



Available online at www.sciencedirect.com

SCIENCE @ DIRECT®

C. R. Geoscience 336 (2004) 963–970



Geophysique externe, climat et environnement (Climat)

Analyse isotopique de l'air piégé dans la glace pour quantifier les variations de température

Amaelle Landais^{a,*}, Nicolas Caillon^a, Jeff Severinghaus^b, Jean-Marc Barnola^c,
Céline Goujon^c, Jean Jouzel^a, Valérie Masson-Delmotte^a

^a Laboratoire des sciences du climat et de l'environnement, UMR CEA–CNRS 1572, Institut Pierre-Simon-Laplace, DSM, CE Saclay, 91191 Gif-sur-Yvette, France

^b Scripps Institution of Oceanography, University of California, San Diego, La Jolla, CA 92093-0244, États-Unis

^c Laboratoire de glaciologie et de géophysique de l'environnement, CNRS, Domaine Universitaire, 54, rue Molière, BP 96, 38402 Saint-Martin-d'Hères cedex, France

Reçu le 3 novembre 2003 ; accepté le 16 mars 2004

Disponible sur Internet le 10 juin 2004

Présenté par Claude Lorius

Résumé

Les mesures isotopiques des glaces polaires montrent une succession de réchauffements rapides pendant la dernière période glaciaire au Groenland. Cette méthode sous-estime l'amplitude des variations de température. Une nouvelle méthode, basée sur la diffusion thermique des gaz dans le névé, permet de quantifier les variations de température de surface grâce aux fractionnements isotopiques associés. Notre méthode d'extraction de l'air de la glace et de mesure spectrométrique permet d'obtenir des précisions de 0,006 et de 0,020‰ pour $\delta^{15}\text{N}$ et $\delta^{40}\text{Ar}$. Cette technique a permis d'estimer à $16 \pm 1,5^\circ\text{C}$ la variation de température de surface lors d'un événement climatique rapide (–70 000 ans). **Pour citer cet article : A. Landais et al., C. R. Geoscience 336 (2004).**

© 2004 Académie des sciences. Publié par Elsevier SAS. Tous droits réservés.

Abstract

Isotopic measurements of air trapped in ice to quantify temperature changes. Isotopic measurements in polar ice core have shown a succession of rapid warming periods during the last glacial period over Greenland. However, this method underestimates the surface temperature variations. A new method based on gas thermal diffusion in the firn manages to quantify surface temperature variations through associated isotopic fractionations. We developed a method to extract air from the ice and to perform isotopic measurements to reduce analytical uncertainties to 0.006 and 0.020‰ for $\delta^{15}\text{N}$ and $\delta^{40}\text{Ar}$. It led to a $16 \pm 1.5^\circ\text{C}$ surface temperature variation during a rapid warming (–70 000 yr). **To cite this article: A. Landais et al., C. R. Geoscience 336 (2004).**

© 2004 Académie des sciences. Publié par Elsevier SAS. Tous droits réservés.

Mots-clés : paléoclimat ; variabilité climatique rapide ; carottes de glace ; névé, événements de Dansgaard–Oeschger ; Groenland

Keywords : paleoclimate; rapid climatic variability; ice core; firn, Dansgaard–Oeschger events; Greenland

* Auteur correspondant.

Adresse e-mail : landais@lscs.saclay.cea.fr (A. Landais).

Abridged English version

Water isotopes in ice cores enabled to reconstruct past temperature variations over Greenland (110 000 years before present [4]) and over Antarctica (420 000 years before present [15]). The Greenland record shows a succession of at least 23 rapid warming periods ($\sim 10^\circ\text{C}$ in less than 100 years) called Dansgaard–Oeschger (DO) events. Those events are described in numerous other paleoenvironmental records (marine [5] and continental [7]) and their combination with modeling studies [6] shows the influence of thermohaline circulation variations for the mechanisms of DO events. However, many questions remain unsolved to understand the triggering of those events.

Greenland ice cores brought a high-resolution record of the sequence of DO events during the last glacial period. However, because of biases induced by source temperature and seasonality of the precipitations [11,12], the reconstruction of past temperature over Greenland can be underestimated by a factor of 2 [2]. Because air is enclosed around 100 meters deep under the ice sheet surface, the air is always younger than the surrounding ice at each depth level. The phasing between temperature increase as deduced from water isotopes in the ice and greenhouse gases concentration is therefore determined through an ice densification model with an uncertainty up to 150 years in Greenland. Isotopic analysis of gases trapped in ice core [14,17,18] enables to solve both problems: quantification of rapid temperature variations results from the combined measurements of $\delta^{15}\text{N}$ and $\delta^{40}\text{Ar}$ and because temperature variations are measured in the gas, the phasing between greenhouse gases and temperature appears directly on a depth scale.

Nitrogen and argon have constant isotopic compositions in the past atmosphere: the fractionation in air-trapped in ice is the result of molecular diffusion in the firn only. The fractionation is of two types illustrated in Fig. 1, which shows isotopic composition of air pumped in the NorthGRIP firn in Greenland. The gravitational fractionation ($\delta_{\text{grav}} = \Delta mgz/RT$, slope between 20 and 70 m in Fig. 1) reflects the migration of heavier isotopes towards the bottom end of the firn because of gravity. In addition to gravity, when a temperature gradient, ΔT , occurs in the firn, the heavier isotopes migrate toward the coldest end as a result of thermal fractionation ($\delta_{\text{therm}} = \Omega \Delta T$ with Ω

a thermal coefficient experimentally determined for each isotopes pair). The hump on the top of Fig. 1 reflects this thermal effect: gas sampling was performed in summer when the surface temperature is warmer than the temperature at 5 m depth, corresponding to the mean annual temperature. For a DO event (surface temperature variation of 10°C), we expect a δ_{therm} of the order of 0.15‰ for $\delta^{15}\text{N}$ and 0.4‰ for $\delta^{40}\text{Ar}$. To be able to determine temperature variation of the order of one degree, we developed a method inspired by Severinghaus [18] that permits to measure $\delta^{15}\text{N}$ and $\delta^{40}\text{Ar}$ with an associated uncertainty of 0.006 and 0.020‰ [13].

This method was applied to the determination of the temperature variation amplitude for a DO event 70 000 years before present. A first estimation was given by Lang et al. [14] using $\delta^{15}\text{N}$ measurements (Fig. 2) and a model combining ice densification and gas and heat diffusion [16]. The model was forced with different surface temperature scenarios to reproduce first the $\delta^{15}\text{N}$ profile and secondly the Δ_{depth} between temperature increases as measured in the ice through water isotopes ($\delta^{18}\text{O}_{\text{ice}}$) and in the gas ($\delta^{15}\text{N}$). However, variations in the past accumulation rate (uncertainty around a factor 2 during DO event 19 [22]) influences the Δ_{depth} and the modeled $\delta^{15}\text{N}$ profile through the gravitational fractionation. Lang et al. [14] chose therefore to link the accumulation rate to temperature through the Clausius–Clapeyron thermodynamic law. An other approach was developed by Severinghaus and Brook [18] that used the combined measurements of $\delta^{15}\text{N}$ and $\delta^{40}\text{Ar}$ to extract the thermal signal from the total one through the calculation of $\delta^{15}\text{N}_{\text{excess}} = \delta^{15}\text{N} - \delta^{40}\text{Ar}/4 = (\Omega_{\text{N}} - \Omega_{\text{Ar}}/4)\Delta T$. However, the temperature gradient in the firn, ΔT , is not the same as the surface temperature variation because of heat diffusion in the firn. Severinghaus and Brook [18] used therefore a simple model of heat diffusion and gas in a firn with constant depth. The surface temperature forcing is a step function that is adjusted to obtain ΔT in the firn and then the $\delta^{15}\text{N}_{\text{excess}}$ value corresponding to measurements. This approach still presents two defaults: first, the temperature increase is not as sharp as a step function and secondly the firn does not have a constant depth during a DO event. Our study follows the method by Severinghaus and Brook [17] but we use an ice densification model including heat diffusion developed by Goujon

et al. [8]. The temperature and accumulation-rate forcings are related to $\delta^{18}\text{O}_{\text{ice}}$ to reflect the dynamics of past climate and the linear relationship between surface temperature and $\delta^{18}\text{O}_{\text{ice}}$ is adjusted in order that the modeled $\delta^{15}\text{N}_{\text{excess}}$ reproduces the measurements. We measured $\delta^{15}\text{N}$ and $\delta^{40}\text{Ar}$ every 50 cm in the gas trapped in the NorthGRIP ice core over the depth covering DO event 19. An excellent agreement between modeled and measured $\delta^{15}\text{N}_{\text{excess}}$ has been found for a temperature variation of $16 \pm 1.5^\circ\text{C}$ (Fig. 2) in agreement with the estimation by Lang et al. [14] on the GRIP ice core of $16 \pm 1.8^\circ\text{C}$.

1. Introduction

Les études de paléoclimatologie ont utilisé de façon privilégiée les carottes polaires pour estimer les variations de température à la surface du globe au cours des 420 000 dernières années en Antarctique et 110 000 ans au Groenland [4,15]. Pendant la dernière période glaciaire (–100 000 à –20 000 ans), l'enregistrement du Groenland montre une succession d'au moins 23 réchauffements rapides ($\sim 10^\circ\text{C}$ en moins de 100 ans), qui sont à peine perceptibles dans l'enregistrement antarctique. Ces événements extrêmes sont au cœur de nombreuses recherches en paléoclimatologie à partir des enregistrements marins [5] et continentaux [7] et de la modélisation du système climatique couplé océan et atmosphère [6]. Les variations d'intensité de la circulation thermohaline sont un élément clef pour comprendre le mécanisme de ces événements rapides, mais la cause reste mal connue, ce qui laisse subsister des interrogations quant au climat du futur : de tels événements extrêmes sont-ils possibles pendant la période interglaciaire relativement stable que nous connaissons depuis 10 000 ans ?

Les carottes de glace apportent une information continue et à haute résolution sur les paléotempératures à partir des isotopes de l'eau. Cependant, des biais liés à la complexité du cycle atmosphérique de l'eau (température de source [11] et saisonnalité des précipitations [12]) empêchent la méthode de reconstruction de température à partir des isotopes de l'eau d'être quantitative au Groenland [2]. En outre, l'air piégé dans la calotte permet de reconstruire les teneurs atmosphériques en gaz à effet de serre. L'air est piégé dans la glace à une centaine de mètres sous la surface ;

par conséquent, à chaque niveau de profondeur, l'air est plus jeune que la glace. Cette différence d'âge doit être calculée avec un modèle de densification du névé (100 m de partie poreuse en surface de la calotte), avec une erreur associée de l'ordre de 10 % [8,16]. Cette erreur rend difficile l'étude des déphasages entre température et concentration en gaz à effet de serre. Mesurer les isotopes piégés dans l'air permet de résoudre ces deux problèmes [17,18] : les variations rapides de température au Groenland pendant la dernière période glaciaire peuvent être quantifiées et les déphasages entre gaz à effet de serre et température deviennent directement accessibles sur la même échelle de profondeur. Cette méthode de paléothermométrie à partir de l'air piégé dans les glaces polaires est basée sur la mesure conjointe des isotopes de l'azote et de l'argon, $\delta^{15}\text{N}$ et $\delta^{40}\text{Ar}$.

Azote et argon ont des teneurs isotopiques constantes dans l'atmosphère du passé [20,21]. C'est pourquoi, les fractionnements mesurés dans l'air piégé dans la glace sont dus à des processus physiques liés à la diffusion moléculaire dans le névé. Cette diffusion est contrôlée par la force de gravité qui entraîne les isotopes les plus lourds vers le fond du névé et par le gradient de température dans le névé qui concentre les espèces les plus lourdes vers son extrémité froide. Ces deux effets peuvent être exprimés chacun par leur fractionnement associé. Le fractionnement gravitationnel s'exprime par : $\delta_{\text{grav}} = \Delta m g z / RT$ où g est le champ de pesanteur, z la profondeur du névé, R la constante des gaz parfaits, T la température moyenne dans le névé et Δm la différence de masse entre les deux isotopes considérés. Typiquement, pour un névé actuel au centre du Groenland, le fractionnement $\delta^{15}\text{N}_{\text{grav}}$ est de l'ordre de 0,3‰ et de 1,2‰ pour le $\delta^{40}\text{Ar}_{\text{grav}}$. Le fractionnement thermique s'exprime par $\delta_{\text{therm}} = \Omega \Delta T$, où ΔT est la différence de température entre les deux extrémités du névé et Ω un coefficient de fractionnement thermique propre à chaque paire isotopique. Ce coefficient a été mesuré empiriquement pour $^{15}\text{N}/^{14}\text{N}$ et $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ dans la gamme de température utilisée en paléoclimatologie (–60 °C à 0 °C) par Grachev et Severinghaus [9,10]. Pour un gradient de température dans le névé de 10 °C (ordre de grandeur des variations de température rapides au Groenland pendant la dernière période glaciaire) autour d'une température moyenne de 235 K, les variations de $\delta^{15}\text{N}$ et de $\delta^{40}\text{Ar}$ attendues sont de 0,15‰

et 0,4‰, ce qui impose une précision analytique 10 fois inférieure pour obtenir une information suffisante à partir de ce signal. Il faut noter que des spectromètres de masse fonctionnant en statique ont une précision de l'ordre de 1 % pour le $\delta^{40}\text{Ar}$. L'utilisation d'un spectromètre de masse en dynamique nous permet d'atteindre la précision attendue. Nous nous intéressons principalement aux variations de température, donc au signal de fractionnement thermique. Pour isoler ce signal du fractionnement total, il nous faut connaître les deux fractionnements $\delta^{15}\text{N} = \delta^{15}\text{N}_{\text{grav}} + \delta^{15}\text{N}_{\text{therm}}$ et $\delta^{40}\text{Ar} = \delta^{40}\text{Ar}_{\text{grav}} + \delta^{40}\text{Ar}_{\text{therm}}$. La détermination du gradient de température sera alors : $\Delta T = (\delta^{15}\text{N} - \delta^{40}\text{Ar}/4) / (\Omega_{\text{N}} - \Omega_{\text{Ar}}/4)$.

La méthode expérimentale développée au laboratoire et inspirée du travail pionnier de Severinghaus [17,18] permettant d'extraire et de mesurer avec une grande précision les isotopes de l'air extrait de la glace pour les applications de paléoclimatologie avec un spectromètre de masse dynamique MAT 252 a été détaillée précédemment [13] et permet d'atteindre, de façon comparable aux résultats du SCRIPPS Institute [17,18], une précision de 0,006 et 0,02‰ pour $\delta^{15}\text{N}$ et $\delta^{40}\text{Ar}$, si la glace est correctement préservée. Cette précision repose sur un réglage optimal du spectromètre de masse (linéarité, sensibilité), un temps de mesure important du même échantillon (40 min) et une calibration précise des corrections à apporter pour corriger des interférences de masse (par exemple, la formation de CO^+ , de masse 29, dans la source du spectromètre de masse influe sur la mesure du $\delta^{15}\text{N}$). De telles précautions permettent de réduire l'erreur analytique de 0,02 à 0,006‰ pour la mesure du $\delta^{15}\text{N}$. De plus, pour la mesure de $\delta^{40}\text{Ar}$, l'adsorption des gaz interférents (autres que les gaz rares) par un système de getter permet de réduire l'incertitude analytique de 0,1 à 0,02‰. Sans détailler plus la méthode expérimentale, nous illustrons ici les fractionnements physiques à partir de mesures isotopiques d'air dans le névé. Une application sur un événement climatique rapide (Dansgaard–Oeschger 19, –70 000 ans) sur de l'air piégé dans une carotte groenlandaise (NorthGRIP) permet alors de déduire la variation de température de surface associée. À partir de cet exemple et d'une comparaison avec des études précédentes, nous montrons l'intérêt de la mesure conjointe des isotopes de l'argon et de l'azote.

2. Résultats

2.1. Fractionnement dans le névé

Pour comprendre les processus de fractionnement dans le névé et donc retrouver à partir de l'air piégé dans la glace des informations de paléothermométrie, des études préalables sont nécessaires dans l'air du névé. Nous avons effectué des mesures isotopiques de $\delta^{15}\text{N}$, $\delta^{40}\text{Ar}$ et $\delta^{18}\text{O}$ dans l'air directement pompé dans le névé de NorthGRIP (Fig. 1). Il est d'abord à noter qu'à une profondeur de 2,5 m, la composition isotopique de l'air est différente de celle de l'air atmosphérique; par conséquent, la zone convective attendue dans la partie supérieure du névé sous l'effet des vents de surface est nécessairement inférieure à 2,5 m de profondeur, en accord avec les mesures très détaillées effectuées dans des névés en Antarctique à Dome C [13], au pôle Sud [1] et à Siple Dome [19]. Les résultats illustrent clairement les processus de fractionnement détaillés dans l'Introduction. À partir de 20 m, la relation linéaire entre $\delta^{15}\text{N}$, $\delta^{40}\text{Ar}$ et $\delta^{18}\text{O}$ en fonction de la profondeur reflète le fractionnement gravitationnel, fonction de la différence de masse entre les deux isotopes, toutes choses étant égales par ailleurs. De 0 à 20 m, la bosse est le résultat d'un fractionnement thermique. En effet, les prélèvements ont été effectués en été avec une température de surface relativement élevée. La température à 5 m de profondeur est plus basse, reflétant la température moyenne annuelle, homogène dans le reste du névé. Du fait de ce gradient de température dans la partie supérieure du névé, les isotopes les plus lourds migrent vers l'extrémité la plus froide, vers 5 m de profondeur. Ce fractionnement est proportionnel au coefficient de fractionnement thermique, différent pour chaque paire d'isotopes. Ces effets gravitationnels et thermiques avaient été déjà clairement illustrés par des études comparables dans l'air du névé [1,13,19]. En revanche, les résultats du névé de NorthGRIP suggèrent l'existence d'une zone non diffusive dans les 5 m les plus profonds du névé : dans cette zone, l'air peut encore être pompé, mais la diffusion semble stoppée, car les valeurs $\delta^{15}\text{N}$, $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^{40}\text{Ar}$ sont stables ou ont tendance à diminuer avec la profondeur. Cette zone non diffusive est aussi mise en évidence sur le site du pôle Sud [1], mais semble absente à Dome C [13].

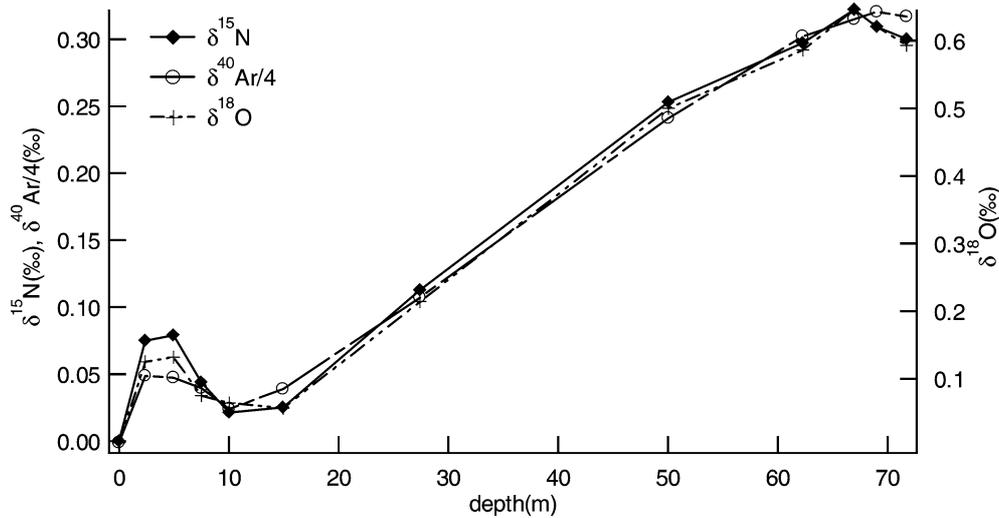


Fig. 1. Évolution des compositions $\delta^{15}\text{N}$, $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^{40}\text{Ar}/4$ en fonction de la profondeur pour de l'air pompé directement au niveau du névé sur le site groenlandais de NorthGRIP.

Fig. 1. Air isotope repartition in the NorthGRIP firn.

2.2. Amplitude de la variation de température sur un événement rapide ($-70\,000$ ans)

Plusieurs estimations de variations passées de température ont été effectuées à partir de la composition isotopique de l'air piégé dans la glace. D'un côté, la mesure du $\delta^{15}\text{N}$ seul est associée à un modèle de densification du névé de la calotte et de diffusion du gaz et de la température [14]. D'un autre côté, la mesure conjointe de $\delta^{15}\text{N}$ et $\delta^{40}\text{Ar}$ est couplée à un modèle simple de diffusion de la chaleur dans un névé [17].

La première méthode contraint la variation de température par deux approches complémentaires. Le modèle est forcé en température de surface pour reproduire, d'une part, le profil $\delta^{15}\text{N}$ mesuré et, d'autre part, la différence de profondeur (Δdepth) entre l'augmentation de température enregistrée dans le gaz ($\delta^{15}\text{N}$) et dans la glace ($\delta^{18}\text{O}_{\text{ice}}$), le réchauffement étant enregistré à une profondeur plus basse dans l'air que dans la glace. Il reste cependant une grande inconnue : le taux d'accumulation. En effet, l'estimation de la différence de profondeur par le modèle de densification est très dépendante du taux d'accumulation. De même, le signal $\delta^{15}\text{N}$ dans l'air piégé dans la glace constitue la somme d'un signal thermique et d'un signal gravitationnel, qui est fortement lié au taux d'accumulation via l'épaisseur du névé. La variation du taux d'accumulation

est mal connue et, selon les estimations, peut varier d'un facteur 2 [22] entraînant 30 % d'erreur sur le Δdepth et le signal $\delta^{15}\text{N}$. Dans l'étude de Lang et al. [14], le taux d'accumulation est relié directement à la température par une loi basée sur la loi de thermodynamique de Clausius–Clapeyron.

La deuxième méthode utilise les mesures conjointes de $\delta^{15}\text{N}$ et $\delta^{40}\text{Ar}$. Pour s'affranchir du signal gravitationnel dépendant du taux d'accumulation, Severinghaus et Brook [17] calculent le $\delta^{15}\text{N}_{\text{excess}} = \delta^{15}\text{N} - \delta^{40}\text{Ar}/4 = (\Omega_{\text{N}} - \Omega_{\text{Ar}}/4)\Delta T$ dépendant uniquement du gradient de température dans le névé. Ce gradient de température ne correspond pas directement à la variation de température en surface de la calotte à cause de la diffusion de chaleur : il est plus faible que le changement de température. Pour prendre en compte l'expression de la diffusion de la chaleur dans la calotte de glace, Severinghaus et Brook [17] ont mis en place un modèle simple de diffusion de la chaleur et des gaz dans un névé à profondeur constante (donnée indépendamment par un modèle de densification). Le forçage en température est exprimé à travers une fonction échelon dont l'amplitude est ajustée pour qu'en sortie, la valeur du gradient de température dans le névé, ΔT , et donc le $\delta^{15}\text{N}_{\text{excess}}$ (calculé avec les valeurs Ω_{N} et Ω_{Ar} de Gratchev et Severinghaus [9,10]) correspondent au signal mesuré. Cependant, le modèle

mis en place présente deux défauts : d'abord, le névé a une profondeur qui augmente transitoirement lors d'un événement de réchauffement rapide ; ensuite, l'augmentation de température n'est pas aussi abrupte que la modélisation par une fonction échelon le suggère ; elle se fait en une centaine d'années.

Pour améliorer les estimations de variations rapides de température, nous utilisons la méthode inspirée de Severinghaus et Brook [17] en mesurant conjointement $\delta^{15}\text{N}$ et $\delta^{40}\text{Ar}$ dans le but de calculer le $\delta^{15}\text{N}_{\text{excess}}$. Pour la modélisation du signal, nous utilisons un modèle créé par Goujon et al. [8], proche de celui utilisé par Lang et al. [14] : il allie densification du névé et de la glace sur toute la profondeur de la carotte à la diffusion de la chaleur. Le forçage en surface de température et de taux d'accumulation est relié au profil de $\delta^{18}\text{O}_{\text{ice}}$ par des relations linéaire et exponentielle aux coefficients variables, pour pouvoir modifier l'amplitude du forçage en gardant la dynamique du climat passé. Ce modèle simule alors les valeurs de $\delta^{15}\text{N}$ et $\delta^{40}\text{Ar}$ à partir des valeurs de Ω_{N} et de Ω_{Ar} obtenues par Gratchev et Severinghaus [9, 10]. Comme nous isolons simplement de ce modèle le $\delta^{15}\text{N}_{\text{excess}}$, nous nous affranchissons de toutes les erreurs inhérentes au module de densification du névé et conservons uniquement la partie correspondant à la diffusion de la chaleur. Cette dernière partie est nécessairement bien contrainte, car elle repose sur une équation de physique bien connue.

Parmi les événements rapides qui ont ponctué la dernière période glaciaire dans l'hémisphère nord, nous avons choisi l'étude de l'événement de Dansgaard–Oeschger 19 (–70 000 ans) déjà examiné par Lang et al. [14] (Fig. 2). D'après le profil des isotopes de l'eau sur les carottes de glace du Groenland, cet événement rapide est celui qui est associé à la plus grande variation de température pendant la dernière période glaciaire [4]. En appliquant la relation entre les actuelles température de surface et composition isotopique de la neige [3], il est conventionnellement associé à un réchauffement de 10,5 °C. Nous avons effectué des mesures de $\delta^{15}\text{N}$ et $\delta^{40}\text{Ar}$ tous les 50 cm sur la gamme de profondeur correspondant à l'événement 19 enregistré dans le gaz sur la carotte de NorthGRIP (Fig. 2). Le calcul de $\delta^{15}\text{N}_{\text{excess}}$ a ensuite été effectué et le modèle associant densification et diffusion de la chaleur a été appliqué avec différents forçages en température pour reproduire ce signal.

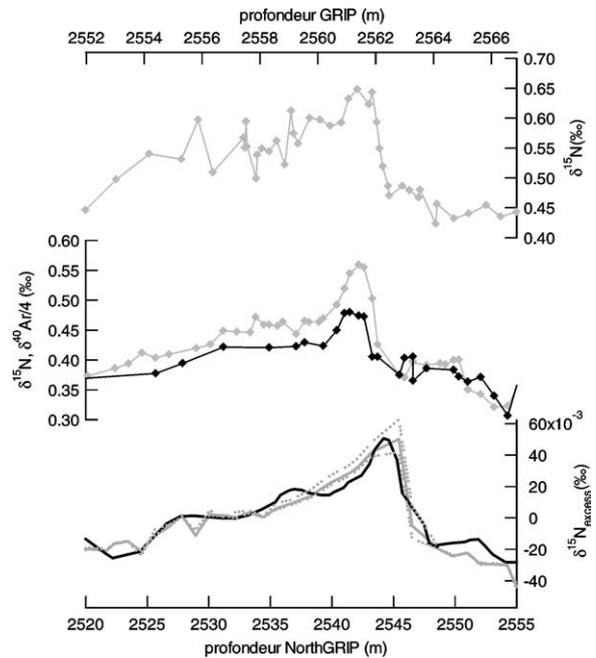


Fig. 2. En haut : mesures de $\delta^{15}\text{N}$ dans l'air piégé dans la glace de la carotte de GRIP [14] en fonction de l'échelle de profondeur en haut. Au milieu : mesures de $\delta^{15}\text{N}$ (gris) et $\delta^{40}\text{Ar}/4$ (noir) dans l'air piégé dans la glace de NorthGRIP (échelle de profondeur en bas) effectuées au LSCE dans le cadre de cette étude. En bas : $\delta^{15}\text{N}_{\text{excess}}$ calculé dans le cadre de notre étude (noir) comparé au $\delta^{15}\text{N}_{\text{excess}}$ simulé par le modèle de Goujon et al. [8] (gris) en fonction de l'échelle de profondeur de la carotte de NorthGRIP en bas. Les valeurs de $\delta^{15}\text{N}_{\text{excess}}$ montrées sont issues du modèle forcé avec une variation de température en surface de 16 °C (ligne continue), 14,5 °C et 17,5 °C (pointillés). Il est à noter que la représentation des profils sur une même échelle d'âge est impossible actuellement, car les chronologies respectives diffèrent notablement sur l'événement de Dansgaard–Oeschger 19.

Fig. 2. Quantification of the temperature change associated to the Dansgaard–Oeschger 19 event. Top: $\delta^{15}\text{N}$ air measurements in the GRIP core [14]. Middle: $\delta^{15}\text{N}$ (gray) and $\delta^{40}\text{Ar}/4$ (black) air measurements in the NorthGRIP core (this study). Bottom: comparison between measured and modeled $\delta^{15}\text{N}_{\text{excess}}$ in NorthGRIP with different surface temperature scenarios (this study).

Un bon accord est obtenu pour une amplitude de variation de température associée de $16 \pm 1,5$ °C, d'après la Fig. 2. Cette incertitude est cependant fortement dépendante du modèle utilisé et démontre l'intérêt de développer un modèle de densification et de diffusion de la chaleur le plus complet possible. Il est en effet à noter qu'une estimation de la variation de température sans tenir compte de la diffusion de

température dans le névé indique une augmentation de 12 °C seulement. L'estimation de 16 °C obtenue avec le modèle complet de Goujon et al. [8] correspond à celle de Lang et al. [14] sur la carotte de GRIP ($16 \pm 1,8$ °C), indiquant que la relation inspirée des lois de la thermodynamique pour relier le taux d'accumulation à la température constitue une bonne approche.

3. Conclusion

Les études de paléoclimatologie nécessitent de mesurer les rapports isotopiques $^{15}\text{N}/^{14}\text{N}$ et $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$, avec une grande précision, dans l'air piégé dans les glaces polaires. La méthode de mesures conjointes de $\delta^{15}\text{N}$ et $\delta^{40}\text{Ar}$ dans l'air piégé dans la glace se révèle être appropriée pour déterminer les variations rapides de température de surface au cours du passé. Appliquée à un événement climatique rapide il y a 70 000 ans, nous avons déterminé une variation de température de $16 \pm 1,5$ °C à la surface du Groenland en 150 ans. De telles contraintes en température dans le passé permettent de mieux comprendre les mécanismes climatiques associés, qui sont très certainement non linéaires pour que de telles variations extrêmes de température en un temps excessivement court se produisent.

Remerciements

Ce travail a été effectué avec le soutien du CEA, du CNRS (PNEDC) et de projets européens (CRYO-STAT; POP, EVK2–2000–22067). Nous remercions également Dominique Raynaud et Jakob Schwander pour leurs commentaires constructifs. Ceci est la contribution n° 1104 du LSCE.

Références

- [1] M. Battle, M. Bender, T. Sowers, P.P. Tans, J.H. Butler, J.W. Elkins, J.T. Ellis, T. Conway, N. Zhang, P. Lang, A.D. Clarke, Atmospheric gas concentration over the past century measured in air from firn at the South Pole, *Nature* 383 (1996) 231–235.
- [2] D. Dahl-Jensen, K. Mosegaard, G.D. Gunderstrup, G.D. Clow, S.J. Johnsen, A.W. Hansen, N. Balling, Past temperatures directly from the Greenland ice sheet, *Science* 282 (1998) 268–271.
- [3] W. Dansgaard, Stable isotopes in precipitation, *Tellus* 16 (1964) 436–468.
- [4] W. Dansgaard, S.J. Johnsen, H.B. Clausen, D. Dahl-Jensen, N.S. Gunderstrup, C.U. Hammer, J.P. Steffensen, A. Sveinbjörnsdóttir, J. Jouzel, G. Bond, Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice-core record, *Nature* 364 (1993) 218–220.
- [5] M. Elliot, L. Labeyrie, J.-C. Duplessy, Changes in North Atlantic deep-water formation associated with the Dansgaard–Oeschger temperature oscillations (60–10 ka), *Quat. Sci. Rev.* 21 (2002) 1153–1165.
- [6] A. Ganopolsky, S. Rahmstorf, Rapid changes of glacial climate simulated in a coupled climate model, *Nature* 409 (2001) 153–158.
- [7] D. Genty, D. Blamart, R. Ouahdi, M. Gilmour, A. Baker, J. Jouzel, S. Van-Exter, Precise timing of Dansgaard–Oeschger climate oscillations in western Europe from stalagmite data, *Nature* 421 (2003) 833–837.
- [8] C. Goujon, J.-M. Barnola, C. Ritz, Modeling the densification of polar firn including heat diffusion: application to close-off characteristics and gas isotopic fractionation for Antarctica and Greenland sites, *J. Geophys. Res.* 108 (2003) D24.
- [9] A.M. Grachev, J.P. Severinghaus, Determining the thermal diffusion factor for $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ in air to aid paleoreconstruction of abrupt climate change, *J. Phys. Chem.* 107 (2003) 4636–4642.
- [10] A.M. Grachev, J.P. Severinghaus, Laboratory determination of thermal diffusion constants for $^{29}\text{N}_2/^{28}\text{N}_2$ in air at temperature from -60 to 0 °C for reconstruction of magnitudes of abrupt climatic changes using the ice-core fossil-air paleothermometer, *Geochim. Cosmochim. Acta* 67 (2003) 3.
- [11] G. Hoffmann, J. Jouzel, S. Johnsen, Deuterium excess records from central Greenland over the last millenium: hints of a North Atlantic signal during the Little Ice Age, *J. Geophys. Res.* 106 (D13) (2001) 14256–14274.
- [12] G. Krinner, C. Genthon, J. Jouzel, GCM analysis of local influences on ice core d signals, *Geophys. Res. Lett.* 24 (22) (1997) 2825–2828.
- [13] A. Landais, N. Caillon, J.P. Severinghaus, J. Jouzel, V. Masson-Delmotte, Analyses isotopiques à haute précision de l'air piégé dans les glaces polaires pour la quantification des variations rapides de température : méthode et limites, Notes des Activités Instrumentales de l'IPSL, Note n°39, novembre 2003.
- [14] C. Lang, M. Leuenberger, J. Schwander, S. Johnsen, 16 °C rapid temperature variation in central Greenland 70 000 years ago, *Science* 286 (1999) 934–937.
- [15] J.R. Petit, J. Jouzel, D. Raynaud, N.I. Barkov, J.-M. Barnola, I. Basile, M. Bender, J. Chappellaz, M. Davis, G. Delaygue, M. Delmotte, V.M. Kotlyakov, C. Lorius, L. Pepin, C. Ritz, E. Saltzman, M. Stievenard, Climate and atmospheric history of the past 420 000 years from the Vostok ice core, Antarctica, *Nature* 399 (1999) 429–436.
- [16] J. Schwander, T. Sowers, J.-M. Barnola, T. Blunier, A. Fuchs, B. Malaizé, Age scale of the air in the summit ice: implication for glacial-interglacial temperature change, *J. Geophys. Res.* 102 (D16) (1997) 19483–19493.

- [17] J.P. Severinghaus, J. Brook, Abrupt climate change at the end of the last glacial period inferred from trapped air in polar ice, *Science* 286 (1999) 930–934.
- [18] J.P. Severinghaus, T. Sowers, E. Brook, R. Alley, M. Bender, Timing of abrupt climate change at the end of the Younger Dryas interval from thermally fractionated gases in polar ice, *Nature* 391 (1998) 141–146.
- [19] J.P. Severinghaus, A. Grachev, M. Battle, Thermal fractionation of air in polar firn by seasonal temperature gradients, *Geochim. Geophys. Geosyst.* 2 (2001), paper No. 2000GC000146.
- [20] T.A. Sowers, M.L. Bender, D. Raynaud, Elemental and isotopic composition of occluded O₂ and N₂ in polar ice, *J. Geophys. Res.* 94 (D4) (1989) 5137–5150.
- [21] T. Staudacher, C. Allègre, Terrestrial xenology, *Earth Planet. Sci. Lett.* 60 (1982) 389–406.
- [22] G. Wagner, C. Laj, J. Beer, C. Kissel, R. Muscheler, J. Masarik, H.-A. Synal, Reconstruction of the paleoaccumulation rate of central Greenland during the last 75 kyr using the cosmogenic radionuclides ³⁶Cl and ¹⁰Be and geomagnetic field intensity data, *Earth Planet. Sci. Lett.* 193 (2001) 515–521.