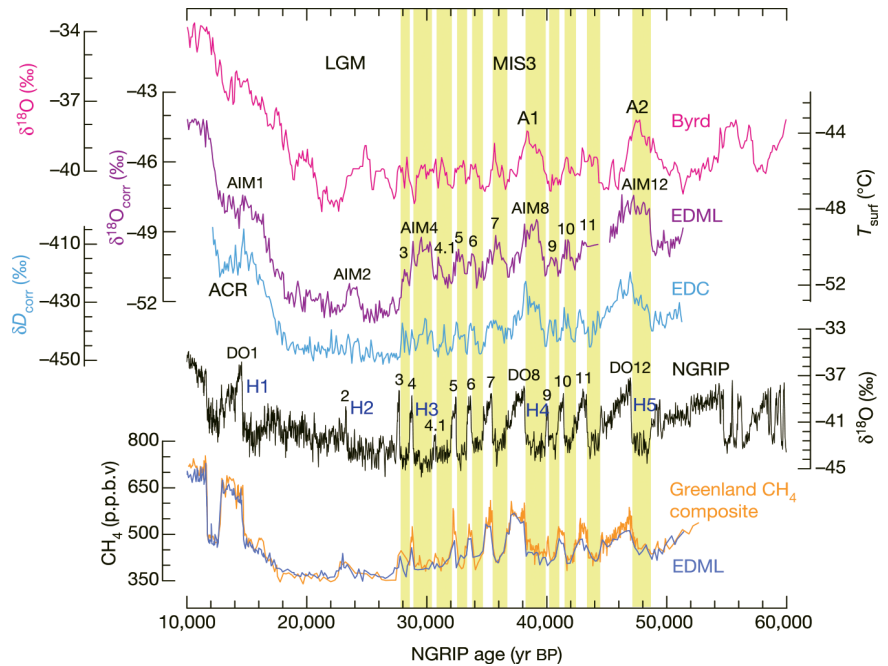


Figure 5. Synchronisation méthane et explication de la bascule bipolaire. Les trois courbes en haut représentent les variations isotopiques de la glace enregistrées dans trois forages antarctique : Byrd, EDML et EDC. La courbe en noir au milieu représente les variations isotopiques de la glace au Groenland à partir du forage NGRIP. Les deux courbes du bas représentent le méthane enregistré au Groenland et à EDML qui a permis la synchronisation. La bascule bipolaire décrit le fait que, sur la variabilité millénaire à centennale de la dernière période glaciaire, l'Antarctique se réchauffe (respectivement se refroidit) pendant les phases froides (respectivement chaudes) du Groenland. Extrait de Epica community members (2006).

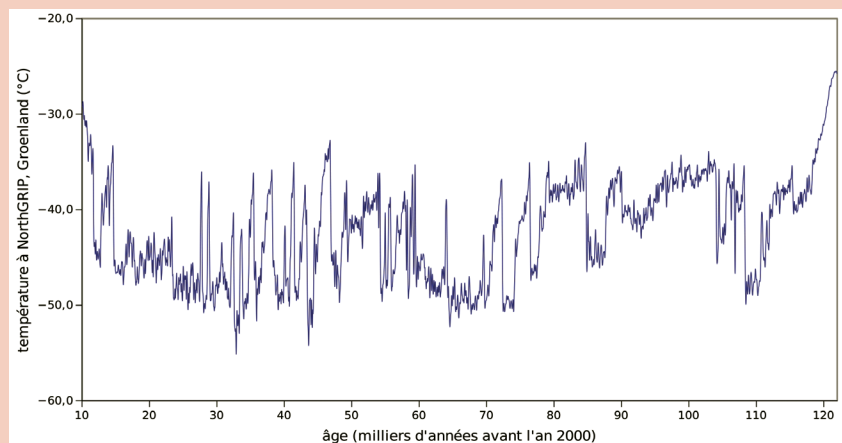
1. Les événements de Dansgaard-Oeschger

Les événements de Dansgaard-Oeschger (D-O) sont des variations rapides du climat survenues lors des dernières périodes glaciaires. Au Groenland, ils prennent la forme d'un réchauffement rapide (de 5 à 16 °C) survenu en quelques décennies, suivi d'un refroidissement plus graduel. Les phases froides des D-O sont appelés les stades et les phases chaudes les interstades. La durée typique d'un cycle D-O est très variable, de 200 ans à plus de 3 000 ans.

Bien qu'initialement découverts dans les glaces du Groenland, on retrouve des événements comparables en forme et en âge aux D-O dans une grande partie de l'hémisphère Nord, mais avec une amplitude pour le changement de température plus faible aux plus basses latitudes. Ces changements

sont aussi associés à des variations du cycle hydrologique, comme l'indiquent les enregistrements sur les spéléothèmes des grottes en Chine. À partir des glaces de l'Antarctique, on a pu identifier qu'à chaque événement de D-O est associé un événement (maximum isotopique d'Antarctique). En Antarctique, les changements de température sont plus graduels et asynchrones à ceux du Groenland.

Les causes et mécanismes des D-O ne sont à l'heure actuelle pas totalement établis. On sait que la circulation océanique, notamment dans l'Atlantique Nord, est susceptible de changer brusquement de mode de fonctionnement. Des purges des calottes polaires de l'hémisphère Nord, enregistrées dans les sédiments marins, ont pu jouer un rôle sur cette circulation océanique.



Variations de la température au Groenland depuis 120 000 ans.

à 200 000 ans minimum. La méthode devient aussi problématique pour les glaces voisines du substratum (les plus anciennes), où le taux d'argon 40 peut être augmenté (âge rajeuni) par le dégagement d'argon 40 présent dans le socle rocheux.

La demi-vie du krypton 81 (^{81}Kr) est de 229 000 ans (c'est-à-dire qu'il faut 229 000 ans pour que sa concentration soit réduite de moitié). La mesure de sa concentration atmosphérique en fait donc un outil particulièrement intéressant pour la datation des carottes de glace ayant jusqu'à 2 millions d'années, que la communauté des glaciologues prévoit de forer. La concentration de ^{81}Kr est cependant très difficile à mesurer, car il est très peu abondant dans l'atmosphère. La technique analytique utilisée pour ces mesures est une technique de comptage d'atomes individuels utilisant un piège magnéto-optique (*Atom Trap Trace Analysis*). Les premières mesures nécessitaient plusieurs dizaines de kilos de glace. Elles ont donc été effectuées sur la carotte horizontale de Taylor Dome, où de la glace âgée de plus de 100 000 ans affleure en surface (Buizert *et al.*, 2014). Depuis quelques années, la quantité de glace nécessaire aux mesures a été considérablement réduite. Désormais, 6 kg suffisent pour atteindre une incertitude de 10 % sur la détermination de l'âge absolu.

Datation par synchronisation sur d'autres archives : l'exemple des spéléothèmes

Les variations climatiques des événements de Dansgaard-Oeschger (voir encadré 1) sont visibles dans les spéléothèmes (concrétions calcaires dans les grottes) en Europe et en Asie, mais aussi en Amérique du Sud et dans l'océan Indien. Ces spéléothèmes peuvent être datés avec une précision de l'ordre de quelques centaines d'années à 1 ou 2 millions d'années sur les derniers cycles climatiques grâce à la méthode uranium/thorium. Ils fournissent donc un âge précis pour les transitions marquant les événements D-O et peuvent être utilisés comme référence chronologique si l'hypothèse est faite d'un synchronisme entre les variations enregistrées dans le $\delta^{18}\text{O}$ de la calcite des spéléothèmes des

basses latitudes (principalement Asie du Sud-Est pour les mieux datés) et les variations de méthane, principalement émis pas les zones humides des basses latitudes pendant les périodes glaciaires. La figure 6 montre un exemple de synchronisation potentielle entre la carotte de NorthGRIP et les spéléothèmes de la grotte Hulu en Chine. Cette méthode a été largement utilisée pour obtenir la datation de la carotte de WAIS au-delà du comptage de couches pendant la dernière période glaciaire (Sigl *et al.*, 2016).

Récemment, il a été suggéré à l'aide de modélisation du climat incluant les isotopes que les variations du $\delta^{18}\text{O}$ des bulles d'air ($\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$) pouvaient être alignées directement sur les variations de $\delta^{18}\text{O}_{\text{calcite}}$ des spéléothèmes des basses latitudes, ce qui permet de réduire les barres d'erreur de datation (Extier *et al.*, 2018). Cette possibilité d'aligner le $\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$ sur le $\delta^{18}\text{O}_{\text{calcite}}$ des spéléothèmes fait du $\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$ un nouvel outil enrichissant la palette de la synchronisation aux spéléothèmes.

Datation par calage sur les variations orbitales

L'évolution des paramètres orbitaux de la Terre lors des derniers millions d'années est connue avec une grande précision (Laskar *et al.*, 2004) et ces variations ont une signature dans la plupart des enregistrements climatiques (encadré 2). Il est donc naturel d'utiliser les variations

d'insolation pour dater les carottes polaires. L'incertitude de cette datation tient d'une part à l'hypothèse d'un déphasage constant entre variations orbitales et variations climatiques et, d'autre part, à la détermination de ce déphasage. L'intérêt d'une telle datation est d'avoir une incertitude à peu près constante de quelques milliers d'années tout au long du forage, notamment pour les parties profondes, dès lors qu'on arrive encore à compter les cycles orbitaux.

Les enregistrements de plusieurs paramètres des carottes de glace présentent de fortes variations dans les fréquences orbitales. Ils ont donc été utilisés pour le calage orbital des carottes de glace : ce sont le rapport deutérium/hydrogène D/H de la glace, indicateur de la température locale, et le $\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$. Sans rentrer dans le détail des mécanismes complexes régissant les variations de ce dernier indicateur, nous dirons simplement que le $\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$ montre un lien très fort avec la précession des équinoxes (encadré 2) sur les échelles des cycles orbitaux. Il est très facile de l'utiliser pour « compter » les cycles de précession, tout du moins pour les périodes pendant lesquelles ils sont bien marqués dans les variations orbitales. Cependant, le déphasage entre le $\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$ et l'insolation est très probablement variable au cours du temps du fait de l'interaction entre la variabilité millénaire et la variabilité orbitale ce qui limite la précision de la contrainte chronologique obtenue avec cet outil.

Des indicateurs plus directs de l'insolation locale ont également été proposés pour compléter la palette d'outils de datation orbitale. En particulier,

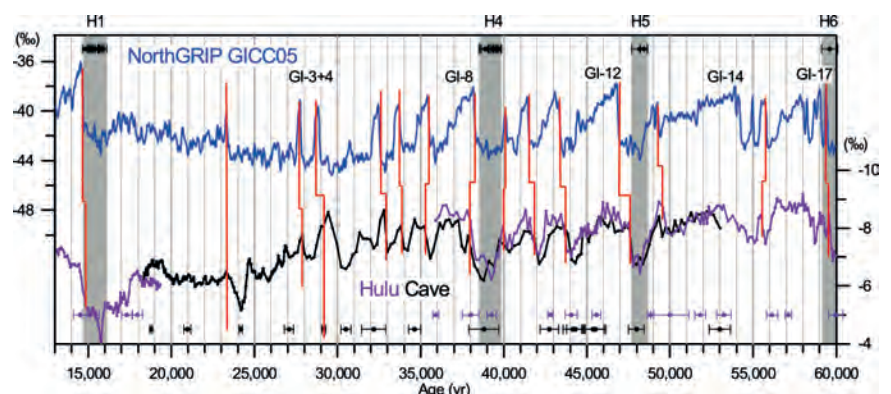


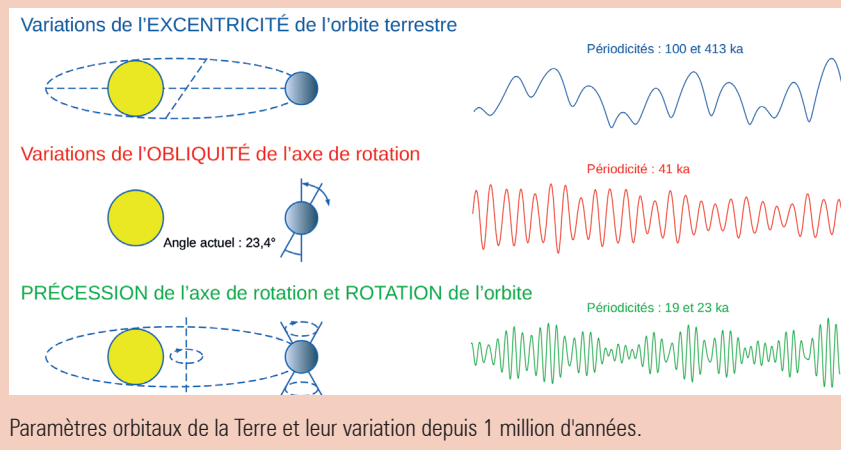
Figure 6. Les événements de Dansgaard Oeschger (GI, Greenland Interstadial) repérés dans la carotte de NorthGRIP (courbe bleue, datation GICC05) et dans les enregistrements de la grotte Hulu (courbes noire et violette, Wang *et al.*, 2001). Les points datés des enregistrements d'Hulu Cave par la méthode uranium/thorium sont marqués en bas de la figure (avec leur barre d'erreur). Les zones grisées représentent les événements de Heinrich tels que repérés dans les spéléothèmes du Brésil (Wang *et al.*, 2004). Leurs points datés par la méthode uranium/thorium sont également indiqués en haut de la figure. Extrait de Svensson *et al.* (2008).

2. Les paramètres orbitaux de la Terre

Il y a trois paramètres orbitaux qui influencent la quantité d'énergie solaire reçue par la Terre à une latitude et à une date donnée. L'orbite terrestre a une forme d'ellipse dont le Soleil est un foyer. L'excentricité mesure l'aplatissement de cette ellipse, sachant que le grand axe de l'ellipse est quasi constant et que c'est le petit axe qui varie. Cette excentricité a varié entre 0 et 6 % environ lors du dernier million d'années. L'excentricité induit une forme de saisonnalité, en phase entre le nord et le sud : la Terre reçoit plus d'énergie quand elle est au plus proche du Soleil (au périhélie) et moins lorsqu'elle est loin du Soleil (à l'aphélie). L'obliquité est l'angle entre l'axe de rotation de la Terre et la perpendiculaire au plan orbital. Elle est aujourd'hui de 23,4° et a varié entre environ 22° et 24,5° au cours du dernier million d'années. L'obliquité induit les saisons que l'on connaît, avec un angle incident du Soleil plus vertical et des jours plus longs en été. Les saisons sont en anti-phase entre le nord et le sud : c'est l'hiver dans le sud quand c'est l'été dans le nord et réciproquement. L'angle de précession est l'angle entre le grand axe de l'ellipse et le projeté de

l'axe de rotation de la Terre sur le plan orbital. Il conditionne la position de la Terre sur l'orbite au moment des saisons. Par exemple, à notre époque, la Terre se trouve au périhélie au début du mois de janvier, c'est-à-dire presque au solstice d'hiver de l'hémisphère Nord et à l'aphélie au début du mois de juillet, c'est-à-dire presque au solstice d'été de l'hémisphère Nord. Les saisons sont donc peu contrastées dans l'hémisphère Nord et très contrastées dans l'hémisphère Sud. Dans les calculs d'insolation, c'est le paramètre de précession qui importe. Celui-ci est égal à l'excentricité multipliée par le sinus de l'angle de précession.

Les paramètres orbitaux varient au cours du temps, à cause de l'attraction des autres planètes du Système solaire et à cause des couples mécaniques exercés par le Soleil et la Lune sur la Terre qui n'est pas parfaitement sphérique. L'excentricité varie avec des périodes principales de 100 000 et 413 000 ans. L'obliquité varie avec une période principale de 41 000 ans. La précession varie avec des périodes principales de 19 000 et 23 000 ans.



Paramètres orbitaux de la Terre et leur variation depuis 1 million d'années.

l'insolation locale en été modifie la structure de la neige en surface et cette signature reste présente jusqu'à la zone de fermeture. Cette modification de paramètres physiques dans le névé a un impact sur la teneur en air à la profondeur de piégeage et également sur des processus de fractionnement moléculaire entre O_2 et N_2 lorsque les pores se referment (O_2 plus petit que le N_2 étant préférentiellement expulsé lors de la fermeture des pores).

C'est Bender (2002) qui a pour la première fois suggéré que le rapport O_2/N_2 des bulles d'air qu'il analysait dans la carotte de Vostok dépendait de l'insolation locale au solstice d'été. Ce lien a été confirmé (figure 7) dans la première carotte forée à Dôme Fuji (Kawamura *et al.*, 2007).

En parallèle, Raynaud *et al.* (2007) ont montré que la teneur en air du forage EDC dépendait de l'insolation locale moyennée sur une période centrée sur le solstice d'été. Toutefois, pour ce deuxième indicateur, il faut également corriger des variations d'altitude à l'endroit de formation des bulles, qui a un impact sur la pression atmosphérique et donc sur le contenu en air de ces bulles.

La modélisation du processus de sédimentation

La glace présente l'énorme avantage, par rapport à d'autres archives, de pouvoir être datée à l'aide de modèles physiques décrivant le processus de sédimentation glaciaire. L'âge de la glace et de l'air dans le forage à une profondeur peut ainsi être calculé à partir : du taux d'accumulation initial de neige, du rapport entre l'épaisseur d'une couche dans le forage et son épaisseur initiale (ce rapport étant appelé fonction d'amincissement) et de la modélisation du processus de piégeage.

Évaluation de l'accumulation de surface

Dans les premières centaines de mètres, l'amincissement des couches de neige et de glace est faible et bien évalué par la modélisation. On peut ainsi déterminer l'accumulation de surface à partir d'horizons bien datés, comme les couches de cendres volcaniques. Au-delà, on utilise en général la composition isotopique de

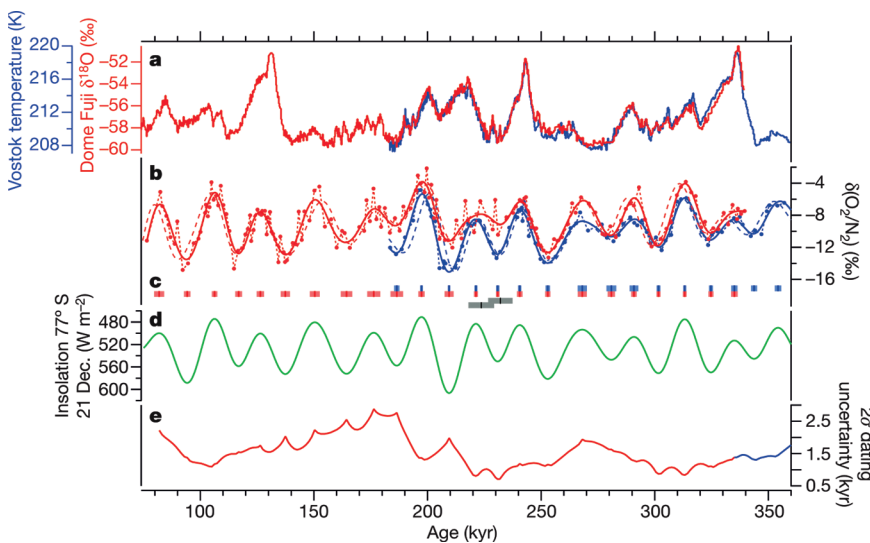


Figure 7. Calage orbital grâce à l'indicateur O_2/N_2 . (a) Composition isotopique de la glace et température à Vostok et Dôme Fuji. (b) Rapport O_2/N_2 (indiqué en notation δ) mesuré dans les bulles d'air à Dôme Fuji et Vostok. Les points sont les données brutes ; les lignes épaisses représentent les données filtrées. (c) Marqueurs d'âge déduits du calage avec l'insolation locale, avec les barres d'erreur 2σ . (d) Insolation du solstice d'été à 77° S utilisée comme cible de calage. (e) Incertitude 2σ de la datation O_2/N_2 . Extrait de Kawamura *et al.* (2007).

la glace (δD ou $\delta^{18}O$). Tout comme pour la température de surface, les mesures de terrain en Antarctique et au Groenland montrent en effet une bonne corrélation de la composition isotopique avec l'accumulation de neige en surface. Cette corrélation provient de la dépendance de la pression de vapeur saturante à la température. Il faut noter toutefois que cette corrélation ne prend pas en compte les phénomènes de redépôt de la neige par le vent, qui modifient l'accumulation sans forcément altérer la composition isotopique de la neige. Par ailleurs, les phénomènes cycloniques locaux vont affecter cette relation. Enfin, lorsque l'on extrapole cette relation aux variations temporelles d'accumulation, on doit tenir compte des variations de température et de composition isotopique à la source des masses d'air qui modifient également la composition isotopique de la glace (Uemura *et al.*, 2012).

Modèles d'écoulement de la glace

La glace est un solide au comportement viscoplastique dont on peut déterminer expérimentalement et théoriquement la relation entre contrainte et déformation. On peut ainsi simuler la trajectoire suivie au cours du temps par une particule de glace au sein du glacier pour aboutir à une chronologie. La modélisation du comportement de la glace au sein d'un inlandsis requiert non seulement une bonne connaissance des propriétés viscoplastiques du matériau, mais aussi des conditions aux limites de la calotte. Ces conditions aux limites sont : la température et l'accumulation de surface au cours du temps ; les conditions basales, comme le flux géothermique ou le taux de frottement sur le socle rocheux ; les conditions latérales du domaine considéré, puisqu'on utilise pour la datation des modèles locaux au voisinage des sites de forage. Ces conditions latérales sont généralement issues de simulations globales de la calotte polaire au cours du temps (Ritz *et al.*, 2001). On obtient ainsi la fonction d'amincissement du forage.

Modélisation du piégeage de l'air

Pour évaluer le décalage glace/air (Δ âge ou Δ profondeur), on doit évaluer :

- la densité du névé à la fermeture ;
- l'âge de l'air à la fermeture, évalué

grâce à un modèle de diffusion des gaz dans le névé (Buizert *et al.*, 2012) ;

– le profil de densité dans le névé, qui est déduit d'un modèle mécanique. Différents modèles mécaniques ont été publiés (voir par exemple Bréant *et al.*, 2017). Ces modèles prennent généralement en compte le glissement des grains de neige les uns par rapport aux autres, processus qui est dominant en surface, et la déformation des grains, qui devient dominante en profondeur.

Comme le montre la figure 9, la profondeur de fermeture calculée augmente lorsque l'accumulation augmente (l'advection verticale augmente) ou lorsque la température diminue (la densification est alors moins rapide).

Alternativement au modèle de névé, on peut utiliser les isotopes de l'azote pour évaluer la hauteur du névé. L'azote a une composition isotopique (exprimée comme $\delta^{15}N$) à peu près constante dans l'atmosphère aux échelles de temps étudiées dans les carottes de

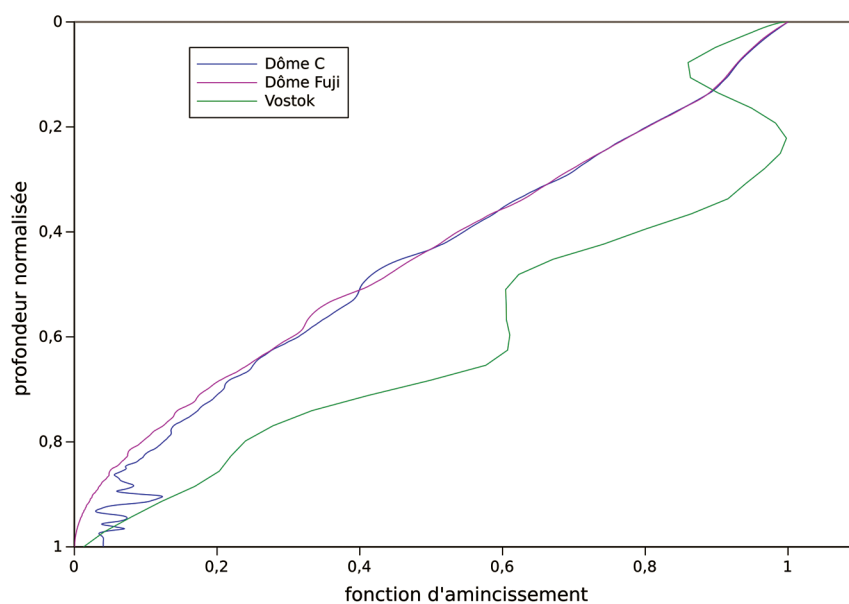


Figure 8. Fonctions d'amincissement estimées pour les forages à Dôme C, Dôme Fuji et Vostok (Parrenin, 2013).

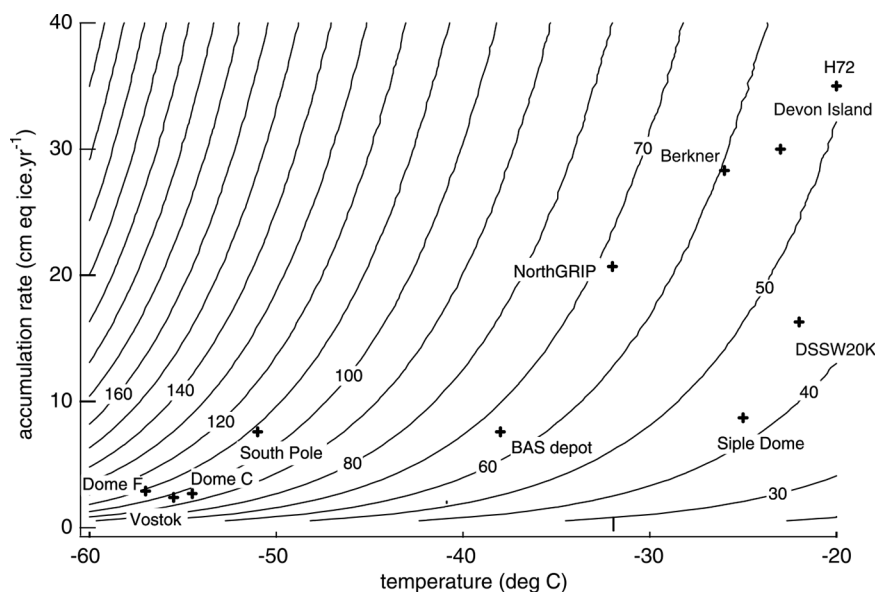


Figure 9. Profondeur (en mètres) à la fermeture des bulles (courbes pleines) en fonction du taux d'accumulation et de la température de surface, comme calculée par le modèle d'Arnaud *et al.* (2000) supposé en état stationnaire. Les conditions en différents sites polaires sont indiquées par les croix. Extrait de Landais *et al.* (2006).

glace. Cependant, la composition isotopique de l'azote dans les bulles d'air se modifie en raison de processus se déroulant dans le névé.

Aucun fractionnement ne se produit dans la zone convective en raison du brassage. Dans la zone diffusive, deux types de fractionnement ont lieu :

- le fractionnement gravitationnel entraîne, sous l'effet du champ de pesanteur, les isotopes lourds vers le fond du névé. Ce fractionnement dépendra donc principalement de la hauteur de la colonne diffusive et dans une moindre mesure de la température du névé ;
- le fractionnement thermique entraîne les espèces les plus lourdes vers l'extrémité froide. Ce fractionnement a lieu uniquement quand la température est différente aux deux extrémités de la colonne diffusive, c'est-à-dire principalement pendant les changements de température abrupts (plusieurs degrés en une centaine d'années).

Le $\delta^{15}\text{N}$ de l'air piégé dans les bulles d'air peut ainsi être utilisé de deux manières différentes pour contraindre le Δ profondeur.

Premièrement, les variations abruptes de température peuvent être repérées à la fois dans la phase solide (δD ou $\delta^{18}\text{O}$) et dans la phase gaz ($\delta^{15}\text{N}$) et ce à des profondeurs différentes, donnant ainsi une mesure du Δ profondeur.

Deuxièmement, en l'absence de changement abrupt de température, on peut déduire l'épaisseur de la colonne diffusive des valeurs de $\delta^{15}\text{N}$ à partir de la formule du fractionnement gravitationnel.

Les limites de la modélisation

Malheureusement, l'exercice de datation par modélisation devient de plus en plus imprécis à mesure que l'on s'approche de la base de la calotte, pour diverses raisons. Premièrement, les propriétés mécaniques de la glace ne sont pas parfaitement connues. Elles dépendent non seulement des conditions de pression et de température, mais aussi de la taille et de l'orientation des cristaux qui forment cette glace. Deuxièmement, les conditions à la base du socle rocheux ne peuvent pas être mesurées directement *in situ*. Enfin, les conditions latérales au cours du passé, issues du modèle à grande échelle, peuvent également être entachées d'une erreur importante. Ces conditions latérales conditionnent la position des dômes et lignes de partage sur le domaine, et donc le trajet des particules de glace.

La méthode inverse : une approche fédérative

Toutes les méthodes de datation décrites dans les sections précédentes ont des avantages et des inconvénients. Ces différentes sources d'information chronologique étant complémentaires, il est donc clair que l'obtention d'une datation optimale des archives glaciaires nécessite de les combiner. C'est pourquoi une méthode d'optimisation a été développée (IceChrono, Parrenin *et al.*, 2015). Celle-ci inverse les trois variables du modèle de sédimentation (taux d'accumulation, profondeur de piégeage et fonction d'amincissement) et s'applique à plusieurs forages simultanément, en prenant en compte les liens stratigraphiques entre ces forages, les horizons

datés, les intervalles datés, ainsi que les observations du Δ profondeur (figure 10). Cette méthode a été ensuite appliquée pour obtenir une chronologie de référence, nommée AICC2012, pour quatre carottes d'Antarctique (EDC, EDML, Vostok, Taldice) en accord avec la chronologie GICC05 de NGRIP au Groenland (Bazin *et al.*, 2013 ; Veres *et al.*, 2013).

Conclusion

La datation des archives glaciaires est donc un problème complexe qui, en l'absence de méthodes radioactives précises, repose sur plusieurs techniques complémentaires. Pour l'Holocène et au Groenland, la datation par comptage des couches GICC05 est précise à environ 1 % près. Cette datation a été confirmée par comparaison à la dendrochronologie grâce au béryllium 10 ou à des horizons volcaniques datés au carbone 14. En Antarctique, le dernier millénaire peut être daté à quelques années près par reconnaissance d'éruptions volcaniques. Pour le reste de l'Holocène, la synchronisation à la datation du Groenland ou à l'échelle dendrochronologique grâce au béryllium 10 nous fournit une datation à quelques dizaines d'années près.

Pour la dernière période glaciaire, la précision du comptage des couches annuelles décroît à environ 5 % jusqu'à 60 000 ans. Cette datation fournit des âges pour les événements de Dansgaard-Oeschger qui sont confirmés par les datations uranium/thorium de spéléothèmes d'Europe et d'Asie. Elle est également compatible avec quelques horizons volcaniques datés par la méthode carbone 14 ou argon/argon. Les principales méthodes de datation pour les derniers 60 000 ans semblent donc aujourd'hui être en accord à quelques centaines d'années, plutôt que quelques milliers d'années comme c'était le cas il y a 20 ans. Cette datation est transposée aux carottes Antarctique grâce à la synchronisation « méthane ». Cependant, cette démarche nécessite l'évaluation du Δ âge et celui-ci est incertain pour les périodes glaciaires en Antarctique central.

Au-delà de la dernière période glaciaire, le comptage des couches n'est plus possible, les spéléothèmes ou les horizons bien datés deviennent très rares et les datations sont

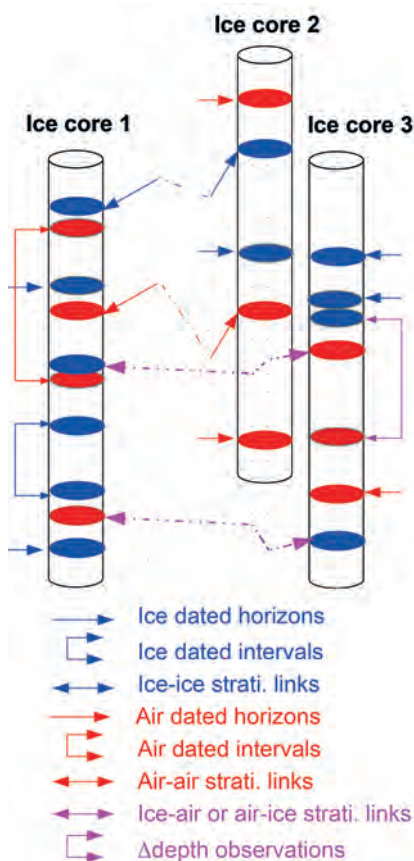


Figure 10. Les différents types d'information chronologique utilisés par le modèle probabiliste IceChrono pour optimiser conjointement la datation de plusieurs forages glaciaires. Extrait de Parrenin *et al.* (2015).

principalement fondées sur le calage orbital. Ce dernier n'est précis qu'à environ 5 000 ans près avec les méthodes classiques qui reposent sur des enregistrements climatiques. Les indicateurs d'insolation locale (rapport O_2/N_2 , teneur en air) pourraient permettre de descendre à une précision de 1 à 2 milliers d'années, mais ceci doit être confirmé par des méthodes indépendantes. De nouveaux

spéléothèmes couvrant ces périodes plus anciennes ont également vu le jour et apportent de nouvelles contraintes via l'enregistrement en ^{18}O des bulles d'air. Dans ce cas-là, il faudra utiliser la datation uranium/plomb pour les spéléothèmes (Woodhead et Petrus, 2019).

La construction d'une datation optimale sera un des grands chantiers du grand projet européen de forage Beyond

Epica qui vise à obtenir une carotte de glace couvrant le dernier 1,5 million d'années en Antarctique. Ce projet permettra ainsi de mieux comprendre la transition du mi-Pléistocène survenue il y a environ 1 million d'années et durant laquelle les cycles glaciaires-interglaciaires sont devenus plus amples et avec une période d'environ 100 000 ans, contre environ 40 000 ans auparavant.

Bibliographie

- Arnaud L., Barnola J.-M., Duval P., 2000. Physical modeling of the densification of snow/ice and ice in the upper part of polar ice sheets. In: *Physics of Ice Core Records*, T. Hondoh (ed.), Hokkaido University Press, Sapporo, Japan, 285-305.
- Bazin L., Landais A., Lemieux-Dudon B., Toyé Mahamadou Kele H., Veres D., Parrenin F., Martinerie P., Ritz C., Capron E., Lipenkov V., Loutre M.-F., Raynaud D., Vinther B., Svensson A., Rasmussen S.O., Severi M., Blunier T., Leuenberger M., Fischer H., Masson-Delmotte V., Chappellaz J., Wolff E., 2013. An optimized multi-proxy, multi-site Antarctic ice and gas orbital chronology (AICC2012): 120–800 ka. *Clim. Past*, 9, 1715-1731. doi: 10.5194/cp-9-1715-2013
- Beer J., Vonmoos M., Muscheler R., 2006. Solar variability over the past several millennia. *Space Science Reviews*, 125, 67-79. doi: 10.1007/s11214-006-9047-4
- Bender M.L., 2002. Orbital tuning chronology for the Vostok climate record supported by trapped gas composition. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 204, 275-289.
- Bender M.L., Barnett B., Dreyfus G., Jouzel J., Porcelli D., 2008. The contemporary degassing rate of ^{40}Ar from the solid Earth. *Proc. Nat. Acad. Sci.*, 105, 8232-8237. doi: 10.1073/pnas.0711679105
- Bréant C., Martinerie P., Orsi A., Arnaud L., Landais A., 2017. Modelling firn thickness evolution during the last deglaciation: constraints on sensitivity to temperature and impurities. *Clim. Past*, 13, 833-853. doi: https://doi.org/10.5194/cp-13-833-2017
- Buizert C., Martinerie P., Petrenko V.V., Severinghaus J.P., Trudinger C.M., Witrant E., Rosen J.L., Orsi A.J., Rubino M., Etheridge D.M., et al., 2012. Gas transport in firn: multiple-tracer characterisation and model intercomparison for NEEEM, Northern Greenland. *Atmos. Chem. Phys.*, 12, 4259-4277.
- Buizert C., Baggenstos D., Jiang W., Purtschert R., Petrenko V.V., Lu Z.-T., Müller P., Kuhl T., Lee J., Severinghaus J.P., Brook E.J., 2014. Radiometric ^{81}Kr dating identifies 120,000-year-old ice at Taylor Glacier, Antarctica. *Proc. Nat. Acad. Sci.*, 111, 6876-6881.
- EPICA community members, 2006. One-to-one coupling of glacial climate variability in Greenland and Antarctica. *Nature*, 444, 195-198.
- Extier T., Landais A., Bréant C., Prié F., Bazin L., Dreyfus G., Roche D.M., Leuenberger M., 2018. On the use of $\delta^{18}O_{atm}$ for ice core dating. *Quat. Sci. Rev.*, 185, 244-257. doi: 10.1016/j.quascirev.2018.02.008
- Guillou H., Singer B.S., Laj C., Kissel C., Scailliet S., Jicha B.R., 2004. On the age of the Laschamp geomagnetic excursion. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 227, 331-343.
- Johnsen S.J., Clausen H.B., Dansgaard W., Fuhrer K., Gundestrup N., Hammer C.U., Iversen P., Jouzel J., Stauffer B., Steffensen J.P., 1992. Irregular glacial interstadials recorded in a new Greenland ice core. *Nature*, 359, 311-313.
- Kawamura K., Parrenin F., Uemura R., Vimeux F., Severinghaus J.P., Matsumoto K., Nakata H., Nakazawa T., Aoki S., Jouzel J., Fujii Y., Watanabe O., 2007. Northern Hemisphere forcing of climatic cycles over the past 360,000 years implied by absolute dating of Antarctic ice cores. *Nature*, 448, 912-917. doi: 10.1038/nature06015
- Landais A., Barnola J.M., Kawamura K., Caillon N., Delmotte M., Ommen T.V., Dreyfus G., Jouzel J., Masson-Delmotte V., Minster B., Freitag J., Leuenberger M., Schwander J., Huber C., Etheridge D., Morgan V., 2006. Firn-air $\delta^{15}N$ in modern polar sites and glacial-interglacial ice: a model-data mismatch during glacial periods in Antarctica? *Quat. Sci. Rev.*, 25, 49-62. doi: 10.1016/j.quascirev.2005.06.007
- Laskar J., Robutel P., Joutel F., Gastineau M., Correia A.C.M., Levrard B., 2004. A long-term numerical solution for the insolation quantities of the Earth. *Astronomy and Astrophysics*, 428, 261-285. doi: 10.1051/0004-6361:20041335
- Parrenin F., 2013. *Sur l'âge de la glace et des bulles d'air dans les calottes polaires*. Thèse, Université Joseph-Fourier, Grenoble.
- Parrenin F., Bazin L., Capron E., Landais A., Lemieux-Dudon B., Masson-Delmotte V., 2015. IceChrono1: a probabilistic model to compute a common and optimal chronology for several ice cores. *Geosci. Model Dev.*, 8, 1473-1492. doi: 10.5194/gmd-8-1473-2015
- Raisbeck G.M., You F., Jouzel J., Stocker T.F., 2007. Direct North-South synchronization of abrupt climate change record in ice cores using Beryllium 10. *Clim. Past*, 3, 541-547.
- Rasmussen S.O., Andersen K.K., Svensson A.M., Steffensen J.P., Vinther B.M., Clausen H.B., Siggaard-Andersen M.-L., Johnsen S.J., Larsen L.B., Dahl-Jensen D., Bigler M., Rothlisberger R., Fischer H., Goto-Azuma K., Hansson M.E., Ruth U., 2006. A new Greenland ice core chronology for the last glacial termination. *J. Geophys. Res.*, 111, D06102. doi: 10.1029/2005JD006079
- Raynaud D., Lipenkov V., Lemieux-Dudon B., Duval P., Loutre M.-F., Lhomme N., 2007. The local insolation signature of air content in Antarctic ice. A new step toward an absolute dating of ice records. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 261, 337-349.
- Reimer P.J., Bard E., Bayliss A., Beck J.W., Blackwell P.G., Ramsey C.B., Buck C.E., Cheng H., Edwards R.L., Friedrich M., et al., 2013. IntCal13 and Marine13 radiocarbon age calibration curves 0–50,000 years cal BP. *Radiocarbon*, 55, 1869-1887.
- Ritz C., Rommelaere V., Dumas C., 2001. Modeling the evolution of Antarctic ice sheet over the last 420,000 years: Implications for altitude changes in the Vostok region. *J. Geophys. Res.*, 106(D23), 31943-31964. doi: 10.1029/2001JD900232
- Sagnotti L., Giaccio B., Liddicoat J.C., Nomade S., Renne P.R., Scardia G., Sprain C.J., 2016. How fast was the Matuyama-Brunhes geomagnetic reversal? A new subcentennial record from the Sulmona Basin, central Italy. *Geophys. J. Int.*, 204, 798-812. doi: 10.1093/gji/ggv486
- Sigl M., McConnell J.R., Toohey M., Curran M., Das S.B., Edwards R., Isaksson E., Kawamura K., Kipfstuhl S., Krüger K., Layman L., Maselli O.J., Motizuki Y., Motoyama H., Pasteris D.R., Severi M., 2014. Insights from Antarctica on volcanic forcing during the Common Era. *Nat. Clim. Change*, 4, 693-697.
- Sigl M., Fudge T.J., Winstrup M., Cole-Dai J., Ferris D., McConnell J.R., Taylor K.C., Welten K.C., Woodruff T.E., Adolphi F., Bisiaux M., Brook E.J., Buizert C., Caffee M.W., Dunbar N.W., Edwards R., Geng L., Iversen N., Koffman B., Layman L., Maselli O.J., McGwire K., Muscheler R., Nishiizumi K., Pasteris D.R., Rhodes R.H., Sowers T.A., 2016. The WAIS Divide deep ice core WD2014 chronology – Part 2: Annual-layer counting (0–31 ka BP). *Clim. Past*, 12, 769-786. doi: 10.5194/cp-12-769-2016

- Sowers T.A., Bender M., Raynaud D., Korotkevich Y.L., 1992. The $\delta^{15}\text{N}$ of N_2 in air trapped in polar ice : a tracer of gas transport in the firm and a possible constraint on ice age-gas age differences. *J. Geophys. Res.*, 97, 15683-15697.
- Svensson A., Andersen K.K., Bigler M., Clausen H.B., Dahl-Jensen D., Davies S.M., Johnsen S.J., Muscheler R., Parrenin F., Rasmussen S.O., Röthlisberger R., Seierstad I., Steffensen J.P., Vinther B.M., 2008. A 60 000 year Greenland stratigraphic ice core chronology. *Clim. Past*, 4, 47-57.
- Uemura R., Masson-Delmotte V., Jouzel J., Landais A., Motoyama H., Stenni B., 2012. Ranges of moisture-source temperature estimated from Antarctic ice cores stable isotope records over glacial–interglacial cycles. *Clim. Past*, 8, 1109-1125. doi: 10.5194/cp-8-1109-2012
- Veres D., Bazin L., Landais A., Toyé Mahamadou Kele H., Lemieux-Dudon B., Parrenin F., Martinerie P., Blayo E., Blunier T., Capron E., Chappellaz J., Rasmussen S.O., Severi M., Svensson A., Vinther B., Wolff E.W., 2013. The Antarctic ice core chronology (AICC2012): an optimized multi-parameter and multi-site dating approach for the last 120 thousand years. *Clim. Past*, 9, 1733-1748. doi: 10.5194/cp-9-1733-2013
- Wang X., Auler A.S., Edwards L., Cheng H., Cristalli P.S., Smart P.L., Richards D.A., Shen C.-C., 2004. Wet periods in northeastern Brazil over the past 210 kyr linked to distant climate anomalies. *Nature*, 432, 740-743.
- Wang Y.J., Cheng H., Edwards R.L., An Z.S., Wu J.Y., Shen C.C., Dorale J.A., 2001. A high-resolution absolute-dated late Pleistocene Monsoon record from Hulu Cave, China. *Science*, 294, 2345-2348.
- Woodhead J., Petrus J., 2019. Exploring the advantages and limitations of in situ U-Pb carbonate geochronology using speleothems. *Geochronology*, 1, 69-84. doi: 10.5194/gchron-1-69-2019
-