
Dépôt Institutionnel de l'Université libre de Bruxelles /
Université libre de Bruxelles Institutional Repository
Thèse de doctorat/ PhD Thesis

Citation APA:

Janssens, L. (1996). *Les propriétés des glaces basales révélatrices des interactions calotte glaciaire-substratum au Groenland* (Unpublished doctoral dissertation). Université libre de Bruxelles, Faculté des sciences, Bruxelles.

Disponible à / Available at permalink : <https://dipot.ulb.ac.be/dspace/bitstream/2013/212393/3/b8f9bdb4-abe1-40e1-9bef-03fb9e10c6a6.txt>

(English version below)

Cette thèse de doctorat a été numérisée par l'Université libre de Bruxelles. L'auteur qui s'opposerait à sa mise en ligne dans DI-fusion est invité à prendre contact avec l'Université (di-fusion@ulb.be).

Dans le cas où une version électronique native de la thèse existe, l'Université ne peut garantir que la présente version numérisée soit identique à la version électronique native, ni qu'elle soit la version officielle définitive de la thèse.

DI-fusion, le Dépôt Institutionnel de l'Université libre de Bruxelles, recueille la production scientifique de l'Université, mise à disposition en libre accès autant que possible. Les œuvres accessibles dans DI-fusion sont protégées par la législation belge relative aux droits d'auteur et aux droits voisins. Toute personne peut, sans avoir à demander l'autorisation de l'auteur ou de l'ayant-droit, à des fins d'usage privé ou à des fins d'illustration de l'enseignement ou de recherche scientifique, dans la mesure justifiée par le but non lucratif poursuivi, lire, télécharger ou reproduire sur papier ou sur tout autre support, les articles ou des fragments d'autres œuvres, disponibles dans DI-fusion, pour autant que :

- Le nom des auteurs, le titre et la référence bibliographique complète soient cités;
- L'identifiant unique attribué aux métadonnées dans DI-fusion (permalink) soit indiqué;
- Le contenu ne soit pas modifié.

L'œuvre ne peut être stockée dans une autre base de données dans le but d'y donner accès ; l'identifiant unique (permalink) indiqué ci-dessus doit toujours être utilisé pour donner accès à l'œuvre. Toute autre utilisation non mentionnée ci-dessus nécessite l'autorisation de l'auteur de l'œuvre ou de l'ayant droit.

----- **English Version** -----

This Ph.D. thesis has been digitized by Université libre de Bruxelles. The author who would disagree on its online availability in DI-fusion is invited to contact the University (di-fusion@ulb.be).

If a native electronic version of the thesis exists, the University can guarantee neither that the present digitized version is identical to the native electronic version, nor that it is the definitive official version of the thesis.

DI-fusion is the Institutional Repository of Université libre de Bruxelles; it collects the research output of the University, available on open access as much as possible. The works included in DI-fusion are protected by the Belgian legislation relating to authors' rights and neighbouring rights. Any user may, without prior permission from the authors or copyright owners, for private usage or for educational or scientific research purposes, to the extent justified by the non-profit activity, read, download or reproduce on paper or on any other media, the articles or fragments of other works, available in DI-fusion, provided:

- The authors, title and full bibliographic details are credited in any copy;
- The unique identifier (permalink) for the original metadata page in DI-fusion is indicated;
- The content is not changed in any way.

It is not permitted to store the work in another database in order to provide access to it; the unique identifier (permalink) indicated above must always be used to provide access to the work. Any other use not mentioned above requires the authors' or copyright owners' permission.

102541

UNIVERSITÉ LIBRE DE BRUXELLES
FACULTÉ DES SCIENCES
DÉPARTEMENT DES SCIENCES DE LA TERRE
ET DE L'ENVIRONNEMENT

**Les propriétés des glaces basales révélatrices
des interactions calotte glaciaire-substratum
au Groenland.**

LAURENT JANSSENS

TRAVAIL PRÉSENTÉ EN VUE DE
L'OBTENTION DU GRADE LÉGAL DE
DOCTEUR EN SCIENCES

1996

UNIVERSITÉ LIBRE DE BRUXELLES
FACULTÉ DES SCIENCES
DÉPARTEMENT DES SCIENCES DE LA TERRE
ET DE L'ENVIRONNEMENT

**Les propriétés des glaces basales révélatrices
des interactions calotte glaciaire-substratum
au Groenland.**

LAURENT JANSSENS

TRAVAIL PRÉSENTÉ EN VUE DE
L'OBTENTION DU GRADE LÉGAL DE
DOCTEUR EN SCIENCES

1996

Remerciements.

Je voudrais remercier tout particulièrement Monsieur le Professeur R. Souchez pour les nombreux conseils, critiques, informations et suggestions qu'il m'a sans cesse apportés tout au long de ces quatre ans de travail. Les nombreuses discussions que nous avons eues m'ont aidé à surmonter bien des difficultés.

Ma reconnaissance va également à Monsieur le Professeur R. Lorrain et à Monsieur J.-L. Tison, chercheur qualifié FNRS, pour leur précieuse aide scientifique et pour le temps qu'ils m'ont si généreusement consacré. Qu'ils soient assurés de ma profonde gratitude.

Je remercie aussi Madame E. Devos, ainsi que Madame J. Haren qui a toujours été d'une très grande disponibilité pour m'aider au laboratoire.

Je n'oublie pas Madame M. Lemmens que je remercie vivement pour sa contribution au travail de laboratoire et pour la patience avec laquelle elle m'a aidé à résoudre les multiples complications et problèmes techniques rencontrés.

Je remercie enfin tout mon entourage, en particulier mon épouse et mes amis, pour leur soutien tant pratique que moral.

<u>Introduction.</u>	page 1
<u>Chapitre 1 : Considérations générales sur les glaces basales du Groenland.</u>	page 4
1. Généralités.	page 5
2. Les différents faciès des glaces basales au Groenland.	page 10
3. Principales études antérieures des glaces basales de sondages profonds.	page 14
4. Principales études antérieures des glaces basales de bordure.	page 20
5. Conclusion.	page 36
<u>Chapitre 2 : Méthodes d'analyse des gaz contenus dans les glaces.</u>	page 38
1. Introduction.	page 39
2. L'analyse de la composition des gaz contenus dans les bulles occluses de la glace.	page 40
2.1. Préliminaire technique : principe de l'analyse chromatographique en phase gazeuse.	page 40
2.2. Schématisation du principe d'analyse.	page 41
2.3. Description du mode opératoire d'analyse.	page 42
3. L'analyse du volume total des gaz de la glace.	page 45
3.1. Préliminaire technique : le fonctionnement de la pompe Toepler.	page 45
3.2. Schématisation du principe d'analyse.	page 49
3.3. Description du mode opératoire des analyses.	page 50

4. Précision des mesures et tests de contrôle des techniques utilisées.	page 52
4.1. Analyse de la composition des gaz contenus dans la glace.	page 52
4.1.1. Tests de l'efficacité du broyage de la glace.	page 52
4.1.2. Tests de l'étanchéité des récipients d'analyse.	page 53
4.1.3. Tests des contaminations dues au broyage.	page 53
4.1.4. Précision globale de la méthode.	page 53
4.2. Analyse du volume total des gaz contenus dans la glace.	page 54
4.2.1. Tests d'évaluation de la perte de glace par sublimation.	page 54
4.2.2. Tests de l'étanchéité des récipients d'analyse.	page 54
4.2.3. Tests de l'efficacité de l'extraction du gaz.	page 54
4.2.4. Tests de vérification du bon calibrage de la burette de la pompe Toepler.	page 55
4.2.5. Tests de reproductibilité de la mesure.	page 55
4.2.6. Précision globale de la méthode.	page 55

<u>Chapitre 3 : Les glaces basales du GRIP.</u>	page 56
--	---------

1. Introduction.	page 57
2. Description des glaces basales.	page 61
3. Etude des isotopes stables.	page 67
4. Etude de la composition en gaz.	page 72
5. Conclusion.	page 82

<u>Chapitre 4 : Etude des glaces basales du site de Kautorissat isuat.</u>	page 83
1. Introduction.	page 84
1.1. Le site de Kautorissat isuat.	page 84
1.1.1. Généralités.	page 84
1.1.2. Description du transect 1.	page 88
1.2. Echantillonnages et mesures.	page 92
2. Résultats des analyses en gaz des glaces de Kautorissat isuat.	page 94
2.1. Glaces de glacier.	page 94
2.2. Glaces du faciès dispersé.	page 96
2.3. Conclusion.	page 99
3. Interprétation des résultats.	page 101
3.1. Compréhension des principales valeurs présentées dans la littérature.	page 101
3.2. Modélisation mathématique du mécanisme de dissolution préférentielle.	page 103
3.2.1. Rappel du mécanisme préalablement aux modélisations.	page 103
3.2.2. Modélisations du processus au sein d'un glacier.	page 103
3.2.3. Résultats de l'application du modèle.	page 109
3.2.4. Amélioration du modèle.	page 111
3.2.5. Choix des paramètres de notre modèle.	page 112
3.2.6. Les conditions thermiques des glaces le long de la bordure ouest de la calotte groenlandaise.	page 114
3.2.7. Le contenu en CO ₂ de l'eau de fonte : particularités.	page 120

3.2.8. Conclusion.	page 121
3.3. Calcul de l'influence d'un mécanisme d'accrétion de glace formée par gel d'eau saturée en gaz.	page 121
3.3.1. Rappel du mécanisme préalablement au calcul.	page 121
3.3.2. Calcul de l'influence de glaces de regel au sein d'une masse de glace.	page 122
3.3.3. Conclusion.	page 125
3.4. Application des modèles mathématiques pour la compréhension des mesures de gaz des échantillons de Kautorissat isuat.	page 126
3.4.1. Choix des paramètres pour le modèle de dissolution préférentielle.	page 126
3.4.2. Choix des paramètres pour le calcul de l'influence du mécanisme d'accrétion de glace par gel d'eau saturée en gaz.	page 129
3.4.3. L'évolution de la glace de glacier à la glace du faciès dispersé à Kautorissat isuat : une succession de fontes et regels de la glace.	page 130
4. Résultats des analyses en isotopes stables des glaces de Kautorissat isuat.	page 136
5. Interprétation des résultats des analyses en isotopes stables des glaces de Kautorissat isuat.	page 139
5.1. Généralités.	page 139
5.2. Les glaces de glacier.	page 143
5.3. Les glaces du faciès dispersé.	page 144
5.3.1. La signature isotopique particulière des glaces du faciès dispersé à Kautorissat isuat.	page 145

5.3.2. Comparaison des valeurs isotopiques et des caractéristiques en gaz des glaces du faciès dispersé.	page 146
6. La formation des glaces du faciès dispersé de Kautorissat isuat : apports des mesures en gaz et en isotopes stables.	page 149
6.1. Indépendance entre les caractéristiques en gaz et en isotopes stables des glaces du faciès dispersé.	page 149
6.2. Episodes de fonte et de gel d'eau au contact du substratum : leurs signatures en gaz et en isotopes stables.	page 150
6.3. Multiplicité des épisodes de fonte de la glace et de gel d'eau au niveau du substratum.	page 153
6.4. Conclusion.	page 155
7. Conclusion.	page 156
<hr/>	
<u>Conclusion.</u>	page 158
<u>Bibliographie.</u>	page 162

Introduction.

L'étude des changements climatiques est actuellement au centre de nombreuses recherches. De multiples modélisations de l'évolution du climat terrestre ont été réalisées. Ces modélisations essaient d'évaluer quelles seront les conséquences des modifications engendrées par l'homme sur son environnement. Parmi les acteurs qui doivent être pris en compte, la cryosphère tient une place non négligeable notamment au travers du mécanisme de l'albédo et de ses effets rétroactifs. La modélisation des calottes glaciaires constitue donc un aspect important du problème. Dans cette optique, une meilleure connaissance des processus physiques au niveau de l'interface glace-substratum doit être acquise.

La cryosphère joue d'autre part un rôle important d'enregistreur des changements climatiques passés. Au Groenland, deux sondages profonds, GRIP et GISP 2, ont été récemment réalisés. Ces deux sondages ont pénétré des glaces formées pendant le dernier interglaciaire (Eemien) avant d'atteindre le substratum rocheux. L'Eemien est souvent considéré comme un analogue d'un monde légèrement plus chaud que l'actuel. Dans les glaces éemiennes du sondage GRIP, de fortes et brèves oscillations climatiques froides ont été enregistrées. On peut dès lors se demander si de telles variations ne pourraient pas se produire dans l'éventualité d'un léger réchauffement du climat actuel sous l'influence de l'action humaine. Malheureusement, les glaces du sondage GISP2, situé à peine à trente kilomètres à l'ouest du GRIP, n'ont pas permis de vérifier les informations décrites ci-dessus. Ceci est dû aux déformations liées à l'écoulement de la glace. La datation des parties les plus profondes de ces grands sondages est basée sur des lois d'écoulement de la glace fortement dépendantes des propriétés des glaces basales. Une meilleure connaissance des caractéristiques de ces glaces permettrait d'améliorer les datations des différents sondages et, dès lors, de comparer les données recueillies dans leurs parties les plus profondes.

L'étude des glaces basales apporte donc des informations complémentaires pour une meilleure modélisation des calottes glaciaires afin de prévoir leur évolution mais aussi d'obtenir des connaissances plus précises de l'écoulement des glaces, ce qui permettrait la comparaison des études des glaces les plus profondes de différents sondages. Les glaces

basales peuvent être prélevées soit à la base de sondages profonds, soit in-situ en bordure de calottes.

Dans ce travail, nous réaliserons l'étude des glaces basales du sondage GRIP et de glaces prélevées le long de la bordure ouest de la calotte groenlandaise à Kautorissat isuat. Pour la première fois, des analyses détaillées des caractéristiques gazeuses de glaces basales seront effectuées en parallèle à des analyses co-isotopiques. Les analyses des caractéristiques en gaz des glaces basales sont basées sur des techniques récentes dont une description détaillée sera présentée.

**Chapitre 1 : Considérations générales sur les glaces
basales du Groenland.**

1. Généralités.

Situé dans l'océan Atlantique, au nord-est du Canada, le Groenland couvre 2 186 000 km².



Fig. 1.1.: Le Groenland.

L'inlandsis groenlandais, quant à lui, a une superficie de 1 730 000 km² et occupe donc près de 80% de la surface de l'île. A partir de l'étude de sédiments marins prélevés dans l'Océan Atlantique Nord, Shackelton et al. (1984) ont montré que le développement de la calotte glaciaire groenlandaise a pu s'être réalisé il y a 2,4 millions d'années.

Actuellement, l'épaisseur des glaces dépasse les 3000 mètres dans les parties centrales et septentrionales. On distingue deux dômes de glace : un dôme septentrional culminant à 3205 mètres et un dôme méridional atteignant 2830 mètres d'altitude (Fig. 1.2.).



Fig. 1.2. : Carte topographique de la calotte et du substratum (d'après Reeh, 1989).

Ces deux dômes sont reliés entre-eux par un ensellement à une altitude presque constante de 2500 mètres.

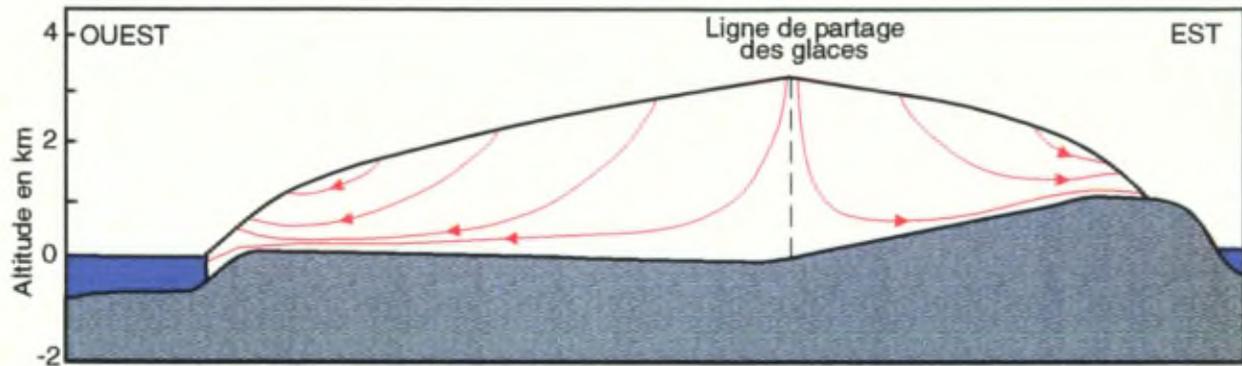


Fig. 1.3.: Coupe schématique ouest-est de la calotte groenlandaise. La ligne de partage des glaces est décalée vers l'est. Les lignes d'écoulement de la glace sont représentées en rouge (d'après Reeh, 1989).

La ligne principale de partage des glaces est décalée vers l'est (fig. 1.2. et 1.3.). En raison de l'ajustement isostatique lié au poids de la glace, le substratum se trouve sous le niveau de la mer dans les parties centrales du Groenland (fig. 1.3.). On peut donc considérer le socle groenlandais comme un bassin central entouré de zones périphériques surélevées avec, notamment le long de la côte est, une chaîne de montagne.

Dans l'ensemble, l'écoulement des glaces s'effectue à partir des deux dômes vers les marges de l'inlandsis. Les vitesses d'écoulement horizontal sont minimales (quelques mètres par an) dans les régions centrales proches de la ligne de partage des glaces. Elles sont maximales (50 à 100 mètres par an) au niveau de la ligne d'équilibre et à nouveau quasiment nulles à proximité des marges (Fig. 1.4.).

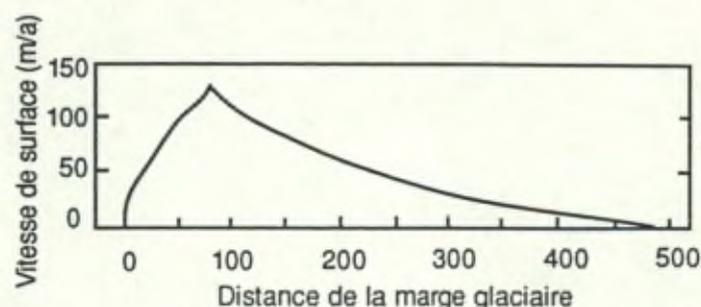


Fig. 1.4.: Vitesses d'écoulement de la glace par rapport à la distance depuis la ligne de partage des glaces (d'après Reeh, 1989).

Plusieurs situations différentes peuvent se présenter en bordure. Lorsqu'une zone non englacée est présente à la périphérie du Groenland, l'inlandsis s'arrête soit par une falaise de glace, soit par une rampe. Les vitesses d'écoulement des glaces y sont très faibles. Lorsque la glace arrive en mer, elle devient flottante, et une falaise se développe du fait du vêlage d'icebergs. Dans ce cas, les vitesses d'écoulement de la glace peuvent être élevées comme par exemple pour le Jakobshavn Isbrae (7,3 km par an).

La zone d'accumulation couvre 1,44 millions de km², soit 83% de la surface totale de l'inlandsis. 0,29 millions de km² correspondent à la zone d'ablation (Weidick, 1976). En ce qui concerne le bilan de masse, l'accumulation équivaut à 500 km³ d'eau par an. Un volume d'eau équivalent au volume accumulé est éliminé chaque année : 295 km³ par fusion et sublimation, et 205 km³ par vêlage d'icebergs. L'inlandsis semble donc être en équilibre avec le climat actuel, même si localement des variations comme une avancée ou un recul des glaces sont enregistrées (Reeh, 1989).

Les conditions thermiques au sein de la glace, et plus particulièrement à la base de la calotte, sont variables. Reeh (1989) présente une carte des isothermes à dix mètres de profondeur dans la glace (Fig. 1.5.). Les températures les plus négatives sont mesurées dans les glaces les plus septentrionales et situées à haute altitude. Les températures augmentent dans la glace avec la profondeur. En certains endroits, elles peuvent atteindre le point de fusion (Fig. 1.5.).

Une distinction est généralement faite entre la glace qui constitue la majeure partie d'un glacier ou d'une calotte glaciaire et la glace riche en débris qui est présente à sa base. Cette "glace basale", qui peut avoir jusqu'à plusieurs mètres d'épaisseur, est produite au contact du substratum. La "glace de glacier", elle, est produite par densification de la neige au niveau de la surface de la masse de glace.

Les glaces basales peuvent être atteintes lors d'un sondage profond à travers l'inlandsis ou peuvent être observées in situ le long de la marge glaciaire. C'est le cas notamment le long de la bordure ouest de la calotte groenlandaise. Reeh et al. (1987) soulignent qu'un avantage d'étudier les glaces le long de la bordure d'une calotte glaciaire est l'observation plus aisée de phénomènes qui ne sont présents qu'à de grandes profondeurs au centre de la calotte. Cependant, les mécanismes de formation des glaces basales du centre de la calotte peuvent être différents de ceux mis en évidence à partir des glaces basales de bordure. Il ne faut également pas considérer que les glaces basales de bordure se sont formées au centre de la calotte glaciaire et que, par l'écoulement des glaces, elles sont observées en bordure.

2. Les différents faciès des glaces basales au Groenland.

En général, les classifications des glaces basales ont été faites à partir d'observations portant sur le contenu en particules minérales, la présence de bulles de gaz et les caractéristiques des cristaux de glace. Les principaux traits descriptifs pour les particules minérales et pour les bulles de gaz sont l'abondance, la forme, la taille et leur disposition dans la masse de glace. Pour les cristaux de glace, on considère leur dimension, leur forme et leur disposition les uns par rapport aux autres. Des mesures de l'orientation des axes optiques complètent parfois ces descriptions.

Dans notre aperçu des différents faciès de glace basale, nous nous appuyons sur l'étude de Knight (1987) qui présente une classification en trois familles auxquelles s'ajoute la glace de glacier. Dans ce manuscrit, ce

sont les termes exacts utilisés par les différents auteurs qui seront repris sans en effectuer de traduction. Cette classification, établie pour les glaces de bordure du Groenland, fait référence à l'étude de Lawson (1979) sur les glaces du Manatuska Glacier, glacier de vallée fort large situé au sud-est de l'Alaska. Enfin, nous préciserons le choix des termes français utilisés dans ce travail, établissant ainsi la correspondance avec les autres classifications.

La "*solid family*" comprend trois types de glace qui peuvent être mélangés entre-eux en certains endroits. Le premier type de glace décrit correspond à de la neige qui a été surmontée par le glacier en croissance. Cette neige s'est transformée en glace blanchâtre qui comprend de nombreuses bulles généralement sphériques pouvant avoir jusqu'à un millimètre de diamètre. Les cristaux sont de petite dimension (< 1 cm). Parfois une très fine couche de débris peut être observée. Le deuxième type de glace est composé d'un ensemble de débris, dont la taille varie du silt à celle de gros cailloux, avec de la glace interstitielle. Aucune structure n'est visible dans ce faciès qui, pour l'auteur, correspond à du till gelé incorporé à la base du glacier. Le troisième type de glace de cette famille présente des lits de débris de tailles fort variables au sein desquels des bandes de glace fort fines et dépourvues de débris sont présentes. Ces bandes de glace donnent un aspect légèrement lité à ce faciès.

Lawson (1979), quant à lui, regroupe les glaces dont la teneur en particules est importante sous le terme de "*solid subfacies*".

Nous ne nous sommes pas attachés à l'étude de ce type de glace au sein des glaces basales de Kautorissat isuat.

La "*banded family*" est formée par l'alternance de glaces riches en débris et de glaces qui en sont pratiquement dépourvues. L'étude granulométrique des particules minérales contenues dans ces bandes révèle que celles-ci peuvent être de dimensions fort différentes : de la taille d'un silt à celle d'un caillou. Les particules de dimensions moyennes peuvent présenter une orientation préférentielle suivant la foliation des bandes de glace. Ceci n'est cependant pas vrai pour les particules de plus grande et de plus petite dimension. Ces bandes de glaces riches en débris peuvent avoir différents aspects. Elles peuvent se présenter en feuilletage de débris très fins et de couches de glace dont l'épaisseur correspond à un cristal, ou en

bandes massives de débris où la glace interstitielle est minoritaire. Tous les intermédiaires entre ces deux aspects sont possibles. Les glaces des bandes quasiment dépourvues de débris ressemblent fortement à celles de la "banded family" décrites ci-après.

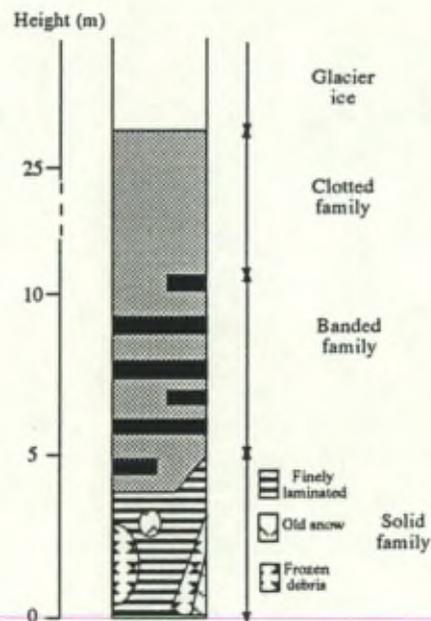


Fig. 1.6.: Faciès de glace définis par Knight pour les glaces de Russell (d'après Knight, 1987).

Pour les glaces de la "banded family" définies par Knight (1987), Lawson (1979) utilise l'appellation "stratified facies". Dans les bandes ne contenant que peu de particules, les cristaux de glace sont généralement de petites dimensions. Cette glace est transparente et généralement sans bulles. Si de rares bulles sont présentes, elles sont alors allongées dans le sens des bandes de glace. Les lits riches en particules contiennent des cailloux et des agrégats de fines particules. Ils peuvent s'étendre latéralement sur plusieurs dizaines de mètres. Pour les lits extrêmement riches en particules une stratification peut être observée au sein de celles-ci. Pour le même type de glace au Groenland, Souchez et al. (1988) utilisent également le terme de "stratified facies". Ils regroupent sous ce terme les glaces formées par l'alternance de bandes riches en particules et de bandes qui en sont généralement dépourvues, dont les épaisseurs sont équivalentes à celle d'un cristal de glace.

Nous utiliserons le terme de faciès stratifié pour les glaces de Kautorissat isuat formées par l'alternance de bandes de glaces riches en particules avec des bandes de glaces dépourvues de particules. Ces glaces correspondent aux descriptions présentées ci-avant.

La "*clotted family*", encore appelée "*clotted ice*" par Knight (1987), correspond à l'ensemble des glaces riches en débris et situées entre les glaces de glacier et les premières bandes de glaces de la "*banded family*". A proximité du front du glacier, les cristaux de glace se distinguent par l'absence de bulles et de particules intracristallines. Par contre, les limites intercristallines sont soulignées par la présence de tubes de gaz et de particules sous la forme d'agrégats dont la taille augmente vers l'aval du glacier. Plus en amont, les tubes de gaz deviennent moins nombreux au profit de bulles de gaz intracristallines de plus en plus nombreuses. La transition entre ce faciès de glace et la glace de glacier s'effectue donc par de faibles modifications de l'aspect des glaces, et en particulier par l'apparition progressive de quelques fines particules.

Lawson (1979) utilise le terme de "*dispersed facies*" pour la glace contenant relativement peu de bulles et de particules. La glace peut être blanchâtre à transparente suivant la profondeur. L'épaisseur de ce faciès augmente vers l'aval du glacier. La teneur en débris y est en moyenne de 3,8% en volume et il s'agit d'agrégats de particules argileuses dispersés dans la glace. Souchez et al. (1988) utilisent la même dénomination que Lawson pour ce type de glace. Ils précisent en outre que les particules peuvent être soit isolées, soit groupées sous forme d'agrégats. Dans ce cas, Souchez et al. (1988) parlent de "*clotted ice*". Les particules peuvent être soit présentes aux limites des cristaux, soit être intracristallines.

A Kautorissat isuat, nous utiliserons le terme de faciès dispersé pour l'ensemble des glaces qui contiennent des particules de petites dimensions (limons et argiles) qu'elles soient isolées ou groupées sous la forme d'agrégats ayant jusqu'à plusieurs centimètres de diamètre. Ces glaces contiennent peu de bulles et celles-ci peuvent être de plus grande dimension.

3. Principales études antérieures des glaces basales de sondages profonds.

Avant les sondages récents du GRIP et de GISP2, deux autres sondages avaient déjà atteint le substratum après avoir percé de part en part toute l'épaisseur de la glace de la calotte groenlandaise. En 1966, un sondage profond de 1375 mètres a été réalisé à Camp Century. Un second sondage profond a traversé toute l'épaisseur de la calotte groenlandaise à Dye 3 en 1981 (Fig. 1.7.).

A Camp Century, le sondage a atteint le substratum après avoir traversé seize mètres de glaces riches en débris largement décrites par Herron et al. (1979).

Ces seize derniers mètres sont formés par l'alternance de plus de 300 couches de glaces, soit riches, soit dépourvues de débris. Ces couches, aux limites bien définies, peuvent avoir de quelques millimètres à un mètre d'épaisseur et 90% d'entre-elles sont presque horizontales. Une variation de la granulométrie des débris dans la glace est observée en fonction de la distance au substratum. Les particules de la taille des sables sont relativement plus nombreuses près du substratum et inversement pour les particules de la taille des argiles. L'abondance des particules dans les seize derniers mètres (0,24% en poids) par rapport à la glace de glacier sus-jacente (0,001%) témoigne en faveur d'une origine sous-glaciaire des débris. L'étude de la texture et de la composition des particules est également en faveur de cette provenance sous-glaciaire. Pour Herron et al. (1979), l'incorporation des particules par le gel d'eau au contact du substratum est sans doute le mécanisme qui peut le mieux expliquer la formation des glaces riches en débris.



Fig. 1.7.: Principaux sites d'étude des glaces basales au Groenland.

L'analyse cristallographique de ces glaces révèle qu'elles sont formées de petits cristaux (de 0,62 à 3,84 mm de diamètre). Une différence nette dans la taille des cristaux apparaît en particulier à dix mètres du substratum. Au-dessus de cette limite, les cristaux ont un diamètre moyen de 3 mm alors

qu'en-dessous, le diamètre moyen n'est plus que de 0,79 mm. Dans les dix derniers mètres du sondage, les axes des cristaux sont préférentiellement orientés dans une même direction. Cette orientation préférentielle est nettement moins marquée dans les cristaux de plus grande dimension observés dans les six premiers mètres de glace basale (Fig. 1.8.). Les dix derniers mètres de glace sont donc dans une zone de plus forte déformation de la glace. Le cisaillement est important à Camp Century car ce sondage n'est pas situé le long de la ligne de partage des glaces (Herron et al., 1979).

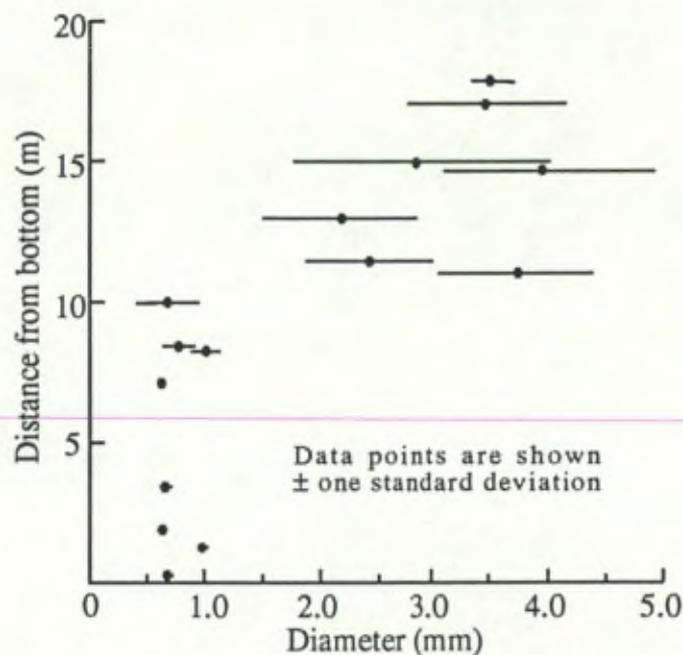


Fig. 1.8.: Dimension des cristaux dans la glace basale de Camp Century (d'après Herron et al., 1979).

A l'extrémité du sondage de Dye 3, profond de 2035 mètres, 22 mètres de glaces riches en particules ont été observés (Dansgaard et al., 1982). Aucune description complète de la structure cristallographique et des débris n'a été publiée à notre connaissance. Cependant, Koerner (1989) indique que les débris sont sans doute similaires en concentration et en granulométrie à ceux des glaces basales de Camp Century.

Des analyses des caractéristiques en gaz et en isotopes stables des glaces basales de ces deux sondages ont également été réalisées.

Des bulles de gaz et des inclusions ont été observées dans les glaces basales de Camp Century. Elles sont étirées dans des plans parallèles à ceux des bandes riches en particules. Des analyses de gaz ont été réalisées sur seize échantillons des glaces basales. Les contenus en gaz varient de 34 à 64 ml/kg avec une moyenne de 51 ml/kg. Cette valeur correspond environ à la moitié de celles enregistrées pour les glaces en-dehors de la zone basale. Herron et al. (1979) expliquent cette observation de la manière suivante : les glaces basales se sont formées par le gel d'eau et étaient dès lors au départ dépourvues en gaz. Après leur formation, elles se sont enrichies en gaz à partir de la glace de glacier. Si la glace basale reste à une température proche de celle du point de fusion, des gaz peuvent diffuser depuis la glace de glacier vers la glace basale au sein de l'eau présente le long des limites intergrains (Fig. 1.9.). Si une telle diffusion s'est réalisée, un enrichissement préférentiel en gaz diffusant le plus rapidement doit être observé. Pour les mesures réalisées dans les glaces basales, les auteurs indiquent que c'est par exemple le cas de l'argon par rapport à l'azote.

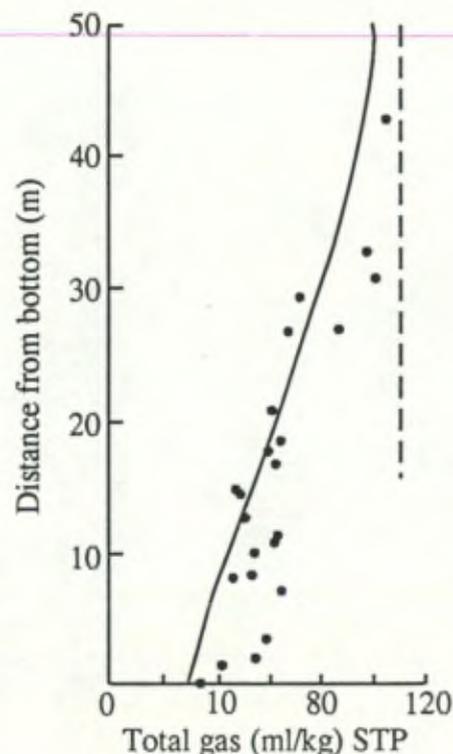


Fig. 1.9: Contenu en gaz des glaces basales de Camp Century (d'après Herron et al., 1979).

Stauffer et al. (1985) présentent les valeurs en gaz mesurées dans deux échantillons des glaces basales de Dye 3.

	Contenu total en gaz (ml/kg)	N ₂ (%)	O ₂ (%)	Ar (%)	CO ₂ (ppm)
éch. 1.	64,65	78,25	20,5	0,95	3500
éch. 2.	65,30	72,28	20,37	0,95	4000

Ces auteurs précisent que les gaz sont recueillis par fonte-regel et que, dès lors, les concentrations en CO₂ peuvent être exagérées par la dissolution de particules carbonatées. Ils soulignent, à partir de la comparaison des valeurs mesurées, que le même processus de formation des glaces basales qu'à Camp Century peut être envisagé : formées par gel d'eau, les glaces basales ne contiennent pas de gaz et, au cours du temps, des gaz vont diffuser depuis les glaces de glacier sus-jacentes.

Au niveau de la composition isotopique, les glaces basales de Camp Century ne peuvent être distinguées des glaces de glacier situées juste au-dessus. De fortes fluctuations des valeurs isotopiques sont enregistrées dans les 75 derniers mètres du sondage, donc aussi bien dans la glace basale que dans la glace de glacier située juste au-dessus.

Pour le sondage de Dye 3, une valeur presque constante de -31‰ en δ¹⁸O est observée pour les trente derniers mètres de glace de glacier situés juste au-dessus des glaces basales. Une augmentation importante des valeurs δ¹⁸O est enregistrée au sein des 22 mètres de glaces basales. On y rencontre les valeurs en δ¹⁸O les plus élevées de l'ensemble du sondage.

Dansgaard et al. (1982) pensent que ces glaces pourraient s'être formées durant une période chaude et à une altitude moindre.

Stauffer et al (1985) indiquent également que les glaces basales de Dye 3 pourraient être des glaces d'origine tempérée car, comme le montrent les valeurs en isotopes stables, elles se seraient formées durant une période chaude. De plus, la composition en gaz observée pour les glaces basales reflète également une formation possible de ces glaces en milieu tempéré.

Koerner (1989) a réalisé une nouvelle interprétation des résultats obtenus pour les glaces basales de ces deux sondages en les comparant aux caractéristiques de glaces basales de l'Arctique canadien. Les mesures

isotopiques ($\delta^{18}\text{O}$) réalisées sur toute la longueur des différents sondages mettent en évidence trois sections depuis la surface jusqu'au substratum : la première regroupe les glaces formées pendant l'interglaciaire actuel, la seconde celles formées pendant la dernière période glaciaire et la troisième correspond aux glaces basales.

Cette dernière section présente des valeurs en $\delta^{18}\text{O}$ qui, par comparaison aux valeurs des glaces holocènes, pourraient indiquer que ces glaces se sont formées pendant une période interglaciaire. Mais pour comparer les valeurs isotopiques des glaces les plus profondes avec celles des glaces holocènes, au sein de chacun des deux sondages groenlandais, il faut réaliser des corrections d'altitude. Ces sondages n'étant pas situés le long de la ligne de partage des glaces, les glaces profondes ont dû se former plus en amont sur la calotte glaciaire, donc à des altitudes supérieures aux glaces holocènes. Koerner (1989) considère qu'une augmentation de un mètre de l'altitude de formation engendre une baisse de 0,006‰ de la valeur en $\delta^{18}\text{O}$ de la glace formée. Les valeurs en $\delta^{18}\text{O}$ corrigées des derniers mètres de glace des sondages sont nettement moins négatives que celles mesurées pour les glaces de la période holocène. L'auteur considère donc que ces glaces ont dû se former pendant une période interglaciaire à des températures si élevées qu'elles ont pu se mettre en place directement sur le substratum en l'absence de calotte. A partir des valeurs en $\delta^{18}\text{O}$ mesurées, Koerner (1989) effectue une estimation des valeurs isotopiques que les glaces holocènes auraient si elles s'étaient formées sur le substratum. Pour ce faire, il lui faut tenir compte de la modification d'altitude de formation de ces glaces liée à la disparition de la calotte et au réajustement isostatique associé. Les valeurs ainsi estimées s'approchent de celles qui sont observées pour les glaces basales des sondages de Dye 3 et Camp Century, ce qui montre que les glaces basales pourraient s'être formées directement sur le substratum en l'absence de la calotte glaciaire.

Koerner (1989) reprend également les données des valeurs en gaz publiées pour ces deux sondages. Sur base de son interprétation des valeurs en isotopes stables des glaces basales, il approfondit l'idée avancée par Stauffer et al. (1985) que la signature en gaz de ces glaces peut correspondre à celle de glaces formées en milieu tempéré. Les fortes concentrations en CO_2 obtenues dans ces glaces basales reflètent la présence d'eau durant leur formation. Cette présence d'eau influence

également les valeurs en $\delta^{18}\text{O}$ de ces glaces par des effets de fractionnement isotopique lors du gel.

Pour le contenu en particules, l'auteur pense que celles-ci ont pu être incorporées lors de la phase de mise en place de la calotte. Dans la première phase de croissance de la calotte, la glace surimposée ne devait couvrir que certaines parties du substratum. Les zones non-englacées pouvaient dès lors être une source importante de matériaux de différentes dimensions. Par la suite, ces sources de matériaux se sont trouvées de plus en plus éloignées par la croissance des zones englacées et seules des particules de petites dimensions, moins nombreuses, ont pu encore être amenées par les vents. Une telle évolution permet de comprendre la distribution des particules minérales telle qu'elle est observée dans les glaces basales de Camp Century.

Pour Koerner (1989), les glaces basales sont donc héritées de la mise en place de la calotte glaciaire.

4. Principales études antérieures des glaces basales de bordure.

Les principaux sites d'étude des glaces basales de bordure sont situés le long de la terminaison ouest de la calotte groenlandaise. Il s'agit des sites de Qigssertaq, Russell et Leverett qui sont situés à proximité de l'aéroport de Søndre Strømfjord et, plus au nord, des sites de Jakobshavn Isbrae et de Camp 3 (Fig. 1.7.).

Sur la plupart de ces sites, les études des glaces de bordure ont été réalisées suivant des échantillonnages plus ou moins rapprochés depuis l'extrême limite de l'extension du glacier jusque parfois plusieurs centaines de mètres en amont de la terminaison. Ces échantillonnages peuvent avoir été effectués dans quelques sondages de quelques dizaines de mètres de profondeur ou encore dans des sondages de quelques mètres, plus fréquents, et plus rapprochés les uns des autres.

En général, de l'amont vers l'aval, on observe des glaces de glacier suivies de glaces contenant des particules minérales peu nombreuses, de petites dimensions et pouvant être groupées en agrégats. Plus vers le front du glacier, les glaces contiennent de plus en plus de particules dont la taille croît (sables, graviers et cailloux).

Les études les plus fréquentes portent sur différents sujets tels que l'analyse des particules (granulométrie, composition, disposition spatiale) et l'analyse des isotopes stables des glaces.

Dans la région de Thulé, Hooke (1970) a étudié les glaces de la bordure de la calotte qui, comme le montre l'auteur, se sont formées lors de l'avancée du front du glacier. Ce mécanisme de formation des glaces de bordure peut être décrit en deux étapes. La première étape est la formation en avant du front du glacier de glace surimposée à même le sol. La deuxième phase correspond à l'avancée du front du glacier de telle sorte que les glaces surimposées sont incorporées à la base de celui-ci. Le même processus de formation de glace de bordure a été plus amplement étudié pour la marge du Barnes Ice Cap par Hooke (1976). A cet endroit, il a observé la présence d'une bande de glace blanchâtre comprise entre des glaces contenant nettement moins de bulles de gaz et paraissant bleutées. L'aspect bleuté de ces glaces s'explique par le fait qu'elles sont d'origine surimposée. En effet, sur l'ice cap, l'ensemble des glaces se forme actuellement en présence d'une phase liquide. Les valeurs isotopiques mesurées dans les glaces blanchâtres sont nettement inférieures aux valeurs obtenues dans les glaces situées juste au-dessus. Un écart de 14‰ des valeurs en $\delta^{18}\text{O}$ est observé, ce qui selon l'auteur, correspond à la transition entre des glaces pléistocènes et holocènes. Les glaces formées durant la dernière glaciation apparaissent plus blanches car l'influence de la phase liquide durant leur formation a été moins importante. Les glaces situées en-dessous de la bande blanche sont également des glaces post-pléistocène comme le montre la similarité des valeurs isotopiques par rapport à celles situées au-dessus de cette bande. Une perturbation de la stratigraphie, associée au mode de mise en place de ces glaces, est donc observée le long de la bordure. Les glaces surimposées les plus profondes se sont formées en avant du glacier et ont été recouvertes par celui-ci lors de son avancée. Les glaces pléistocènes situées à la base du Barnes Ice Cap ont donc recouvert des glaces qui se sont formées bien après elles, ce qui explique la perturbation stratigraphique observée.

Reeh et al. (1987), eux, se sont particulièrement intéressés à l'étude des glaces de glacier rencontrées à une certaine distance du front. Ils ont réalisé différents transects d'échantillonnages. Le plus détaillé de ceux-ci a

été réalisé le long de la bordure ouest de la calotte entre Jakobshavn Isbrae et Camp 3. La glace de glacier y a été observée depuis une distance de 230 mètres en amont du front jusqu'au point d'échantillonnage le plus éloigné du transect à plus de 1200 mètres du front. Une discontinuité majeure des valeurs en isotopes stables a été observée à 830 mètres de la bordure. En aval de ce point, les valeurs isotopiques en $\delta^{18}\text{O}$ enregistrées sont en général inférieures à -37‰. Par contre, en amont, les valeurs sont comprises entre -32 et -33 ‰. Cet écart isotopique correspond à celui qui est enregistré dans les sondages profonds du Groenland pour la transition entre les glaces holocènes et pléistocènes. Sur la bordure nord de la calotte (Warming Land), cette transition est également observée dans des glaces de glaciers prélevées dans deux transects entre 470 et 550 mètres en amont du front glaciaire.

La transition entre des glaces de glacier holocènes et pléistocènes est enregistrée à d'autres endroits le long de la bordure ouest de la calotte. Clausen et Stauffer (1988) ont observé une variation de 6‰ en $\delta^{18}\text{O}$ en plusieurs endroits à Camp 3. Au plus les sondages qu'ils ont réalisés sont éloignés de la bordure, au plus cette transition est enregistrée à grande profondeur. Pour les auteurs, ceci témoigne des lignes d'écoulement de la glace qui, dans une zone d'ablation, sont dirigées vers le haut. Pratiquement toutes les études des glaces de glacier le long de la bordure ouest de la calotte mettent en évidence la transition entre des glaces pléistocènes et holocènes. Néanmoins, celle-ci n'est pas observée en tous lieux comme nous le verrons plus loin.

A Russell et à Jakobshavn, Sugden et al. (1987) ont réalisé une étude conjointe des particules et des isotopes stables des glaces basales. Ils ont réparti les glaces observées en trois catégories. La première catégorie (type A) regroupe les glaces formées par l'alternance de bandes riches en particules et de bandes dépourvues de particules. Ces bandes de glaces peuvent être plissées. La seconde catégorie (type B) qu'ils définissent est seulement observée à Russell. Il s'agit de glaces dépourvues de bulles de gaz et présentant des débris sous la forme d'agrégats dont la taille diminue vers l'amont du glacier. Ces glaces sont également appelées "clotted ice" et sont observées à Russell en amont de celles du type A. Des glaces de glacier

typiques (type C) sont observées pour les deux sites dans leurs parties les plus en amont.

L'étude granulométrique des glaces du type A révèle une distribution bimodale des débris. Un premier pic est observé pour une taille de 4 phi (silt grossier) et un second pour une taille de -3 phi (gravier). Cette distribution est typique de l'érosion glaciaire, un pic représentant la dimension des grains du matériau parent, l'autre représentant des fragments rocheux. L'absence de particules de petites dimensions (argiles) indique que celles-ci doivent être régulièrement éliminées par l'eau qui s'écoule à l'interface car elles sont observées dans les eaux de fonte à l'avant du front. Les particules observées dans les glaces du type B à Russell présentent par contre un seul pic au niveau de la dimension des argiles et des silts.

Sugden et al. (1987) ont pu montrer que les glaces de glacier (type C) s'alignent dans un diagramme δD - $\delta^{18}O$ suivant une droite (Fig. 1.10.) dont la pente correspond à la Meteoric Water Line. Ceci indique que les valeurs en isotopes stables des glaces de glacier n'ont pas été altérées par des épisodes de gel d'eau depuis leur mise en place. A Russell, la transition entre les glaces holocènes et pléistocènes est observée, alors qu'à Jakobshavn, les glaces étant d'origine locale, celle-ci n'est pas présente.

Les auteurs montrent qu'aucune distinction ne peut être réalisée au niveau isotopique entre les glaces du faciès dispersé (type B) et les glaces de glacier (type C) les plus négatives (Fig. 1.10.). La présence de particules et l'absence de bulles indiquent cependant une formation de ces glaces (type B) par gel d'eau. Celui-ci a dû être de faible importance et est lié aux passages de petits obstacles du lit, l'eau produite en amont de chacun regelant complètement en aval. A Jakobshavn, ces auteurs ont obtenu une droite de pente de 6,3 pour les glaces stratifiées (type A). Ceci indique qu'elles se sont formées par le gel d'eau à la base du glacier (Fig. 1.10.). L'écart important entre les valeurs les moins et les plus négatives en $\delta^{18}O$ indique en outre que ces glaces se sont formées par de multiples événements de fonte et de gel. A Russell, par contre, les glaces du type A ne sont pas alignées dans un diagramme δD - $\delta^{18}O$ ce qui indique probablement une diversité de la composition isotopique des eaux qui ont gelé pour former ces glaces.

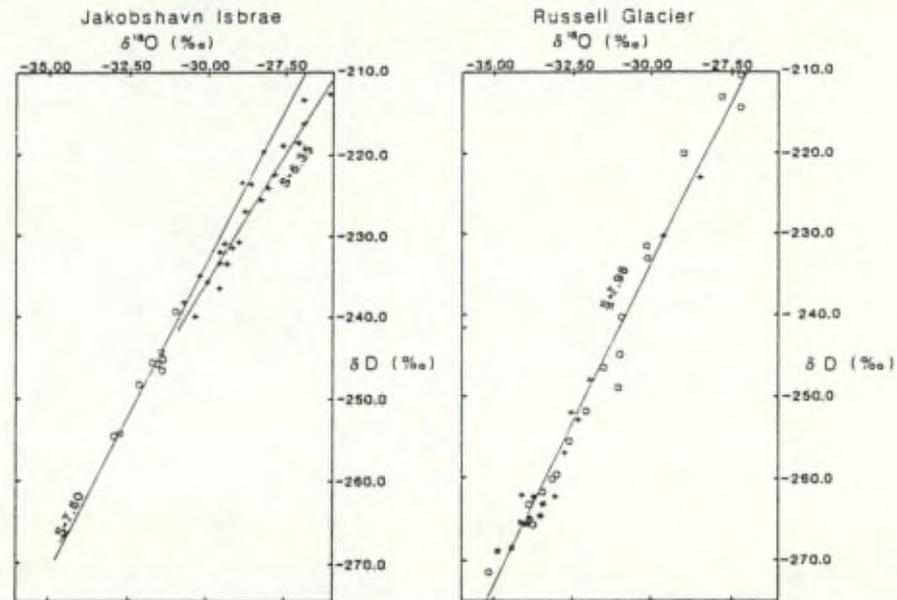


Fig. 1.10. : Etude en isotopes stables des glaces basales de Russell et Jakobshavn. Les symboles représentent les différents types de glace définis : + : type A ; * : type B ; o : type C (d'après Sugden et al., 1987).

Deux zones différentes de formation de glaces basales ont donc été mises en évidence par Sugden et al. (1987). Les glaces stratifiées se forment dans une zone de bordure où de l'eau gèle et où des particules grossières sont incorporées dans la glace sous la forme de lits. La continuité et la régularité des bandes observées montrent que ces glaces se forment à proximité du front. L'absence de fines particules indique qu'elles ont été emportées par l'eau circulant à la base du glacier. Les glaces du faciès dispersé, par contre, se sont elles formées plus loin du front du glacier et ont donc transité plus longtemps au sein de celui-ci, ce dont témoigne la discontinuité des particules. Ces glaces ne présentent pas de signature isotopique permettant de les distinguer des glaces de glacier. Elles se sont formées par le gel d'eau dans un système fermé ce qui permet de comprendre la présence de particules anguleuses.

Knight (1989) a développé un mode de formation des glaces stratifiées à partir de mesures en isotopes stables (δD et $\delta^{18}O$) réalisées sur des glaces prélevées le long de la bordure ouest de la calotte groenlandaise dans la

région de Søndre Strømfjord. Plus particulièrement, cet auteur a étudié séparément les glaces des bandes riches en débris et des bandes qui en sont dépourvues, ou éventuellement qui en contiennent très peu sous la forme d'agrégats. L'auteur a montré que les glaces contenant peu de particules présentent une signature isotopique similaire à celle des glaces situées plus en amont dans le glacier.

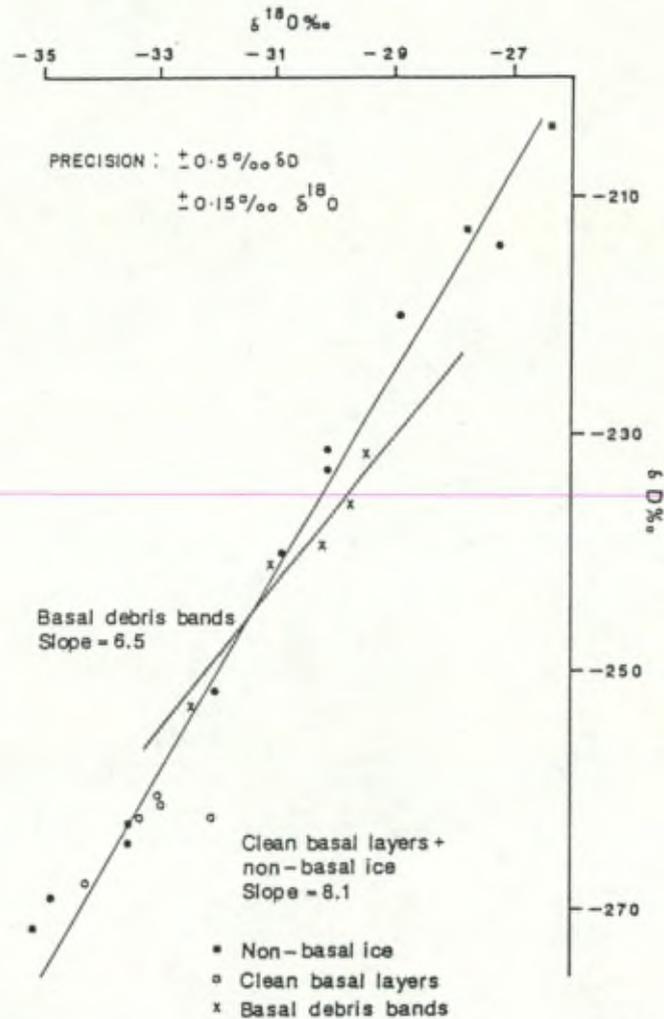


Fig. 1.11. : Diagramme $\delta D - \delta^{18}O$ pour les différents faciès de glace observés (d'après Knight, 1989).

Dans un diagramme $\delta D - \delta^{18}O$, ces glaces s'alignent suivant une droite de pente égale à 8,1 (Fig. 1.11.), probablement la Meteoric Water Line. Les bandes de glaces ne contenant que peu de débris pourraient donc s'être

formées par un processus de fonte-regel dans un milieu fermé, ce qui ne donne pas une signature caractéristique d'un phénomène de gel. Par opposition, Knight (1989) montre que les glaces des bandes riches en particules s'alignent dans un diagramme δD - $\delta^{18}O$ suivant une droite de pente égale à 6,5 (Fig. 1.11.). Ces glaces se seraient donc formées par gel d'eau au niveau du substratum. Les deux composantes des glaces formées par l'alternance de bandes de glaces riches et pauvres en particules, auraient donc une origine différente.

Une autre étude des glaces du faciès dispersé réalisée par Souchez et al. (1990) dévoile une signature co-isotopique particulière pour les glaces échantillonnées au Russell Glacier et à Qigssertaq. Au niveau de leur composition isotopique, ces glaces s'alignent dans un diagramme δD - $\delta^{18}O$ suivant des droites de pentes égales à 4,83 et 3,71 respectivement pour les glaces de Qigssertaq et de Russell. Comme l'indiquent les auteurs, ces droites ne peuvent correspondre à des droites de gel sinon leurs pentes seraient supérieures à 5,35. Les auteurs ont en outre montré qu'il existe une relation entre un enrichissement en isotopes lourds et le contenu en particules d'une glace (Fig. 1.12.).

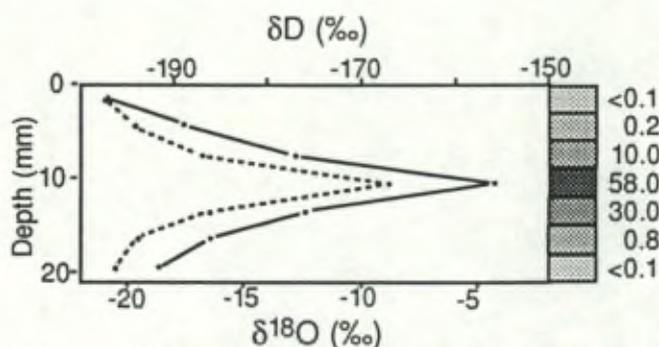


Fig. 1.12.: Composition isotopique et rapport débris/glace (% en poids) dans une fine couche de débris à Qigssertaq. Ligne continue : δD ; ligne hachurée : $\delta^{18}O$ (d'après Souchez et al., 1990).

A partir de cette constatation, Souchez et al. (1990) ont mis en évidence que la signature particulière en isotopes stables des glaces du faciès dispersé ne peut être comprise qu'en envisageant des interactions entre les particules minérales et la glace. Les argiles contenus dans les agrégats échangent des

isotopes d'oxygène et d'hydrogène avec l'eau qui, par gel, donne les glaces du faciès dispersé. Suite à ces échanges, l'eau s'enrichit en isotopes lourds et la composition isotopique des glaces du faciès dispersé reflète cet enrichissement. Un tel mécanisme est à prendre en considération surtout pour les glaces du faciès dispersé où les particules argileuses sont particulièrement abondantes.

Une analyse granulométrique des glaces du faciès dispersé a été réalisée par Knight (1994) pour les sites de Qigssertaq, Russell Glacier et Leverett Glacier. L'étude granulométrique donne des résultats similaires à ceux obtenus par Sugden et al. (1987). Les agrégats sont formés d'assemblages de fines particules : argiles et limons. 52 à 86 % des matériaux sont considérés comme anguleux à très anguleux alors que 0 à 16 % de ceux-ci sont arrondis ou très arrondis.

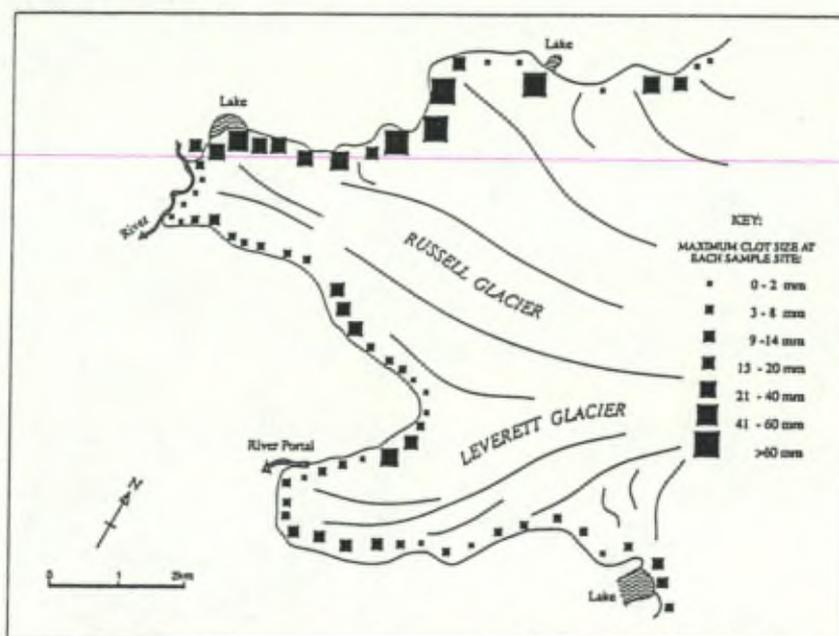


Fig. 1.13.: Variation de la taille des agrégats présents dans la glace basale le long de la bordure de la calotte (d'après Knight, 1994).

Au niveau de leur composition minéralogique, les différents auteurs précisent que les agrégats de particules ont une signature semblable à celle des roches en place au Groenland. Knight (1994) souligne que ces agrégats contiennent plus de micas que dans les lits de particules des glaces stratifiées. Cette caractéristique s'explique par le fait que les micas, de par

leur petite dimension, sont facilement emportés dans le film d'eau sous-glaciaire et ne sont dès lors pas incorporés au sein des glaces du faciès stratifié. Rappelons que Sugden et al. (1987) ont souligné que les particules de petites dimensions sont peu présentes dans les glaces du faciès stratifié.

Aux mêmes sites que pour l'analyse granulométrique, Knight (1994) a également réalisé une étude de la répartition des glaces du faciès dispersé le long de la bordure de la calotte. Il a constaté que les glaces contenant les plus gros agrégats ne sont observées qu'en certains endroits (Fig. 1.13.).

L'auteur explique ces particularités par la conjonction de deux phénomènes. D'une part, lorsque la glace doit contourner un obstacle du lit, les flux divergents entraînent une concentration des glaces contenant les plus gros agrégats au niveau des lobes (Fig. 1.14.).

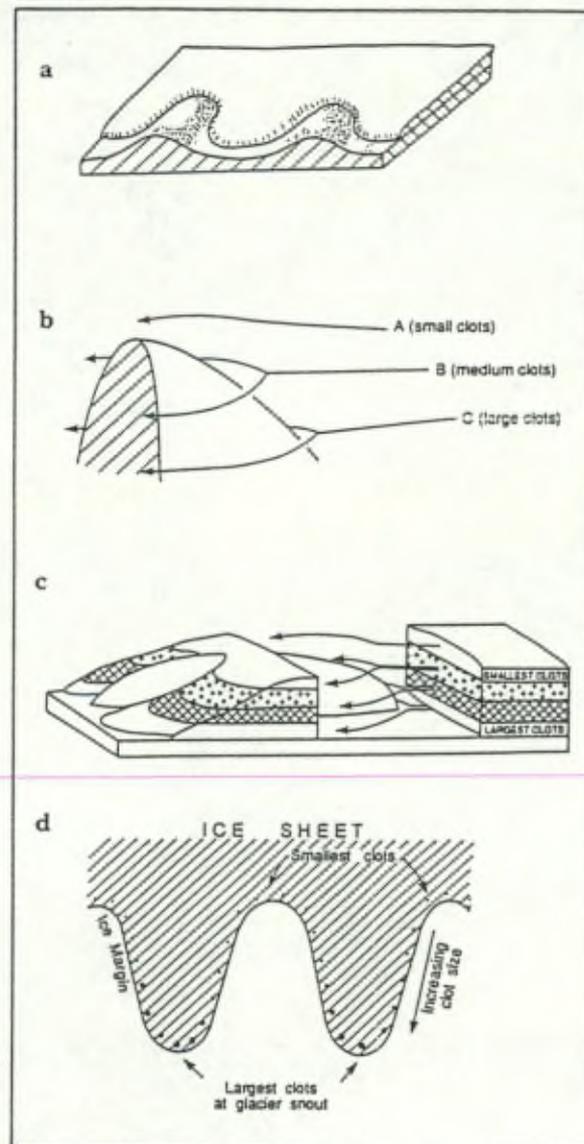


Fig. 1.14.: Effet de divergence sur la répartition des glaces à gros agrégats (d'après Knight, 1994).

D'autre part, s'il y a fonte de la glace au niveau du substratum, les glaces situées au contact du substratum disparaissent. Stratigraphiquement, ce sont les glaces contenant les gros agrégats qui sont les plus proches du substratum. Ce sont donc ces glaces qui disparaîtront. La forte épaisseur du glacier au niveau des lobes est favorable à la fonte des glaces au niveau du substratum. Ces glaces riches en gros agrégats ne seront donc pas

présentes au niveau des lobes le long de la terminaison de la calotte (Fig. 1.15.).

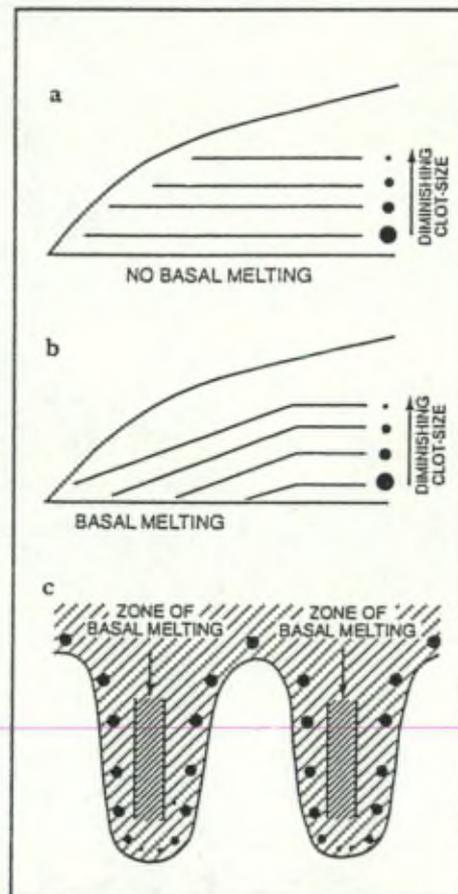


Fig. 1.15.: Effet de fonte basale sur la répartition des glaces à gros agrégats (d'après Knight, 1994).

En combinant ces deux phénomènes, Knight (1994) montre que les glaces contenant de gros agrégats ne peuvent être observées qu'entre les creux et les lobes le long de la bordure de la calotte.

Par son analyse des particules minérales des différents types de glace, Knight (1994) confirme donc les résultats de l'étude de Sugden et al. (1987). Les glaces des faciès dispersé et stratifié se forment dans des zones différentes sous le glacier. Quant à la disposition des différents types de glace le long de la bordure de la calotte, elle nous indique la présence de zones de fonte au contact du substratum et de phénomènes d'écoulement divergent des glaces basales. Ces deux phénomènes sont liés aux fortes irrégularités du substratum.

Plus récemment, Iverson et Souchez (1996) ont réalisé une étude plus détaillée de la signature en isotopes stables des couches de glaces particulièrement riches en particules au sein des glaces du faciès stratifié. En vue d'analyses en isotopes stables de la glace intersticielle, des échantillons ont été prélevés en différents endroits au sein de deux de ces couches, l'une de vingt et l'autre de cinquante millimètres d'épaisseur. Les résultats sont présentés dans le tableau ci-dessous.

	δD (‰)	$\delta^{18}O$ (‰)	d (‰)
Bande A haut	-216,2	-26,95	-0,6
bas	-211,8	-26,05	-3,4
Bande B haut	-235,1	-30,25	6,9
moyen	-218,6	-27,60	2,2
bas	-213,2	-26,90	2,0

Tableau 1.1. : Composition isotopique de deux bandes de glace riche en débris à Jakobshavn Isbrae (d'après Iverson et Souchez, 1996).

Les auteurs précisent que la disposition des bandes de glace dans le glacier indique clairement que celles-ci n'ont pas été stratigraphiquement perturbées. On observe donc, au sein de chaque couche, une croissance des valeurs isotopiques et une baisse de l'excès en deutérium vers le bas. Les auteurs montrent que cette signature isotopique est semblable à celle obtenue par des expériences réalisées en laboratoire (Iverson et Semmens, 1995). Dans un réservoir, à une température proche du point de fusion, un échantillon de glace dépourvue de particules est placé sur des sédiments gelés. Une force est alors exercée sur le dessus de la glace qui, par un processus de fusion-regel au niveau de chaque grain du sédiment, pénètre au sein de celui-ci. Iverson et Souchez (1996) ont montré que l'analyse co-isotopique de la glace dans ces expériences indique une signature semblable à celle obtenue dans les couches de glaces riches en particules de Jakobshavn Isbrae. Les échantillons s'alignent dans un diagramme δD - $\delta^{18}O$ suivant une droite de pente semblable à celle d'une droite de gel. Ceci indique que seule une partie de l'eau produite au-dessus de chaque

grain règle en-dessous. Les résultats de cette expérience sont comparés à ceux obtenus par le gel d'eau dans un récipient semi-fermé. Dans ce cas, les valeurs isotopiques s'alignent également suivant une pente de gel dans un diagramme $\delta D - \delta^{18}O$ mais une diminution des valeurs isotopiques, accompagnée d'une augmentation de l'excès en deutérium, est observée vers le bas du réservoir.

Le processus d'intrusion de la glace au sein d'un sédiment par effet de fonte et regel au niveau de chaque grain présente donc une signature isotopique distincte de celle du gel d'un réservoir d'eau semi-fermé. Ce processus de formation de bandes de glace riche en particules doit donc être envisagé pour les glaces basales. Malheureusement, celui-ci ne peut être mis en évidence que par des études isotopiques très détaillées, difficiles à réaliser.

Les études des caractéristiques gazeuses des glaces de la bordure de la calotte groenlandaise sont moins nombreuses. A notre connaissance, seuls deux travaux ont été réalisés.

Les glaces de glacier prélevées à Camp 3 (Clausen et Stauffer, 1988) et à Qigssertaq (Souchez et al., 1993) présentent des caractéristiques communes (Tableaux 1.2. et 1.3.). Les rapports O_2/N_2 des glaces de glacier de ces deux sites sont inférieurs à celui de l'atmosphère mesuré dans des glaces de glacier non perturbées. A Camp 3, les contenus en gaz de ces glaces sont également inférieurs à ceux généralement mesurés dans des glaces formées en l'absence de phase liquide. Pour les glaces de Qigssertaq, les concentrations en CO_2 présentent également des valeurs inférieures à celle de l'atmosphère. Pour les auteurs, l'ensemble de ces informations reflète une dissolution préférentielle des gaz les plus solubles dans les glaces de glaciers. L'eau produite par fonte interne de la glace se sature en air au contact des bulles de gaz occluses. La quantité d'air contenue dans ces glaces diminue donc et les glaces résiduelles sont préférentiellement appauvries en CO_2 et O_2 , c'est-à-dire en gaz les plus solubles.

Location	Depth below surface m	Total gas content ml/kg	N ₂ %	O ₂ %	Ar %	O ₂ /N ₂
Camp 3	1.93	73.6	83.7	15.9	0.83	0.189
	2.13	69.6	82.2	17.0	0.83	0.207
	3.55	71.2	80.5	18.6	0.82	0.231
	4.6	79.1	78.4	20.2	0.72	0.257
	8.5	64.1	78.8	20.2	0.95	0.256
	8.5	74.8	78.4	20.7	0.82	0.264
	11.0	68.0	79.7	19.4	0.86	0.243
	11.0	77.1	81.6	17.5	0.82	0.214
	21.0	40.3	81.6	17.5	0.83	0.214
	21.0	41.2	82.5	16.7	0.78	0.202
Camp 3 mean		65.9±13.2	80.7±1.8	18.4±1.6	0.83±0.05	0.228
Crête mean		71.6±2.7	78.1±1.0	20.8±1.0	0.97±0.03	

Tableau 1.2. : Contenus et compositions en gaz d'échantillons de glace de Camp 3 et de Crête (d'après Clausen et Stauffer, 1988).

Pour les glaces du faciès dispersé à Qigssertaq, les valeurs des concentrations en CO₂ et des rapports O₂/N₂ varient respectivement de 863 à 2833 ppmv et de 0,244 à 0,273 (notons une valeur particulière du rapport O₂/N₂ de 0,143, valeur fort en dessous de la moyenne). Au sein de ces glaces, une augmentation des concentrations en CO₂ est observée vers l'aval du glacier. Pour les glaces du faciès stratifié, les concentrations en CO₂ sont nettement plus élevées que celles des autres glaces et varient de 4336 à 27981 ppmv. Les valeurs des rapports O₂/N₂ varient de 0,247 à 0,260, ce qui ne distingue pas ces glaces de celles des deux autres faciès.

Type of Ice	Sampling site	[CO ₂] in ppm	O ₂ /N ₂
debris-free glacier ice	G	1098	0.260
		278	0.245
		117	0.246
		636	0.251
		1519	0.253
		81	0.248
		159	0.246
		394	0.250
		581	0.246
		325	0.247
		492	0.251
291	0.247		
debris-laden ice : dispersed facies	F	1866	0.252
		964	0.143
		1425	0.261
		863	0.260
		1035	0.244
	E	1241	0.270
	D	1107	0.266
		1184	0.270
	C	1154	0.273
		1175	0.269
	B	1551	0.268
		1093	0.268
		2762	0.259
	2730	0.255	
debris-laden ice : dispersed facies interbedded with stratified facies	A	2143	0.265
		2833	0.262
		2039	0.261
		2308	0.259
debris-laden ice : stratified facies	A	24301	0.254
		27981	0.242
		12046	0.247
		4336	0.257
		7910	0.252
		7057	0.260

Tableau 1.3. : Compositions en gaz des glaces de Qigssertaq (d'après Souchez et al., 1993).

Les fortes concentrations en CO₂ enregistrées pour les glaces de ces deux faciès ne peuvent être obtenues par l'oxydation de matière organique au sein de la glace car aucune trace de matière organique n'a été trouvée dans les glaces chargées en débris (Herron et Langway, 1979). Par contre, les valeurs de 20 000 ppmv de CO₂ enregistrées dans certaines glaces du faciès stratifié correspondent à la concentration en CO₂ de l'air dissous dans l'eau à la température de zéro degré celsius et à une pression de une atmosphère. Les

Chapitre 1: Considérations générales sur les glaces basales du Groenland.

glaces du faciès stratifié se sont donc formées par le gel d'eau au contact du substratum. Pour les glaces du faciès dispersé, l'augmentation vers l'aval des concentrations en CO₂ illustre une part croissante de l'influence des glaces formées par le gel d'eau sur la composition en gaz (Fig 1.16.).

Une autre caractéristique de la composition en gaz de ces glaces est les faibles rapports O₂/N₂ enregistrés. Si les concentrations en CO₂ semblent indiquer une formation de ces glaces liée au gel d'eau, on devrait dès lors enregistrer des rapports O₂/N₂ plus élevés que le rapport de ces gaz dans l'atmosphère car l'oxygène est nettement plus soluble que l'azote dans l'eau. Cependant, lors du gel, des effets de diffusion de ces gaz en avant du front de gel influencent certainement la composition en gaz des glaces formées. L'oxygène diffusant plus rapidement que l'azote dans l'eau, les rapports O₂/N₂ des glaces formées doivent sans doute être inférieurs à celui dans l'eau avant le gel.

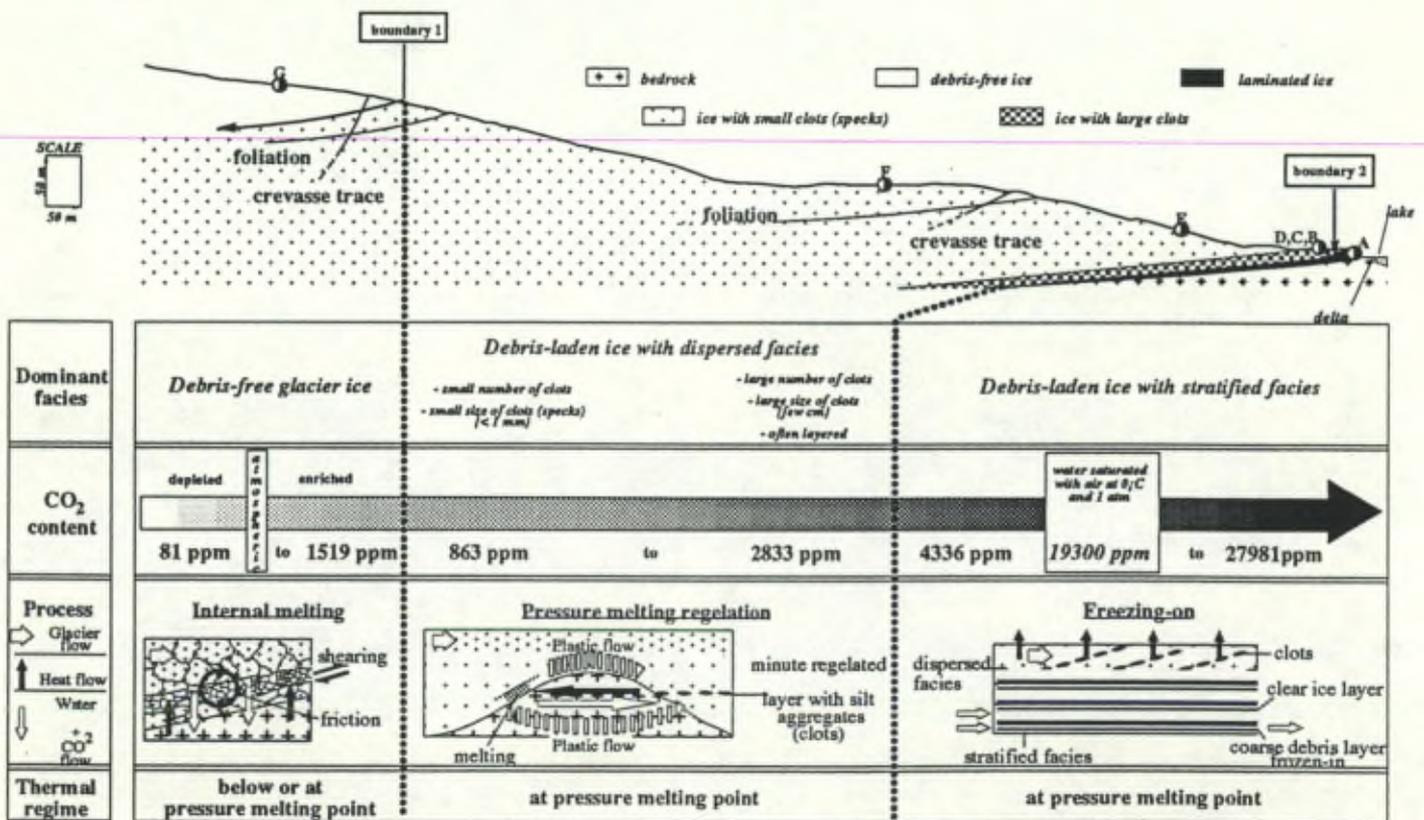


Fig. 1.16.: Modèle proposé pour les conditions basales à Qigssertaq. Les lettres indiquent les sites d'échantillonnage (d'après Souchez et al., 1993).

En conclusion, au niveau de la composition en gaz des glaces des faciès dispersé et stratifié, les fortes concentrations en CO₂ sont facilement comprises par l'augmentation progressive de la part de glace de regel. Par contre, l'étude des faibles rapports O₂/N₂ reste à être approfondie. L'étude en gaz des glaces de bordure a en outre permis de mettre en évidence la succession de trois zones thermiques différentes le long de la bordure (Fig. 1.16.).

5. Conclusion.

Les glaces basales peuvent être échantillonnées soit à la base de sondages profonds réalisés sur la calotte, soit le long de la bordure de la calotte où elles sont plus aisément accessibles. L'aspect de ces glaces peut fortement varier et différents faciès sont généralement définis pour les glaces de bordure. Les observations et les mesures des caractéristiques de ces glaces ont apporté une meilleure connaissance de leur processus de formation ainsi qu'une meilleure appréhension des conditions à la limite glace-substratum. Nous avons également vu que la répartition des glaces basales n'est pas régulière en bordure de l'inlandsis. La présence, ou l'absence, de l'un ou l'autre faciès en certains lieux est liée non seulement à la fonte au contact glace-substratum mais encore aux flux divergents de glace.

L'étude granulométrique des particules contenues dans les glaces basales du sondage de Camp Century nous a montré que ces glaces pourraient s'être formées à partir de glaces surimposées formées en avant du front de la calotte glaciaire avant sa mise en place. Ces glaces auraient ensuite été recouvertes par la calotte. D'autres caractéristiques de ces glaces basales ont permis d'argumenter en faveur d'un tel processus de formation. De plus, nous avons vu que des exemples similaires de formation de glace basale le long de la bordure de la calotte ou du Barnes Ice Cap ont pu être mis en évidence. L'incorporation de glace préexistante lors de l'avancée de

la calotte doit donc être retenue comme un mécanisme possible de formation des glaces basales.

De nombreux autres mécanismes, ainsi que les conditions de formation des glaces basales de la calotte groenlandaise, ont été mis en évidence par les nombreuses études de leurs caractéristiques isotopiques. Pour les glaces du faciès dispersé, la signature isotopique peut notamment marquer la présence d'un échange d'isotopes entre l'eau (qui par gel donnera la glace observée) et des particules minérales telles que des argiles. Pour ce même type de glace, l'absence de signature isotopique témoignant d'un phénomène de gel indique une formation de ces glaces par le regel d'eau en milieu fermé. Les glaces stratifiées, formées plus près du front du glacier, présentent par contre une signature en isotopes stables indiquant généralement qu'elles sont liées à un gel d'eau en milieu ouvert. Cependant, des études plus détaillées de ces glaces ont révélé que les glaces dépourvues de débris ont des signatures isotopiques indiquant qu'elles se sont formées par le gel d'eau en milieu fermé, alors que celles contenant beaucoup de débris se sont formées en milieu ouvert. Une étude encore plus détaillée des caractéristiques isotopiques des couches de glaces riches en particules a montré que ces couches pouvaient également se former par un mécanisme d'intrusion de la glace dans un sédiment sous l'effet de la pression.

Enfin, les études en gaz des glaces de la bordure de la calotte ont pu montrer l'influence de la présence d'eau dans le glacier. Des effets de fontes préférentielles dus à la fonte interne de la glace expliquent les caractéristiques en gaz des glaces de glacier qui sont situées stratigraphiquement juste au-dessus des premières glaces basales. L'importance du regel d'eau a également pu être mis en évidence dans les glaces basales étudiées. Celui-ci croît d'autant plus que les glaces s'enrichissent en particules minérales. Ces caractéristiques indiquent également une modification des conditions à la base du glacier en bordure de la calotte depuis l'amont vers le front. Ces premières études n'ont cependant pas permis de comprendre l'ensemble des caractéristiques en gaz de ces glaces.

**Chapitre 2 : Méthodes d'analyse des gaz contenus dans
les glaces basales.**

1. Introduction.

Rappelons que les bulles de gaz occluses dans la glace de glacier enregistrent l'évolution de la composition de l'atmosphère au cours du temps, mais aussi les variations de l'altitude de formation de la glace.

Dans le cas plus spécifique de la glace basale, ces bulles occluses enregistrent les transformations physico-chimiques de la glace liées aux mécanismes d'écoulement de celle-ci à proximité du substratum.

L'étude des bulles occluses dans la glace basale comportera deux approches : l'étude de la composition en gaz d'une part et celle du volume gazeux total contenu dans la glace d'autre part.

Chacune de ces deux études exige une méthode propre d'analyse.

En ce qui concerne l'étude de la composition en gaz, il est évidemment nécessaire que les gaz récoltés ne soient en rien modifiés. Dans cette optique, on applique une méthode d'extraction par broyage de la glace à sec, c'est-à-dire en l'absence de fusion (Barnola et al., 1983).

Cette technique a l'avantage d'éviter la production de CO₂ par dissolution de particules carbonatées éventuellement présentes dans la glace.

L'étude du volume gazeux total contenu dans la glace exigeant quant-à-elle que l'ensemble des gaz soit effectivement récolté, nous avons appliqué la méthode de fusion-regel (Martinerie, 1990) pour les extraire.

L'analyse des gaz dans les glaces basales étant une nouvelle approche de l'étude de ces glaces, une présentation détaillée des techniques utilisées est réalisée ci-après.

2. L'analyse de la composition des gaz contenus dans les bulles occluses de la glace.

2.1. Préliminaire technique : principe de l'analyse chromatographique en phase gazeuse.

La chromatographie est le nom donné à l'ensemble des méthodes par lesquelles deux ou plusieurs composants d'une solution (dans la situation qui nous occupe deux ou plusieurs gaz) sont séparés l'un de l'autre. Cette technique permet d'analyser des mélanges éventuellement très complexes.

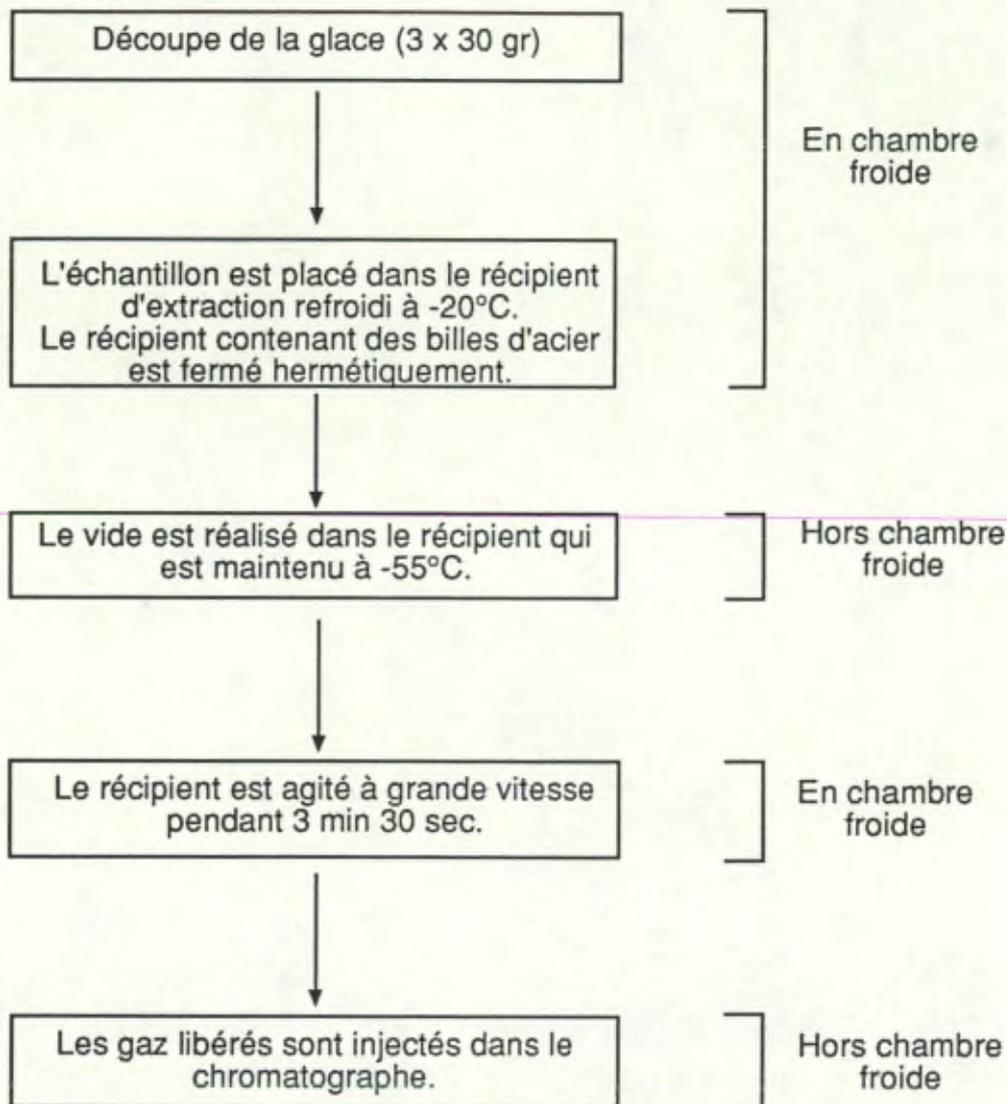
Le principe de l'analyse chromatographique est basé sur deux phases : une phase stable et une phase mobile.

La phase stable est en général un solide, et plus particulièrement un fin capillaire appelé colonne. La phase mobile est constituée d'un gaz, appelé gaz porteur, circulant au sein de la phase stable.

A l'instant initial, les gaz à analyser sont injectés dans la phase mobile et traversent ainsi la phase stable. Pendant cette traversée, les différents constituants de la solution gazeuse vont s'adsorber et se désorber successivement sur la phase stable. Ils avanceront donc moins vite que la phase mobile. De plus, chacun des constituants s'adsorbent de manière particulière sur la phase stable de telle sorte qu'ils avanceront plus ou moins vite les uns par rapport aux autres. Les constituants de la solution à analyser sortiront de la phase stable dans un ordre et à des temps précis. Ils pourront donc être quantifiés séparément.

2.2. Schématisation du principe d'analyse.

Rappelons que l'analyse de la composition des gaz de la glace s'effectue suivant une méthode d'extraction à sec dont le schéma général est le suivant :

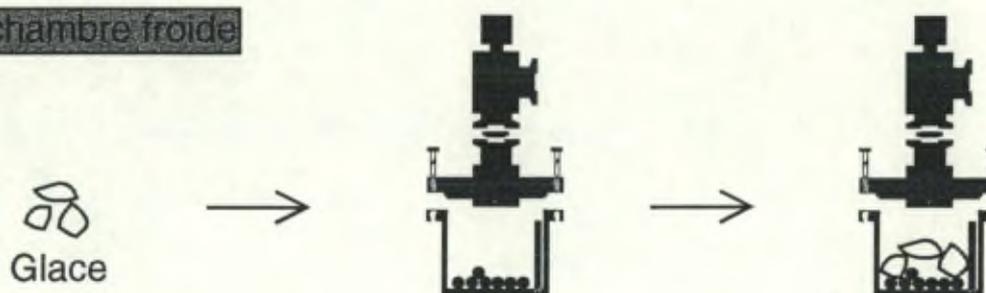


2.3. Description du mode opératoire d'analyse.

Un morceau de glace de ± 100 gr est découpé en chambre froide. Il est ensuite scindé en trois blocs de ± 30 gr chacun, l'expérience ayant montré que le broyage est plus efficace lorsqu'on dispose de trois petits morceaux de glace au lieu d'un seul plus volumineux.

Il est à noter qu'avant de les placer dans le récipient, les facettes des blocs sont rafraîchies au moyen de la scie à ruban. Cette précaution vise à éliminer le CO_2 qui aurait pu s'adsorber sur la glace au cours de son stockage.

En chambre froide



Une fois la glace placée dans le récipient de broyage contenant des billes en acier inoxydable qui assureront le pilage de la glace, le récipient est fermé de manière hermétique et équipé d'une vanne étanche. Le récipient et les billes ont été au préalable refroidis à -20°C .

Le récipient est ensuite plongé dans un Dewar contenant un mélange d'éthanol et d'azote liquide à une température d'environ -55°C .

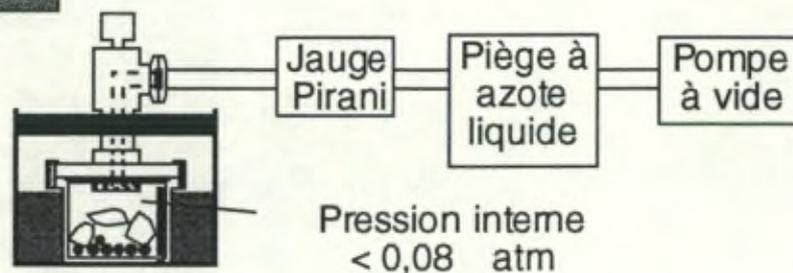
En chambre froide



Chapitre 2 : Méthodes d'analyse des gaz contenus dans les glaces basales.

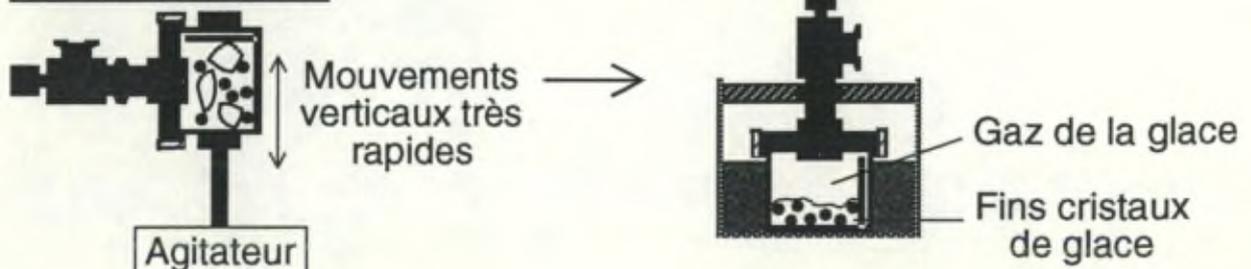
Le vide est ensuite réalisé au sein du récipient à l'aide d'une pompe à vide équipée d'un piège à azote liquide, ceci hors chambre froide. La qualité du vide atteint est mesurée à l'aide d'une jauge Pirani. Le pompage est arrêté lorsque la pression interne du récipient atteint une valeur inférieure à $8 \cdot 10^{-2}$ atmosphère. Une pression inférieure à celle-ci ne peut être obtenue car la glace contenue dans le récipient se sublime. La température fort négative du mélange éthanol-azote liquide dans le Dewar permet néanmoins de limiter la sublimation de cette glace.

Hors chambre froide



En chambre froide, le récipient est positionné sur l'appareil de broyage et subit une agitation à grande vitesse pendant 3 minutes et 30 secondes. Ceci permet le pilage de la glace et donc la libération des gaz qu'elle contient.

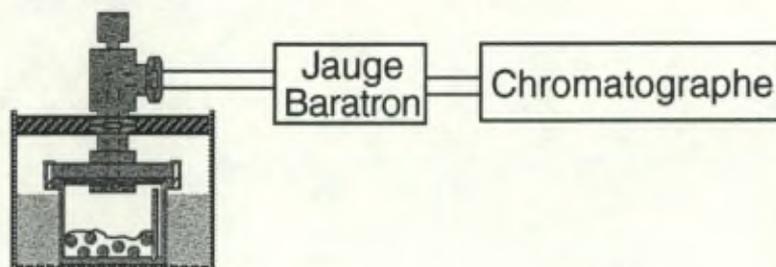
En chambre froide



Chapitre 2 : Méthodes d'analyse des gaz contenus dans les glaces basales.

Après le broyage, le récipient maintenu à basse température est connecté à la ligne de vide du chromatographe sur laquelle se trouve l'échantillonneur. L'ouverture du récipient vers la ligne de vide permet aux gaz extraits de la glace de s'y détendre par un effet de différence de pression. L'échantillonneur (le "loop") du chromatographe contient alors trois millilitres de gaz à analyser à une pression dépendante de la quantité de gaz extraite. Lorsque la pression des gaz au sein de la ligne est parfaitement stable, les gaz sont injectés dans le chromatographe à partir du loop.

Hors chambre froide



3. L'analyse du volume total des gaz de la glace.

3.1. Préliminaire technique : le fonctionnement de la pompe Toepler.

La pompe Toepler est une pompe à vide qui permet de mesurer avec précision le volume des gaz pompés, ceux-ci étant rejetés dans une burette graduée.

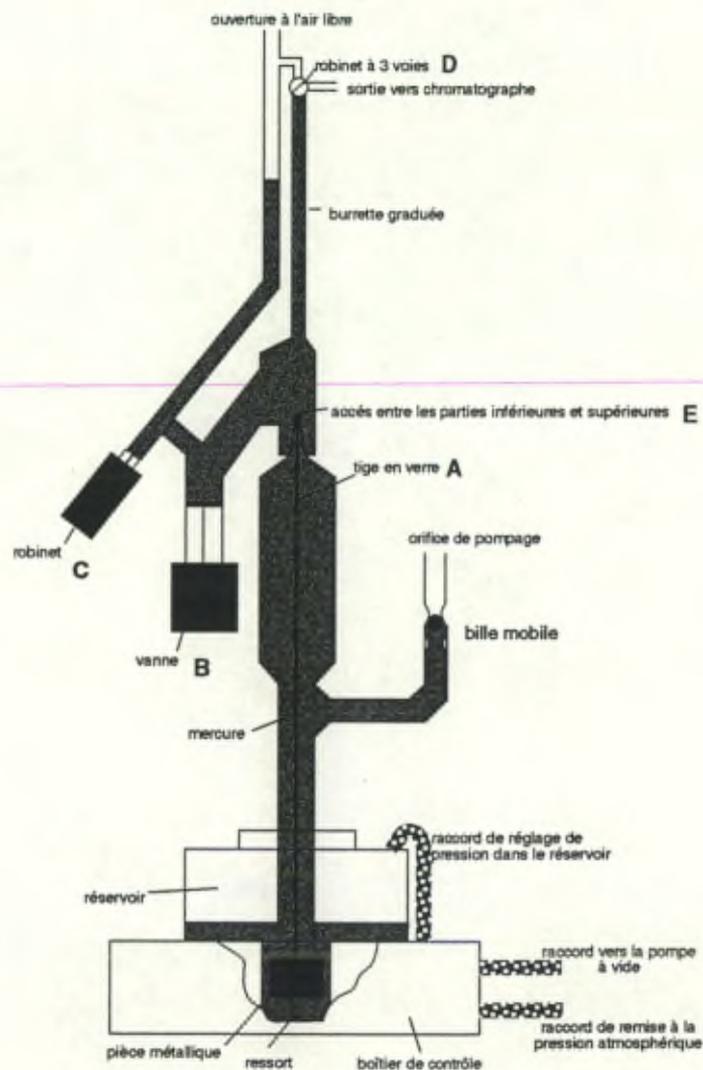


Fig. 2.1.: Schéma de la pompe Toepler

Le principe de fonctionnement de la pompe Toepler peut être décrit en six étapes.

Il convient de se référer aux illustrations de la figure 2.2. .

1^{ère} étape : Le réservoir est à la pression atmosphérique et le mercure occupe donc tout le volume de la colonne inférieure.

La pression dans la ligne d'extraction des gaz étant inférieure à la pression atmosphérique, une bille de verre empêche le mercure de sortir par l'orifice de pompage.

2^{ème} étape : Au moyen de la vanne B, on crée le vide dans la burette en y abaissant le niveau de mercure.

3^{ème} étape : Le boîtier de contrôle ferme le raccord de remise à la pression atmosphérique et ouvre l'accès vers la pompe à vide.

Le vide est ainsi réalisé dans le réservoir. Par gravité, le mercure descend dans la colonne inférieure dont l'extrémité supérieure est fermée par la tige en verre. De ce fait, une dépression y est créée. Dès lors, les gaz à mesurer peuvent être aspirés dans la colonne par l'orifice de pompage maintenu en position ouverte.

4^{ème} étape : Le réservoir est ramené à la pression atmosphérique et le mercure remonte donc dans la colonne inférieure en y comprimant les gaz à mesurer.

La tige de verre est alors abaissée un court instant (la partie métallique est attirée vers le bas par un électro-aimant) pour permettre aux gaz de passer dans la partie supérieure de la colonne.

Les étapes 3 et 4 se répètent automatiquement jusqu'à ce que tous les gaz à mesurer aient été recueillis dans la burette.

Légende:

- O: robinet, vanne, orifice ouvert
- F: robinet, vanne, orifice fermé
- : flux de gaz ou d'air
- Ⓐ: tige en verre
- ⓐ: vanne
- ⓐ: robinet
- ⓐ: robinet à 3 voies
- ⓐ: accès entre les parties inférieures et supérieures

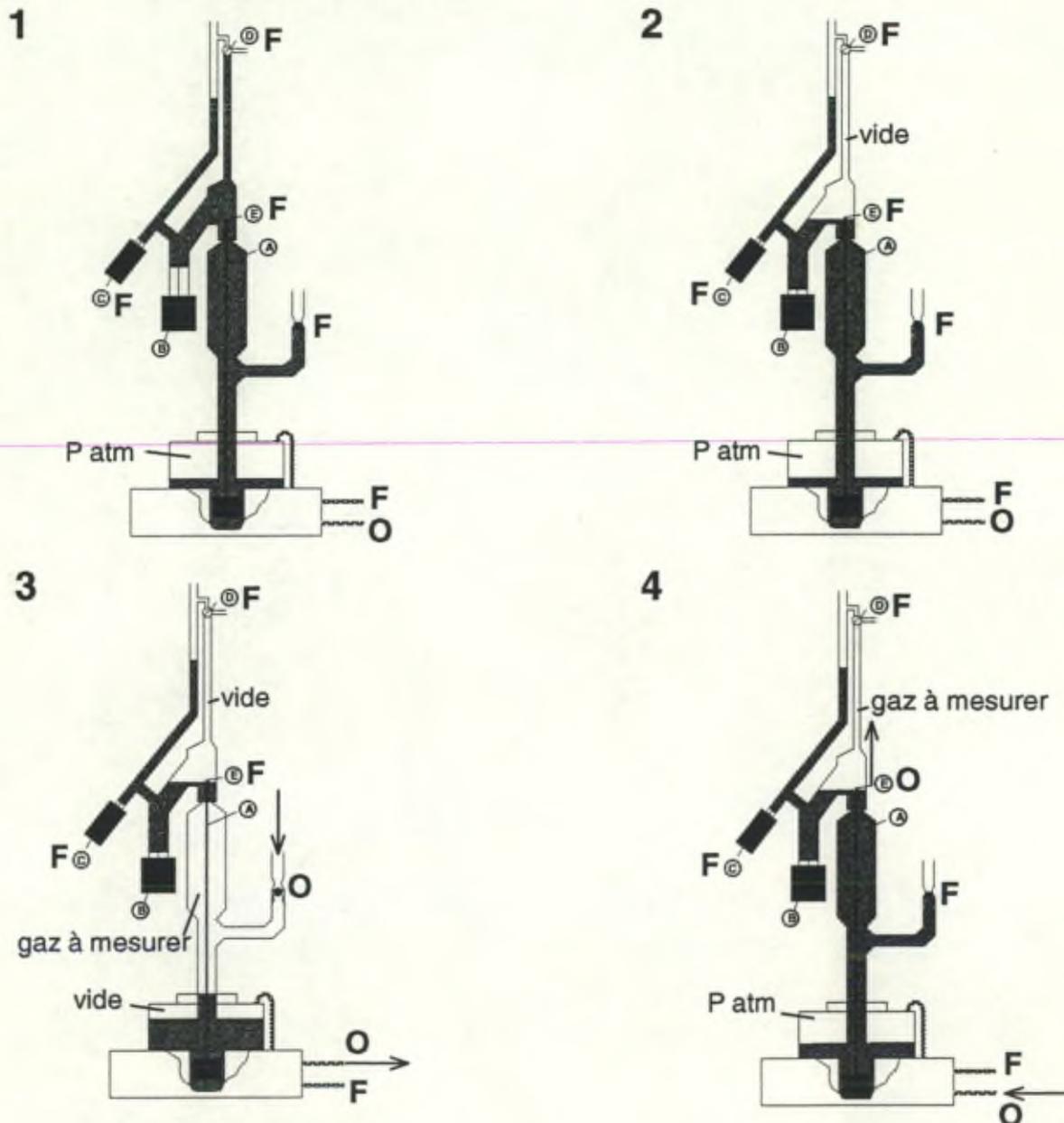


Fig. 2.2. : Le fonctionnement de la pompe Toepler décomposé en six étapes.

5^{ème} étape : Les hauteurs de mercure dans les 2 burettes sont équilibrées en ouvrant le robinet C et en jouant avec la vanne B.

Le volume de gaz emprisonné dans la burette graduée est alors lu à la pression atmosphérique.

6^{ème} étape : Le robinet D est ouvert ce qui permet par exemple d'envoyer les gaz recueillis vers le chromatographe.

On peut alors revenir à la première étape et recommencer une nouvelle mesure.

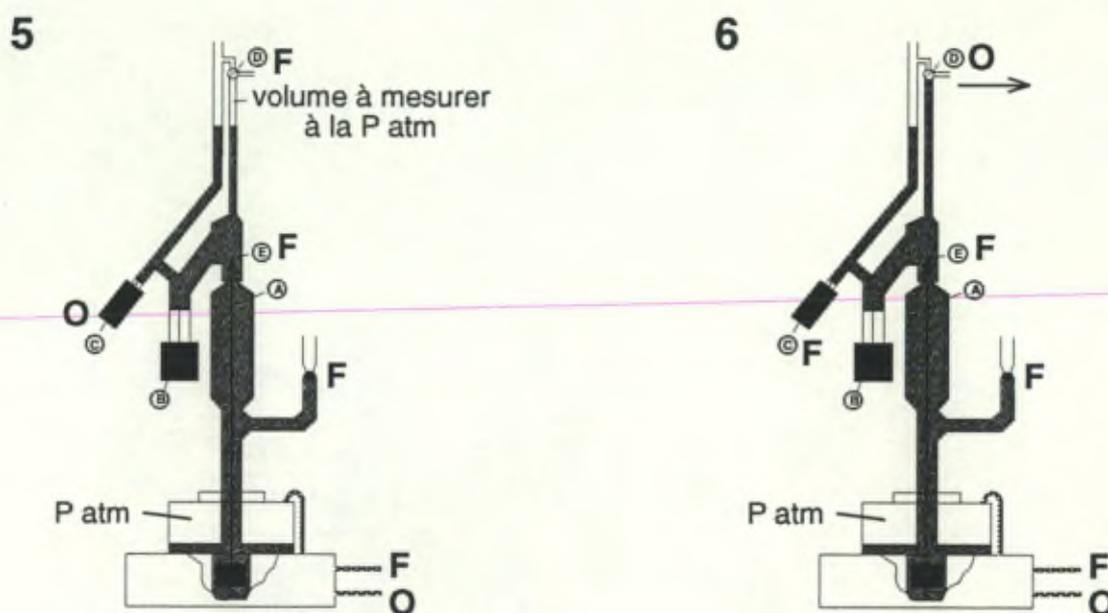
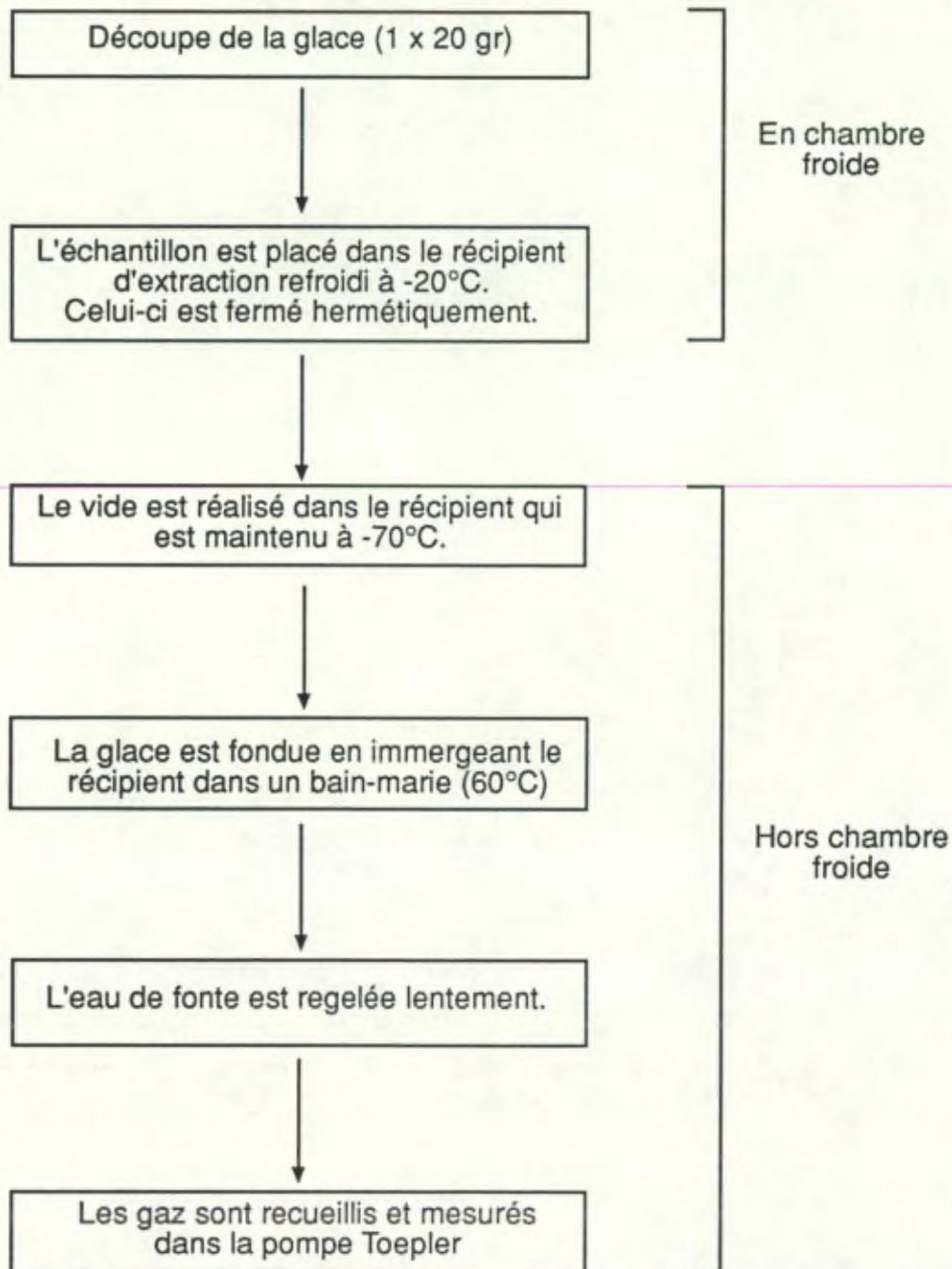


Fig. 2.2. (suite): Le fonctionnement de la pompe Toepler décomposé en six étapes.

3.2. Schématisation du principe d'analyse.

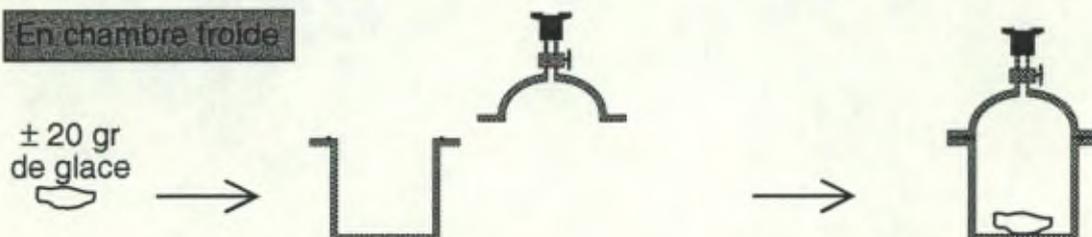
Rappelons que l'analyse du volume total en gaz contenu dans la glace s'effectue suivant la méthode de fusion-regel dont le schéma général est le suivant :



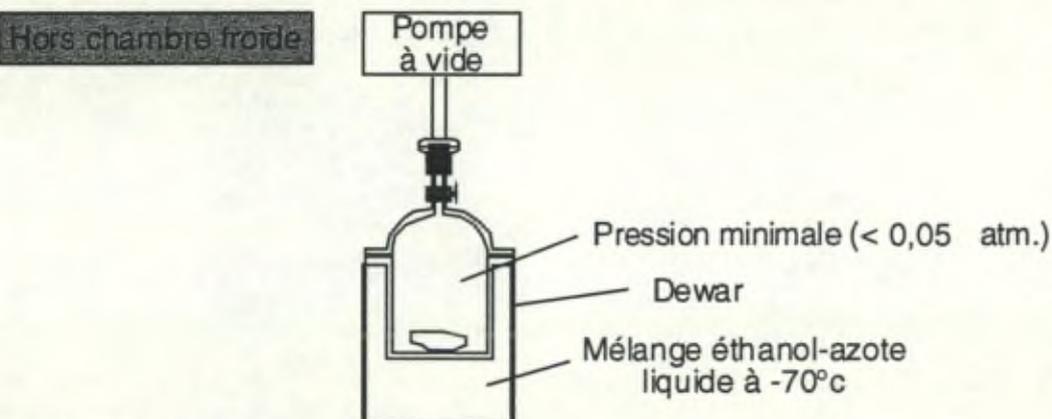
3.3. Description du mode opératoire d'analyse.

Un morceau de glace de ± 20 grammes est découpé en chambre froide et placé dans le récipient préalablement refroidi.

Il convient de veiller à ce que le récipient soit bien fermé hermétiquement.



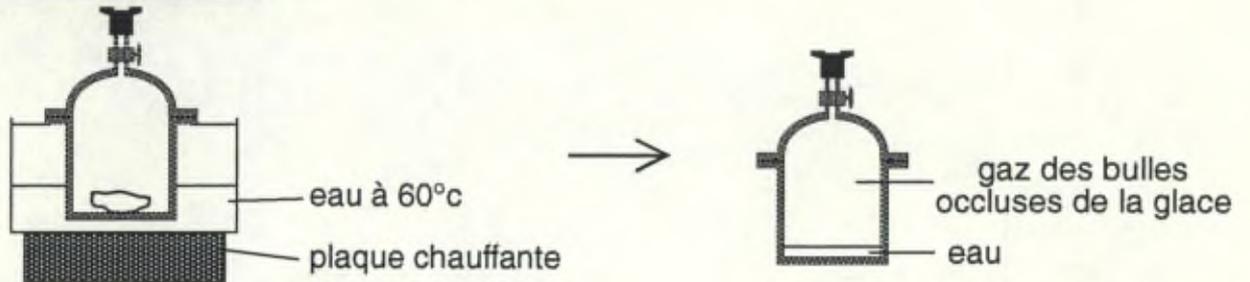
Hors chambre froide, le récipient est maintenu à basse température dans un mélange d'éthanol- azote liquide (-70°C) pour limiter la sublimation de la glace. Le vide est alors réalisé dans le récipient grâce à une pompe à vide.



Chapitre 2 : Méthodes d'analyse des gaz contenus dans les glaces basales.

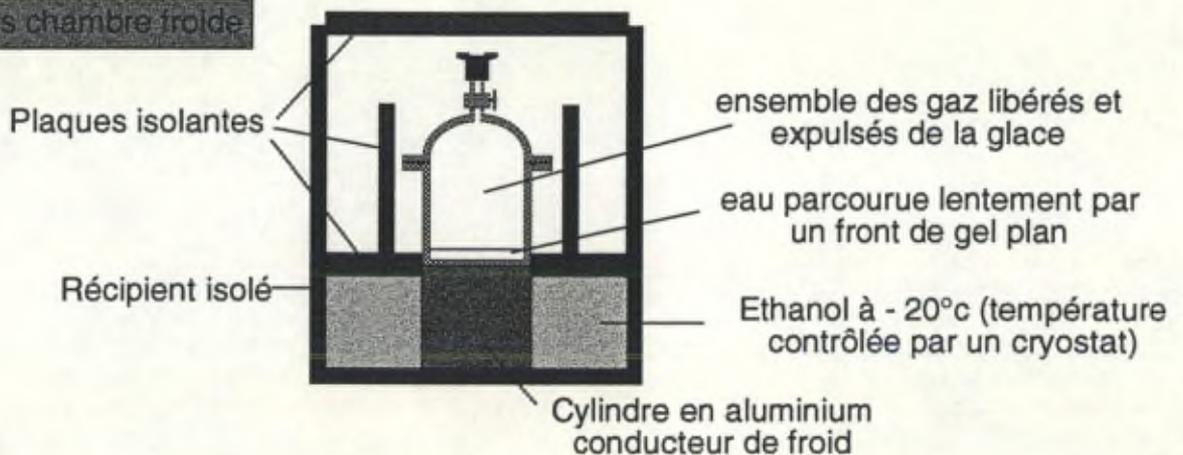
La glace est ensuite rapidement fondue dans un bain-marie à 60°C. Le récipient contient donc deux phases : le gaz des bulles occluses et l'eau de fonte contenant des gaz dissous.

Hors chambre froide



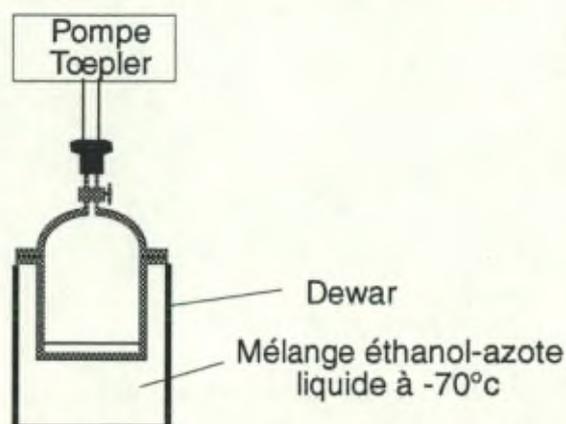
On procède alors à un lent regel de l'eau en faisant progresser lentement un front de gel plan du fond du récipient vers le haut. La lente avancée du front permet d'expulser tous les gaz dissous hors de la glace.

Hors chambre froide



Les gaz ainsi recueillis dans le récipient sont extraits au moyen de la pompe Toepler et leur volume est exprimé dans les conditions standards de pression et de température.

Hors chambre froide



4. Précision des mesures et tests de contrôle des techniques utilisées.

4.1. Analyse de la composition des gaz contenus dans la glace.

4.1.1. Tests de l'efficacité du broyage de la glace.

Le broyage de la glace doit être le plus fin possible afin de libérer un maximum de gaz.

Un broyage de 3 minutes 30 permet d'obtenir une poudre de glace dont la granulométrie est la suivante : 60% de particules de glace dont le diamètre est inférieur à 420 μ m, 20% de particules de glace dont le diamètre est compris entre 420 μ m et 1mm et 20% de particules de glace dont le diamètre est supérieur à 1mm.

On a comparé des estimations du volume de gaz recueilli par broyage de la glace avec des mesures du volume gazeux total réalisées par la méthode décrite au point 3 de ce chapitre. Il a été constaté que le broyage ainsi réalisé permet d'extraire plus de 80% des gaz de l'échantillon.

Cette valeur est légèrement inférieure aux résultats obtenus à Grenoble (Barnola et al., 1983) mais supérieure à ceux du laboratoire de Berne.

4.1.2. Tests de l'étanchéité des récipients d'analyse.

Une faible entrée d'air dans le récipient pendant la manipulation engendre une erreur sur la composition chimique des gaz analysés.

On a donc testé, dans les conditions d'expérience de la méthode d'extraction par broyage de la glace à sec, que le vide statique se maintenait dans le récipient ne contenant pas d'échantillon de glace.

Le test a été régulièrement répété afin de s'assurer du maintien de l'étanchéité au cours du temps.

4.1.3. Tests des contaminations dues au broyage.

Ces tests visent à s'assurer qu'aucun gaz n'est produit par les chocs entre les billes d'acier et les parois du récipient lors du broyage.

Il s'agit d'injecter un gaz standard dans un récipient sous-vide et de réaliser l'opération de broyage dans les conditions d'expérience habituelles. Le gaz standard est ensuite analysé comme un échantillon de glace.

Les tests ont ainsi montré qu'aucune modification de la composition en CO₂, O₂ et N₂ n'est engendrée par le broyage. Nous confirmons ici les résultats de Barnola et al. (1983).

4.1.4. Précision globale de la méthode.

La précision de la méthode a été établie pour chacun des gaz analysés (Souchez et al., 1993).

	R.S.D. (Residual Standard Deviation = coefficient de variation : écart type/moyenne)
CO ₂	2.5 %
O ₂	0.4 %
N ₂	0.4 %

4.2. Analyse du volume total des gaz contenus dans la glace.

Les tests présentés ici sont comparables à ceux réalisés par Martinerie (1990) du Laboratoire de Glaciologie et de Géophysique de l'Environnement de Grenoble.

4.2.1. Tests d'évaluation de la perte de glace par sublimation.

Une légère sublimation de l'échantillon de glace a été observée lors de la mise sous-vide du récipient avant la fusion.

Nous avons estimé la quantité de glace sublimée par des mesures de la différence de poids de l'échantillon de glace avant et après la mise sous-vide. Ces tests ont montré qu'environ 0,2 g de glace sont sublimés pour un échantillon de 20 g de glace.

L'importance de la sublimation dépend notamment de la température de l'échantillon pendant la mise sous-vide ainsi que de sa géométrie.

4.2.2. Tests de l'étanchéité des récipients d'analyse.

Des tests similaires à ceux présentés au point 4.1.2. ont été réalisés afin de vérifier qu'aucune entrée d'air ne modifie le volume gazeux mesuré.

On a donc testé dans les conditions d'expérience de la méthode de fonte-regel que le vide statique se maintenait dans le récipient ne contenant pas d'échantillon de glace.

Le test a été régulièrement répété afin de s'assurer du maintien de l'étanchéité au cours du temps.

4.2.3. Tests de l'efficacité de l'extraction du gaz.

Ces tests consistent à réaliser deux expériences successives de fonte-regel sur un même échantillon (sans effectuer le vide préalablement à la seconde mesure).

Si l'extraction du gaz est réalisée complètement lors de la première fonte-regel, aucun gaz ne sera recueilli lors de la seconde.

Les résultats des tests ont montré que le front de gel rejette bien l'ensemble des gaz dissous et que donc tous les gaz de l'échantillon sont bien mesurés après une première extraction par fonte-regel.

4.2.4. Tests de vérification du bon calibrage de la burette de la pompe Toepler.

Nous avons reproduit les tests réalisés avec une ampoule de volume étalonné présentés par Martinerie (1990).

Il s'agit de mesurer le contenu en air d'une ampoule en verre de volume connu au moyen de la pompe Toepler. Le volume d'air mesuré dans la burette de la pompe doit effectivement correspondre au volume de l'ampoule. Il est à noter qu'en novembre 94, nous avons dû procéder à un changement de burette. Ce changement a permis un nettoyage du matériel et un filtrage du mercure.

L'erreur systématique constatée pour la première burette était de +0,06ml. La seconde burette présentait une erreur de -0,04ml.

Cette différence illustre un fait déjà observé par Martinerie (1990) : l'erreur systématique de mesure dépend de l'encrassement du mercure et de la pompe.

4.2.5. Tests de reproductibilité de la mesure.

Cinq mesures d'un même volume d'air connu au moyen de la Toepler ont permis d'évaluer la reproductibilité de la mesure. Elle a été estimée à $\pm 0,6\%$ (écart type/moyenne).

4.2.6. Précision globale de la méthode.

Lorsque la mesure concerne un échantillon de glace à teneur en gaz proche de la valeur habituelle des glaces de glacier, on estime la précision globale à 2%. Pour des glaces contenant particulièrement peu de gaz, elle est estimée à 5%.

Cette différence de précision de la mesure est liée à l'importance de l'erreur systématique par rapport à la teneur en gaz de la glace.

Chapitre 3 : Les glaces basales du GRIP.

1. Introduction.

Le GRIP est un sondage profond au centre de la calotte groenlandaise qui a été réalisé sous l'égide de l'European Science Foundation entre 1989 et 1992 (Fig. 3.1.).

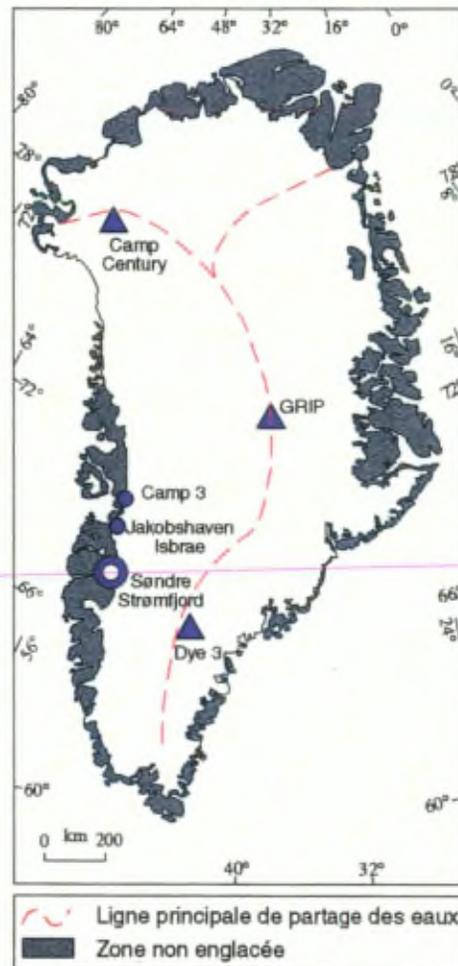


Fig. 3.1.: Localisation du sondage GRIP sur la calotte groenlandaise.

La localisation du sondage a été choisie de manière à optimiser certains critères (Clausen et al., 1988) :

- 1° Une accumulation annuelle suffisante pour assurer :
 - * une distribution aussi uniforme que possible des précipitations durant l'année.
 - * le maintien des variations annuelles en isotopes stables ($\delta^{18}\text{O}$ et δD) pendant la transformation de la neige en glace.
- 2° Une température de surface suffisamment basse pour assurer :

- * l'absence de fonte au contact avec le bedrock.
 - * l'absence de fonte en surface pour éviter la redistribution d'éléments solubles, de gaz et l'absorption de CO₂ de l'atmosphère.
- 3° Une localisation proche de la ligne de partage des glaces pour assurer :
- * un plus long enregistrement non perturbé.
 - * des corrections minimales sur les données du sondage en fonction des écoulements.
- 4° Un contact roche-glace relativement plan pour assurer :
- * un écoulement des glaces plus facile à comprendre.
 - * un minimum de perturbations des couches les plus profondes et donc les plus vieilles.

Situé à 3230 mètres d'altitude, Summit (72°34' N., 37°37' O.) répond à l'ensemble de ces critères. La température moyenne annuelle y est de -32°C et l'épaisseur de la glace mesurée par détection radar, est d'environ 3000 ± 50 mètres (Dansgaard, 1994).

De par la situation de Summit sur la ligne de partage des glaces, la stratigraphie de la glace n'y est pas perturbée; la glace qui se forme en surface s'enfouit verticalement. Peu à peu, les couches annuelles s'amincissent de plus en plus sous l'action de la pression des glaces sus-jacentes et de l'étirement latéral dû à l'écoulement de la glace (Fig.3.2.).

La glace profonde est donc particulièrement ancienne.

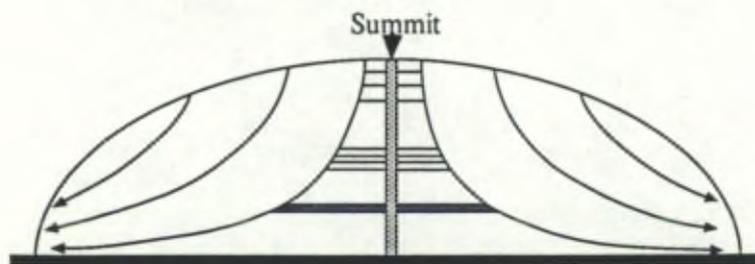


Fig. 3.2.: Schématisation de l'amincissement des couches de glaces annuelles avec la profondeur à GRIP (Dansgaard, 1984).

Le sondage GRIP a atteint 3028,65 mètres de profondeur, soit une zone située à proximité du substratum rocheux. Une carotte de glace basale riche en particules et longue de 6,13 mètres a été extraite.

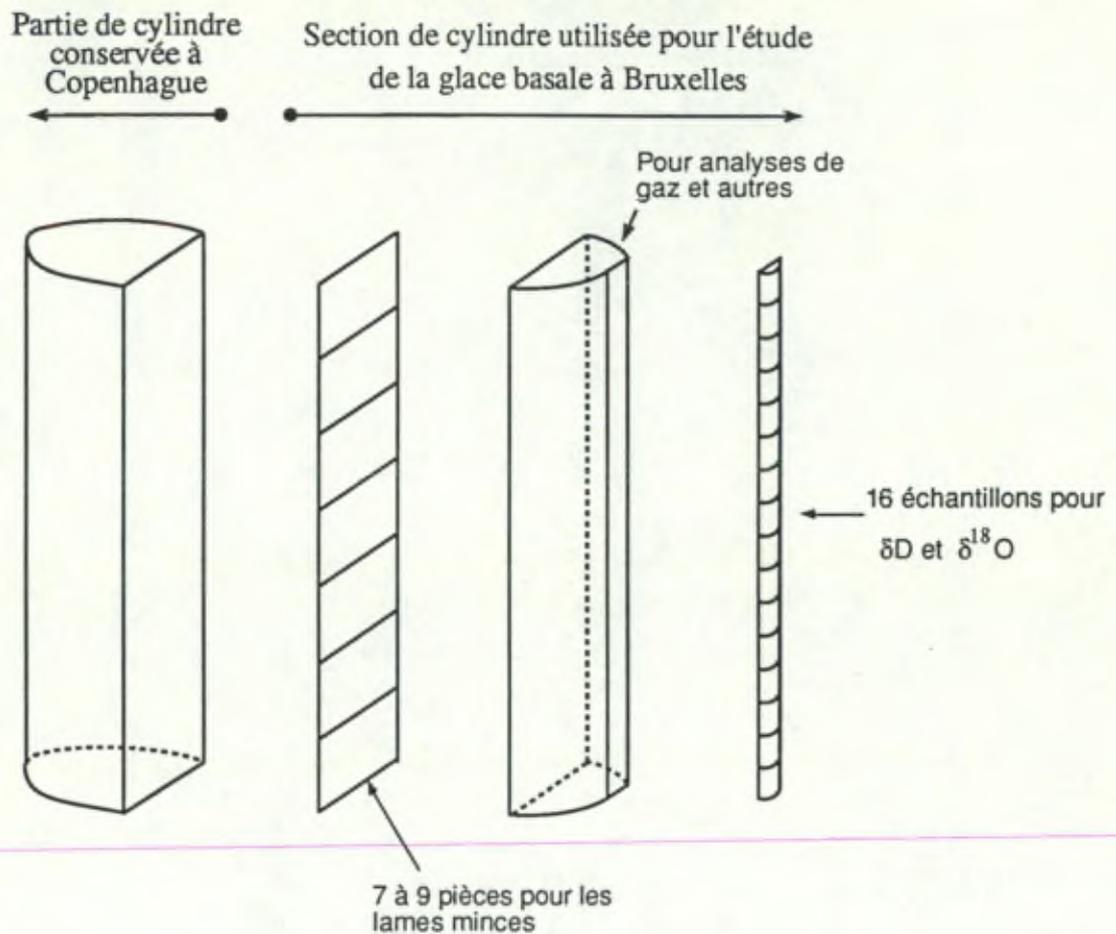


Fig. 3.3.: Dans la glace basale du GRIP, une section de cylindre est découpée. Sur cette partie, on réalise l'échantillonnage pour les différentes analyses.

Cette glace a été stockée par tronçons de 55 centimètres, ce qui correspond aux "bags" (emballages) numérotés de 5496 (profondeur de 3022,25 mètres à 3022,80 mètres) à 5507 (profondeur de 3028,30 mètres à 3028,65 mètres). C'est sous cette forme, et à basse température, que la glace a été ramenée jusqu'à Copenhague où des sections de cylindres de 4 centimètres d'épaisseur ont été réalisées au moyen d'une scie à fil diamanté (Fig. 3.3.). L'échantillonnage pour l'étude des différentes propriétés de la glace a été réalisé sur ces sections de cylindres à Bruxelles (Fig. 3.3.). L'emploi de la scie à fil diamanté (Tison, 1994) est nécessaire car la glace est extrêmement cassante. Le fil diamanté, sur lequel la glace exerce une légère pression, réalise des découpes par mouvements lents. Ceci assure l'absence de fusion

pendant ces opérations. Cette scie offre en plus l'avantage d'effectuer des coupes au travers des particules minérales.

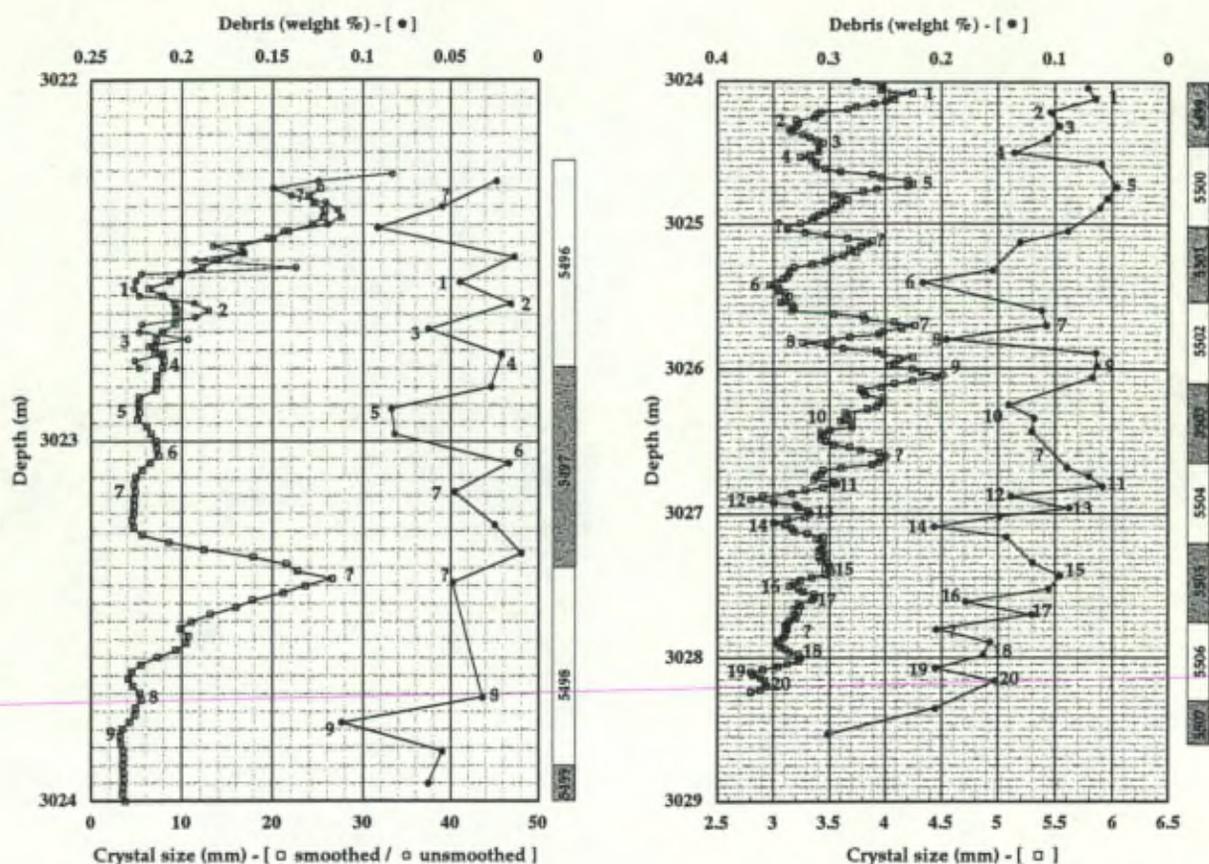


Fig. 3.4. : Profils de la taille des cristaux (crystal size) et du contenu en débris (debris weight %) dans la glace basale du GRIP. Les valeurs de taille des cristaux sont lissées (moyenne glissante de 10 cm). Cependant, pour la zone de contact entre la glace à débris et celle au-dessus, sans débris, une courbe non lissée est également donnée. Notez l'échelle inverse pour les courbes de contenus en débris (d'après Tison et al., 1994).

2. Description des glaces basales.

L'observation des carottes de glace en lumière transmise permet de caractériser trois unités: une première située au-dessus des premières glaces basales riches en particules et deux autres au sein des glaces basales elles-mêmes. Tison et al. (1994) ont défini ces unités suivant la profondeur. Ils ont complété leurs descriptions par la réalisation de lames minces ainsi que par des mesures du contenu en particules de ces glaces.

Les lames minces ont été réalisées le long des 6,13 mètres de glace basale au moyen de la scie à fil diamanté. Les résidus de glace issus de la découpe des lames minces ont été utilisés pour déterminer la charge en particules de la glace (contenu en particules exprimé en % du poids) avec une résolution de 7 à 9 centimètres (dépendant de la longueur de chaque lame mince) (Fig. 3.3.). De plus, la taille des cristaux a été mesurée sur les lames minces tous les 2 centimètres en utilisant une méthode de comptage du nombre de limites intercrystallines le long d'une ligne (en anglais "linear intercept method") (Fig. 3.4.).

Les trois unités mises en évidence se succèdent du haut vers le bas du sondage de la manière suivante.

- La première unité est comprise entre 3022,25 mètres et 3022,52 mètres de profondeur. Cette glace est située juste au-dessus de la première bande de glace riche en particules. Par l'observation des lames minces, Tison et al. (1994) ont montré que cette unité est constituée de glace à grands cristaux (jusqu'à 200 mm de diamètre). La glace se caractérise également par un très faible contenu en particules. Celles-ci sont essentiellement quelques grains de sables isolés et les poids en particules sont de l'ordre de 0,01 à 0,02 % (Fig. 3.4. et 3.5.).

a.



b.

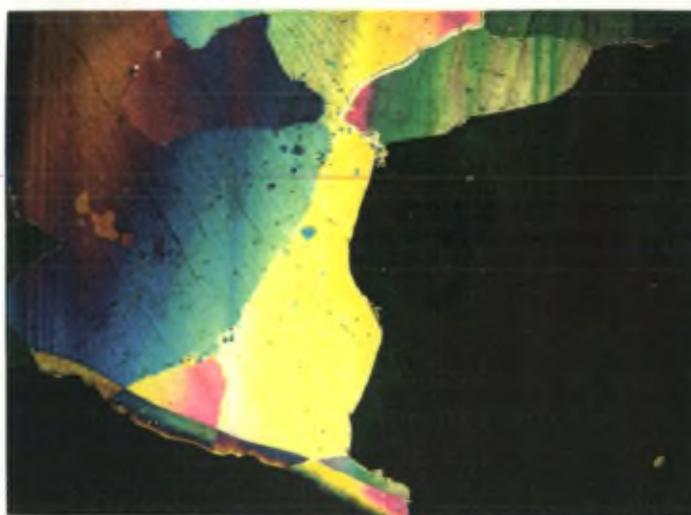


Fig. 3.5. : a. Photographie en lumière transmise du tronçon 5496 (de 3022,25 m à 3022,80 m de profondeur). Les glaces de glacier situées au-dessus de 3022,52 mètres de profondeur ne contiennent pas de particules . La partie inférieure de la carotte est formée d'alternances entre des glaces chargées et dépourvues en particules.

b. Photographie en lumière polarisée (échelle 1:1) d'une lame mince (5496 b) réalisée dans la glace de glacier formée de très grands cristaux.

- La deuxième unité se situe entre 3022,52 mètres et 3023,81 mètres de profondeur. L'observation de la glace en lumière transmise révèle une alternance de bandes de glace avec et sans particules, large chacune de plusieurs centimètres.

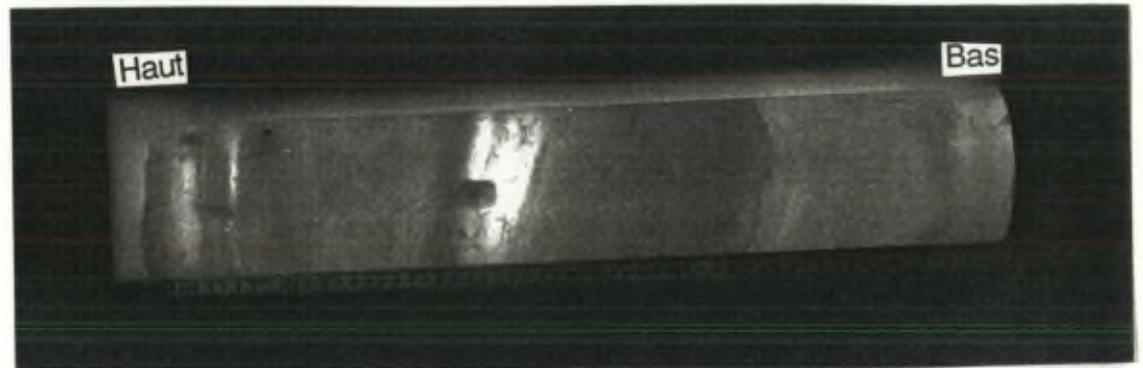
Les bandes de glace dépourvues de particules, mais qui peuvent éventuellement contenir quelques grains de sable isolés comme dans la première unité, ont une structure cristallographique variant avec la profondeur. Les premières bandes sont formées de grands cristaux de diamètre compris entre 20 et 30 millimètres. Plus bas, les bandes sont constituées de petits cristaux dont les diamètres sont de quelques millimètres.

Les bandes de glace riches en particules apparaissent plus foncées (brunes) lors de l'observation des carottes. Ces bandes sont constituées de cristaux de petites dimensions (diamètres de quelques millimètres). Contrairement aux bandes de glaces dépourvues de particules, on n'observe pas de variation de la taille des cristaux avec la profondeur.

Les mesures en particules indiquent des valeurs inférieures à 0,05% pour les glaces dépourvues de particules et des valeurs pouvant atteindre 0,11% pour les glaces riches en particules (Fig 3.4. et 3.6.).

En outre, Tison et al. (1994) soulignent que les limites entre ces deux types de glace ne sont pas horizontales. De plus, elles ne sont pas linéaires; l'observation des lames mince montre au contraire des irrégularités bien nettes.

a.



b.

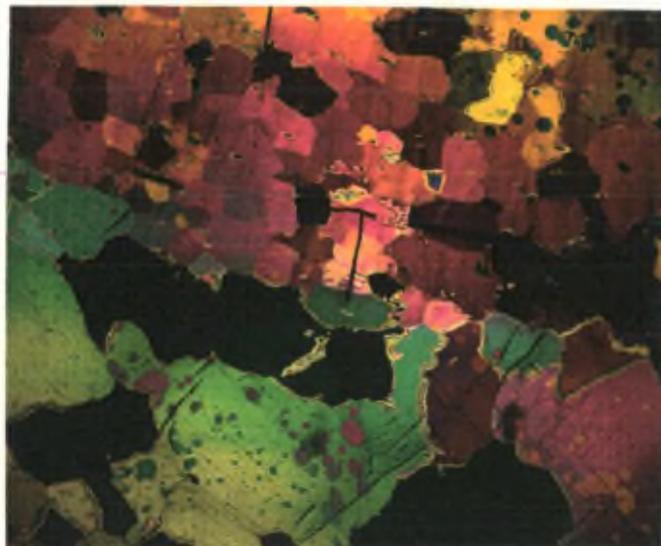


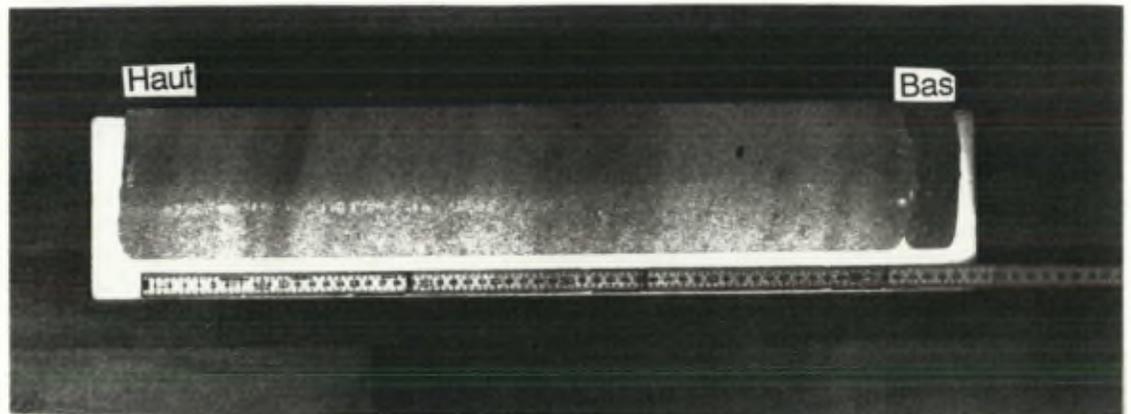
Fig. 3.6. : a. Photographie en lumière transmise du tronçon 5497 (de 3022,80 m à 3023,35 m de profondeur). L'alternance de couches de glace contenant et ne contenant pas de particules se marque par les variations de teintes (d'après Tison et al., 1994).

b. Photographie en lumière polarisée (échelle 1:1) d'une lame mince (5497g) réalisée au niveau d'une transition entre de la glace chargée en particules (petits cristaux) et de la glace n'en contenant pas (grands cristaux).

- La troisième unité est constituée de la glace située entre 3023,81 mètres de profondeur et l'extrémité du sondage à 3028,65 mètres. L'observation de la glace en lumière transmise montre que cette glace contient des particules sur toute sa longueur. Cependant, dans la partie supérieure, des nuances dans la teinte de la glace nous indiquent que la charge en débris n'est pas uniforme. Parfois, un caillou de l'ordre du centimètre peut être présent. Cette glace est constituée de petits cristaux de taille comprise entre 2,7 et 4,5 millimètres. Les contenus en particules sont variables et compris entre 0,05% et 0,3% (Fig. 3.4. et 3.7.).

Dans leur étude cristallographique détaillée des glaces basales, Tison et al. (1994) ont montré en particulier que les fabriques cristallographiques de ces glaces ne peuvent s'être formées sous le dôme de la partie centrale d'un inlandsis, comme actuellement à Summit. Ils ont mis en évidence qu'elles sont héritées de la phase de construction de la calotte.

a.



b.



Fig. 3.7. : a. Photographie en lumière transmise du tronçon 5505 (de 3027,20 m à 3027,75 m de profondeur). Des particules sont présentes tout le long de la carotte. Les nuances de teintes indiquent des variations du contenu en particules.

b. Photographie en lumière polarisée (échelle 1:1) d'une lame mince (5505 g) réalisée dans la glace riche en particules formée de petits cristaux.

3. Etude des isotopes stables.

Pour l'étude en isotopes stables, l'échantillonnage a été effectué de manière continue le long des 6,13 mètres en prélevant des échantillons de 3,45 centimètres de long (Fig. 3.3.). Les mesures ont été réalisées au Centre d'Etudes Nucléaires de Saclay (France) pour δD et à l'Institut des Sciences de l'Université de Reykjavik (Islande) pour $\delta^{18}O$.

Les résultats des analyses en isotopes stables ($\delta^{18}O$ et δD) ont été examinés par Souchez et al. (1994). La figure 3.8. présente ces résultats : on observe une croissance des valeurs isotopiques avec la profondeur dans la glace basale.

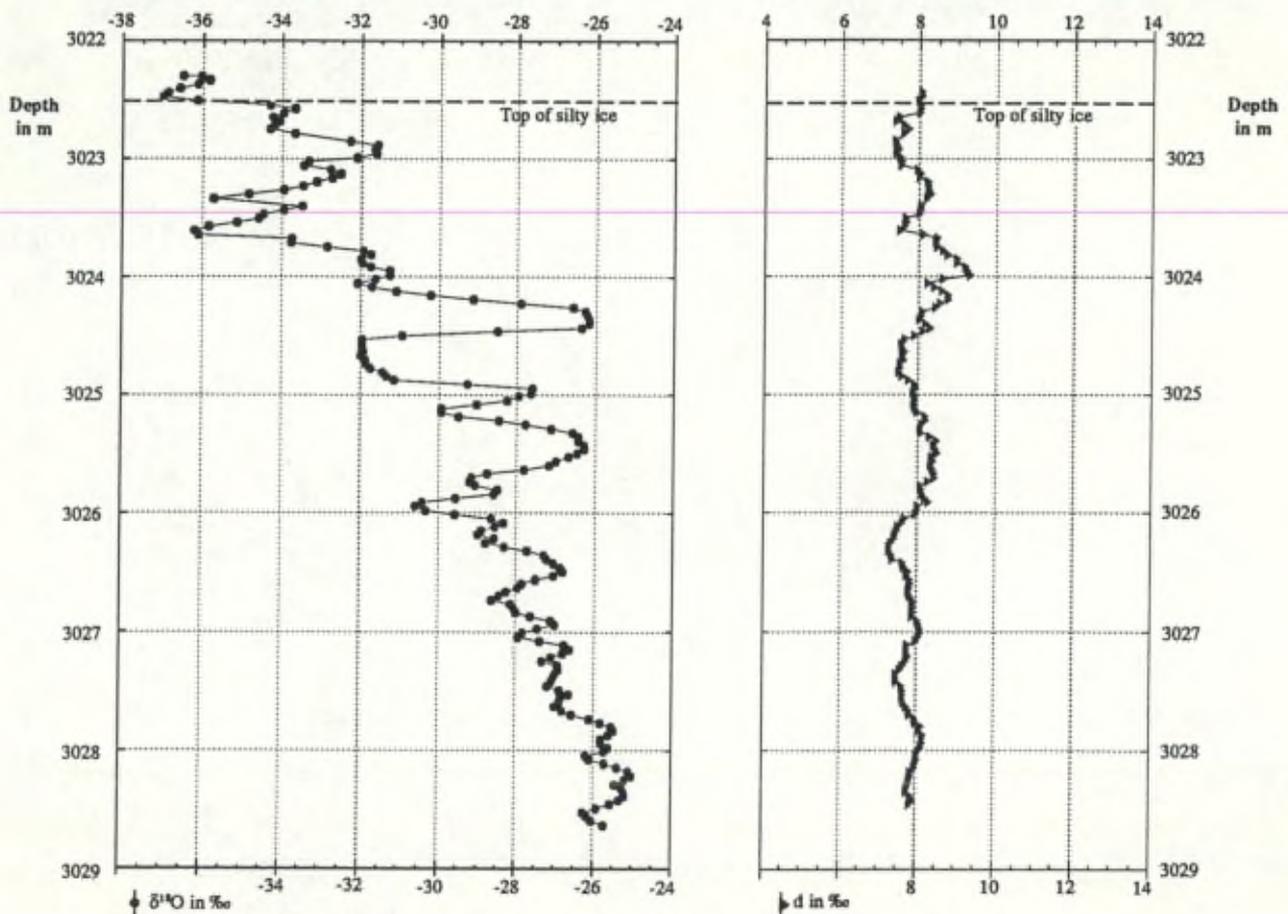


Fig. 3.8.: Les profils en $\delta^{18}O$ et excès en deutérium dans la glace basale du GRIP. Le profil d'excès en deutérium est lissé par une moyenne glissante afin d'éliminer les pics dus à un seul point (d'après Souchez et al. , 1994).

Les valeurs les plus négatives sont mesurées dans les glaces ne contenant pas de particules qui forment la première unité (au-dessus de la première couche de glace riche en particules). Plus bas, dans la deuxième unité formée d'alternance de glace riche en particules et de glace n'en contenant pas, on observe de fortes variations des valeurs en isotopes stables. Les valeurs δ les plus négatives correspondent aux glaces dépourvues en particules et inversement les valeurs en isotopes stables les moins négatives correspondent aux glaces riches en particules. Ces fortes variabilités sont également présentes dans la partie supérieure de la troisième unité. Elles tendent à disparaître avec la profondeur en même temps que l'on observe une hausse progressive des valeurs isotopiques.

En conclusion, les valeurs isotopiques croissent fortement entre le haut et le bas des 6,13 mètres de glace basale : des différences isotopiques extrêmes de 12‰ en $\delta^{18}\text{O}$ et de 96‰ en δD sont observées.

En particulier, la valeur la moins négative de -25‰ obtenue dans la partie la plus basse de la glace basale n'a jamais été observée plus haut dans le sondage.

En effet, les valeurs isotopiques en oxygène 18 de l'ensemble du sondage GRIP sont présentées par Dansgard et al. (1993). Les valeurs les moins négatives que l'on peut relever le long de ce profil isotopique sont -35‰ et -32‰, ces valeurs correspondant respectivement aux glaces de l'Holocène et de l'Eemien.

Johnsen et al. (1989) ont mis en évidence une relation entre les températures annuelles (T) et les valeurs isotopiques en oxygène 18 à partir de l'étude des névés actuels en de multiples endroits de la calotte groenlandaise. Cette relation est applicable au Groenland pour des températures inférieures à -14°C et est la suivante :

$$\delta^{18}\text{O} = 0,67 T - 13,7$$

Johnsen et al. (1992) appliquent cette relation pour des glaces plus anciennes prélevées dans quatre grands sondages réalisés au Groenland : GRIP, Dye 3, Camp Century et Renland. Ils déterminent ainsi les températures moyennes lors de la mise en place de ces glaces. Sur base de cette relation, nous pouvons montrer que la glace basale de valeur

isotopique de -25‰ en $\delta^{18}\text{O}$ aurait dû se former à une température moyenne annuelle de surface de -16,9°C (Tableau 3.1.). Celle-ci est cependant incompatible avec la présence d'une calotte glaciaire étendue. Par contre, la valeur de -25‰ en $\delta^{18}\text{O}$ peut correspondre à celle d'une glace formée à Summit en l'absence d'une calotte.

Ice types	$\delta^{18}\text{O}$ (in ‰)	T (in °C)
Holocène	-35	-31,8
Younger Dryas	-41	-40,7
Last Glacial	-43	-43,7
Maximum Eemian	-32	-27,3
Glacier ice just below the Eemian	-41	-40,7
Glacier ice just above the silty ice	-37	-34,8
Basal ice	-25	-16,9

Tableau. 3.1.: Tableau des températures de surface déduites à partir des valeurs en $\delta^{18}\text{O}$ pour différents types de glace du GRIP (Souchez et al., 1994).

L'épaisseur de glace actuelle étant de ± 3000 mètres, l'absence de la calotte engendre une baisse de l'altitude de la formation de la glace équivalente à cette épaisseur. Mais il faut également tenir compte du réajustement isostatique qui est évalué à une remontée du substratum de plus ou moins mille mètres. La variation d'altitude est donc de 2000 mètres. En considérant qu'une hausse de 1000 mètres d'altitude implique une variation de 6‰ en $\delta^{18}\text{O}$ (Johnsen et al., 1989), on peut montrer qu'à des conditions similaires à celles de la formation de la glace située juste au-dessus de la glace basale (-37 ‰ en $\delta^{18}\text{O}$), une valeur de -25‰ est obtenue, compte tenu de la variation d'altitude (2000 mètres) liée à l'absence de calotte [-37‰ + (2 x 6‰)]. Le même calcul peut être réalisé en considérant des conditions semblables à celles de l'Holocène, une valeur de -23‰ est alors obtenue pour la glace formée sur le sol en l'absence de calotte.

Le raisonnement développé ci-dessus n'est valable que si la relation isotopes-températures moyennes annuelles peut être appliquée, c'est-à-dire

en absence de changement d'état de la glace formée. Une argumentation peut être développée qui amène à penser à l'inexistence de phénomènes de fusions-regels à la base du GRIP.

D'abord, l'accroissement de 12‰ en $\delta^{18}\text{O}$ entre les glaces basales les moins négatives et les glaces de glacier situées juste au-dessus de la séquence basale, ne peut être expliqué par un regel d'eau (augmentation maximum de 3‰ en $\delta^{18}\text{O}$ pour le gel d'eau). Cet accroissement de 12‰ est nettement supérieur à ceux enregistrés pour les glaces basales de Camp Century et Dye 3 où les accroissements n'étaient respectivement que de 0‰ et de 5‰.

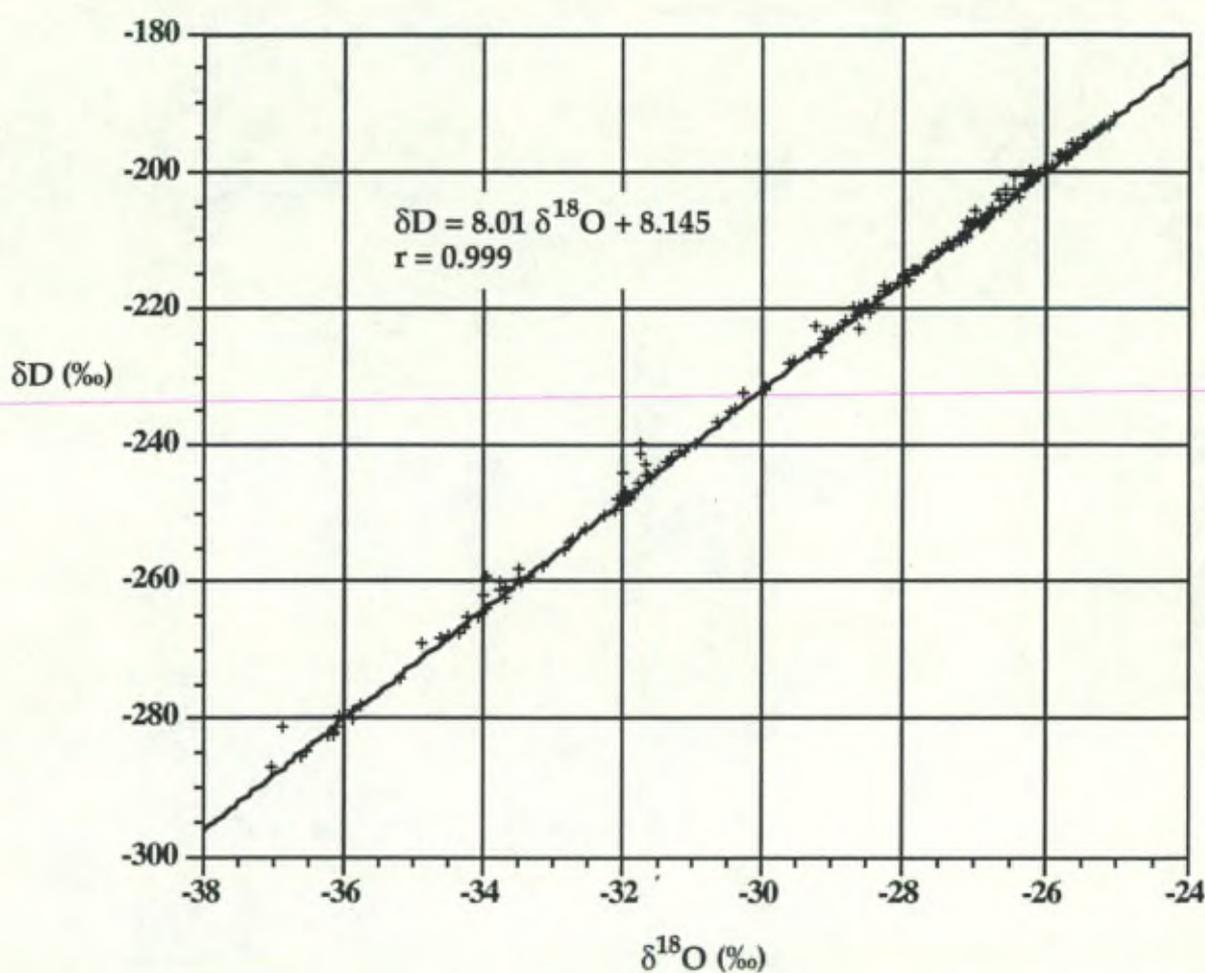


Fig. 3.9.: Diagramme δD - $\delta^{18}\text{O}$ pour les glaces basales du GRIP (d'après Souchez et al., 1994).

Deuxièmement, les valeurs isotopiques en δD et $\delta^{18}\text{O}$ se placent parfaitement sur la Meteoric Water Line (MWL) ($r = 0,999$ pour 184 mesures)

(Fig. 3.9.) et l'excès en deutérium reste proche d'une valeur de 8‰ quelle que soit la profondeur. Ceci est un argument supplémentaire en faveur de l'absence de modification isotopique des glaces. Arnasson (1981) a montré que la percolation d'eau au travers d'un névé lors de la formation de glace surimposée produit une évolution marquée de l'excès en deutérium. Ce n'est pas le cas ici ; il n'y a donc pas eu de pertes importantes d'eau pendant la formation de la glace basale. Celle-ci n'est donc pas d'origine surimposée. En outre, Jouzel et Souchez (1982) et Souchez et Jouzel (1984) ont montré que des glaces formées par le gel d'eau se présentent dans un diagramme $\delta D - \delta^{18}O$ suivant une droite différente de la MWL. Cette droite de gel a pour pente (S) la valeur obtenue par l'équation :

$$S = \frac{1000 + \delta_i D}{1000 + \delta_i^{18}O} \times \frac{\alpha - 1}{\beta - 1}$$

où δ_i sont les valeurs isotopiques initiales de l'eau, et α et β sont respectivement les coefficients de fractionnement à l'équilibre entre l'eau et la glace pour le deutérium et l'oxygène 18 ($\alpha=1,0208$ et $\beta=1,003$). La pente peut être calculée à partir d'une eau résultant de la fonte de la glace de glacier située juste au-dessus des premières couches de glaces riches en particules. La fonte n'engendre aucun fractionnement isotopique ; l'eau ainsi produite a donc la même composition isotopique que la glace dont elle est issue (dans ce cas : -37‰ en $\delta^{18}O$ et -288‰ en δD). La valeur ainsi obtenue pour la pente de gel est de 5,13 ce qui est fort différent de celle obtenue pour les glaces basales du GRIP.

Troisièmement, la formation de la glace basale par des processus de fonte-regel au passage d'irrégularités du substratum est à exclure car ce processus de formation n'engendre pas de modifications isotopiques appréciables (Sugden et al., 1987).

Enfin, l'enrichissement en isotopes lourds ne peut être acquis par des échanges isotopiques entre des micas ou des argiles et l'eau. Car dans ce cas, les échantillons d'une glace formée à partir d'une eau ainsi enrichie sont alignés dans un diagramme $\delta D - \delta^{18}O$ suivant une pente plus faible que la MWL (Souchez et al., 1990).

Un processus de mélange entre une glace formée localement sur le substratum d'une part, et une glace de glacier d'autre part, permet de

comprendre l'accroissement de 12‰ en $\delta^{18}\text{O}$ dans la glace basale. L'augmentation progressive des valeurs isotopiques vers le bas de la séquence de glace illustre une part croissante de la glace d'origine locale dans le mélange.

Les deux glaces d'origine étant situées sur la Meteoric Water Line, l'ensemble des glaces formées par leur mélange sera également aligné sur cette droite. La MWL peut donc être considérée dans le cas des glaces basales du GRIP comme une droite de mélange. On considère que ces deux glaces se sont mélangées ou interlitées, il y a 2,4 millions d'années (Souchez et al., 1994) lors de la mise en place de la calotte à Summit. Une glace de sol formée dans une zone légèrement déprimée pourrait être à l'origine de la composante locale.

L'étude des gaz dans les glaces basales du GRIP apporte d'autres éléments en faveur du scénario présenté pour la formation des glaces basales sur base de l'étude des isotopes stables.

4. Etude de la composition en gaz.

Pour l'étude des gaz contenus dans la glace (Souchez et al., 1995 a et b), des échantillons de glace ont été prélevés à différents endroits. Ils ont tous une longueur de ± 7 centimètres. Les caractéristiques en gaz obtenues sont attribuées à la profondeur moyenne de l'échantillon [profondeur échantillon = (profondeur haut de l'échantillon + profondeur bas de l'échantillon) / 2]. Les volumes totaux en gaz et les concentrations en CH_4 et en CO_2 d'une partie des échantillons ont été mesurés à Grenoble (Laboratoire de Glaciologie et de Géophysique de l'Environnement) en utilisant une méthode de fusion-regel. Les concentrations en CO_2 , O_2 et N_2 des autres échantillons ont été déterminées à Bruxelles par une méthode de broyage à sec.

La comparaison entre deux mesures de CO_2 réalisées sur des échantillons voisins a permis de montrer que les résultats obtenus à Grenoble et à Bruxelles sont fort semblables (moins de 2% de différence).

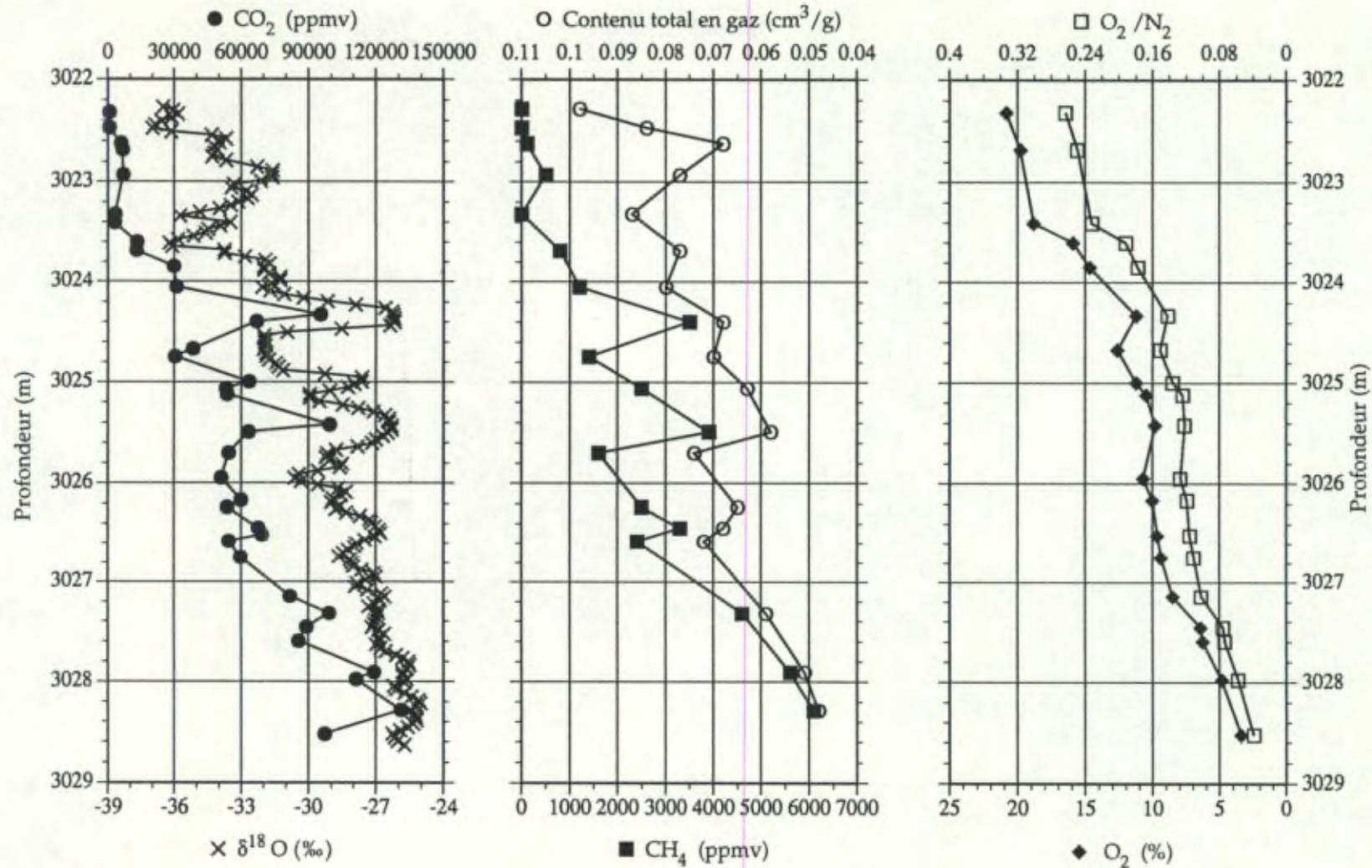


Fig 3.10. : Les profils en $\delta^{18}\text{O}$, CO_2 , CH_4 , contenu total en gaz, O_2 et O_2/N_2 dans les glaces basales du GRIP. Noter les inversions d'échelles pour le contenu total en gaz, O_2 et O_2/N_2 .

Les résultats des mesures sont reportés dans la figure 3.10.. Suivant la profondeur des échantillons, des variations des valeurs apparaissent.

Les concentrations en CO_2 et CH_4 augmentent avec la profondeur : les valeurs les plus faibles sont celles observées pour les glaces de glacier qui forment la première unité (CO_2 : 410 ppmv; CH_4 : 0,6 ppmv) tandis que les glaces basales les plus profondes atteignent des valeurs extrêmement élevées (CO_2 : 135000 ppmv; CH_4 : 6000 ppmv).

Le contenu total en gaz, par contre, diminue avec la profondeur : la valeur enregistrée dans le haut des glaces basales est semblable à celle d'une glace de glacier (0,098 ml/g) alors que pour les glaces du fond, des valeurs inférieures à 0,05 ml/g sont observées.

De même, les concentrations en O_2 et les rapports O_2/N_2 diminuent avec la profondeur. Pour les glaces situées juste au-dessus des premières couches riches en particules, les concentrations en O_2 sont semblables aux valeurs atmosphériques ($\pm 20,95\%$). Les rapports O_2/N_2 sont également similaires au rapport O_2/N_2 atmosphérique (0,268). Par contre, dans les glaces basales les plus profondes, les concentrations en O_2 et les rapports O_2/N_2 sont nettement inférieurs aux valeurs atmosphériques.

Les profils des concentrations en CO_2 , CH_4 , O_2 , du rapport O_2/N_2 et du contenu total en gaz sont fort semblables entre-eux et de fortes similarités existent également avec le profil en $\delta^{18}\text{O}$ (noter les échelles inverses pour l' O_2 , O_2/N_2 et le volume total en gaz).

En conclusion, les différents profils mesurés dans la glace basale suivent tous une même évolution. Dans les parties supérieures, les profils indiquent une forte variabilité qui est liée à l'alternance de glaces à contenus différents en particules. Dans les parties inférieures, ces fortes variations s'estompent. Avec la profondeur, les concentrations en CO_2 , CH_4 et les valeurs en isotopes stables tendent à croître tandis que les concentrations en O_2 , le rapport O_2/N_2 et le contenu total en gaz diminuent.

Les corrélations entre les différents profils obtenus sont représentées dans le tableau ci-dessous où les valeurs négatives indiquent des corrélations inverses.

	$\delta^{18}\text{O}$	$[\text{CO}_2]$	$[\text{CH}_4]$	total gas content
$\delta^{18}\text{O}$	-	0.918	0.915	-0.850
$[\text{CO}_2]$	0.918	-	0.982	-0.883
$[\text{CH}_4]$	0.915	0.982	-	-0.893
total gas content	-0.850	-0.883	-0.893	-

Tableau 3.2. : Matrice de corrélation entre les différentes variables étudiées (d'après Souchez et al., 1995 a).

Les fortes concentrations en CO_2 , O_2 et CH_4 ainsi que les faibles contenus en gaz excluent un processus normal de capture de l'air atmosphérique lors de la formation de la glace. En effet, une glace de glacier présente des valeurs de concentrations en gaz semblables à celle de l'atmosphère ainsi qu'un contenu total en gaz proche de 0,1 millilitre de gaz par gramme de glace.

Les valeurs observées dans les glaces basales du GRIP peuvent résulter de transformations des caractéristiques gazeuses de la glace de glacier après sa mise en place. Différents mécanismes peuvent être envisagés.

La bonne corrélation négative entre l' O_2 et le CO_2 (coefficient de corrélation de -0,91 pour 19 échantillons) semble indiquer une possible oxydation de matière organique au sein de la glace. Néanmoins, ce processus est à exclure car la quantité de matière organique nécessaire est insuffisante dans la glace. De plus, sachant que l'oxydation de matière organique se réalise suivant un rapport O_2 consommé et CO_2 produit de 1,05 (Keeling et Shertz, 1992), nous pouvons avancer que si une telle oxydation avait eu lieu dans la glace, la somme des concentrations en CO_2 et O_2 devrait rester semblable à celle de l'atmosphère ($\pm 21\%$). La lecture de la figure 3.11. nous montre que la somme des concentrations en CO_2 et O_2 est proche de 21% dans la partie supérieure de la glace basale puis baisse avec la profondeur pour atteindre 13% (Souchez et al., 1995 a et b).

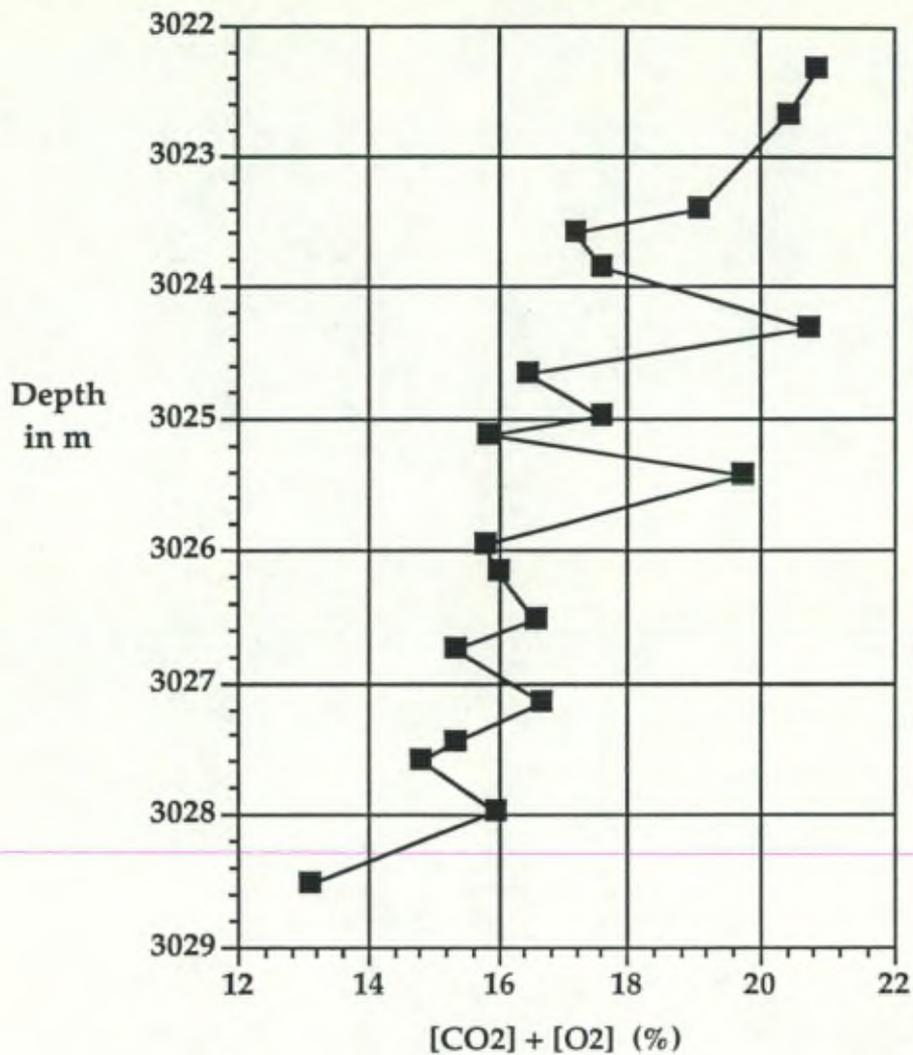


Fig. 3.11. : Somme des concentrations en CO₂ et O₂ ([CO₂] + [O₂]) en % en fonction de la profondeur dans la glace basale du GRIP (d'après Souchez et al., 1995 b).

Cette diminution de la somme des concentrations en CO₂ et O₂ pourrait s'expliquer par une transformation du CO₂ en méthane. Une telle transformation ne peut être envisagée dans la glace car celle-ci s'effectue préférentiellement dans un milieu anaérobie, de plus les micro-organismes y sont extrêmement rares. En outre, les concentrations maximales en méthane mesurées dans la glace (0,6%) ne permettent pas de compenser la baisse de la somme des concentrations en CO₂ et O₂.

Les processus évoqués ci-avant peuvent s'être déroulés dans le substrat sous-jacent à la glace basale. Le CO₂ et le CH₄ produits dans le sol

peuvent diffuser vers le haut de la glace basale et, inversement, l'oxygène peut diffuser depuis la glace vers le bas, où il est consommé. Le facteur contrôlant de ce processus est la diffusion des gaz au sein de la glace vers le substrat.

Hemmingsen (1959) a établi un coefficient de diffusion pour le CO₂ (D_{CO_2}) de $7 \cdot 10^{-14} \text{ m}^2\text{s}^{-1}$ à $-9,5^\circ\text{C}$ mais il n'a pu détecter de diffusion pour l'O₂. Neftel et al. (1983), quant à eux, considèrent des valeurs du coefficient de diffusion D_{CO_2} comprises entre $3 \cdot 10^{-14}$ et $7 \cdot 10^{-16} \text{ m}^2\text{s}^{-1}$. L'oxygène diffusant moins vite que le CO₂, un coefficient de l'ordre de $1 \cdot 10^{-16} \text{ m}^2\text{s}^{-1}$ peut donc être choisi comme valeur maximale. A partir de la deuxième loi de Fick, les calculs des distances de diffusion pour un temps t et pour des concentrations nulles au départ en O₂ dans le sol ou en CO₂ dans la glace, peuvent être réalisés. En 2,4 millions d'années, la diffusion aurait pu affecter les seuls 50 premiers centimètres au-dessus du substrat en ce qui concerne l'oxygène, et moins de deux mètres de glace pour le dioxyde de carbone. Un intervalle de 2,4 millions d'années est choisi car la glace basale peut s'être formée lors de la mise en place de la calotte groenlandaise. Un temps plus court réduirait d'autant plus l'importance du mécanisme de diffusion. Ce mécanisme est donc à exclure.

Les bonnes corrélations entre les variations de valeurs propres à la glace (δD et $\delta^{18}O$) et les variations des caractéristiques en gaz renforcent l'idée d'un processus de mélange entre une glace formée sur le substratum et une glace de glacier lors de la mise en place de la calotte.

Souchez et al. (1995 a) montrent que les valeurs en gaz mesurées dans la glace basale peuvent être correctement approchées par l'utilisation de courbes de mélange dont les équations sont les suivantes :

$$C = \frac{[M.(C_1.T_1)] + [(1-M).(C_2.T_2)]}{M.T_1 + (1-M).T_2}$$

C : concentration théorique du gaz pour un ratio de mélange M.

C₁, C₂ : concentration en gaz des glaces 1 et 2.

T₁, T₂ : contenu en gaz des glaces 1 et 2.

Commençons par évaluer les meilleurs valeurs pour l'équation de mélange en considérant les concentrations en CO_2 .

Pour le terme glace de glacier, on choisit les valeurs mesurées pour la glace située juste au-dessus de la glace riche en particules ($C_1 = 410$ ppmv de CO_2 , $T_1 = 0,098 \text{ cm}^3\text{g}^{-1}$, $\delta^{18}\text{O}_{(1)} = -36,99\text{‰}$).

Le choix des paramètres de la glace formée sur le substratum a été établi en s'appuyant sur le fait que de bonnes corrélations existent entre les concentrations en CO_2 et les contenus en gaz (Fig. 3.10.), ainsi qu'entre le contenu en CO_2 par gramme de glace ($[\text{CO}_2] \times \text{contenu en gaz}$) et les valeurs en $\delta^{18}\text{O}$ (Fig. 3.12.).

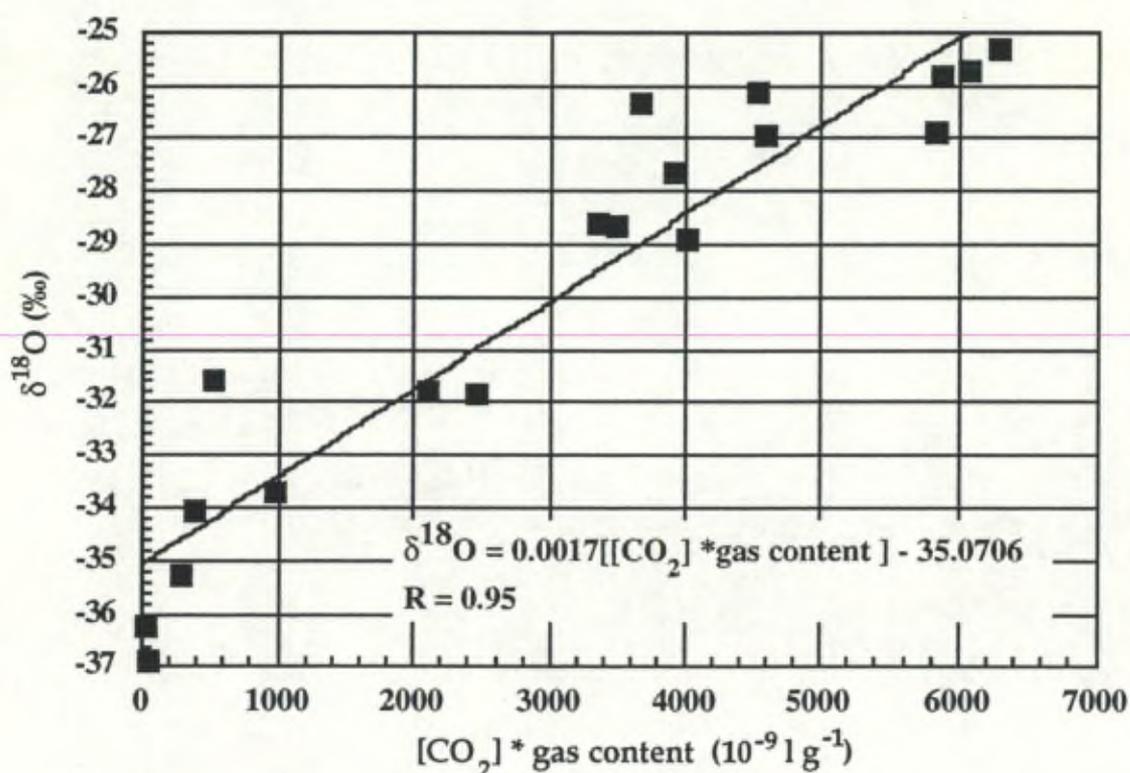


Fig. 3.12. : Corrélation entre les valeurs isotopiques ($\delta^{18}\text{O}$) et le contenu en CO_2 par gramme de glace pour les glaces basales du GRIP (d'après Souchez et al., 1995 a).

En fixant une valeur de CO_2 pour la glace formée localement, on détermine son contenu en gaz et, enfin, sa valeur en $\delta^{18}\text{O}$.

En fixant une valeur de CO_2 (C_2) de 135000 ppmv, on obtient $T_2 = 0,046 \text{ cm}^3\text{g}^{-1}$ et $\delta^{18}\text{O} = -24,7\text{‰}$. Les valeurs déterminées de cette manière sont

proches de celles mesurées pour la glace la plus proche du substrat (Fig. 3.13.).

La courbe de mélange réalisée avec les paramètres des deux glaces définis ci-dessus approche au mieux les valeurs mesurées.

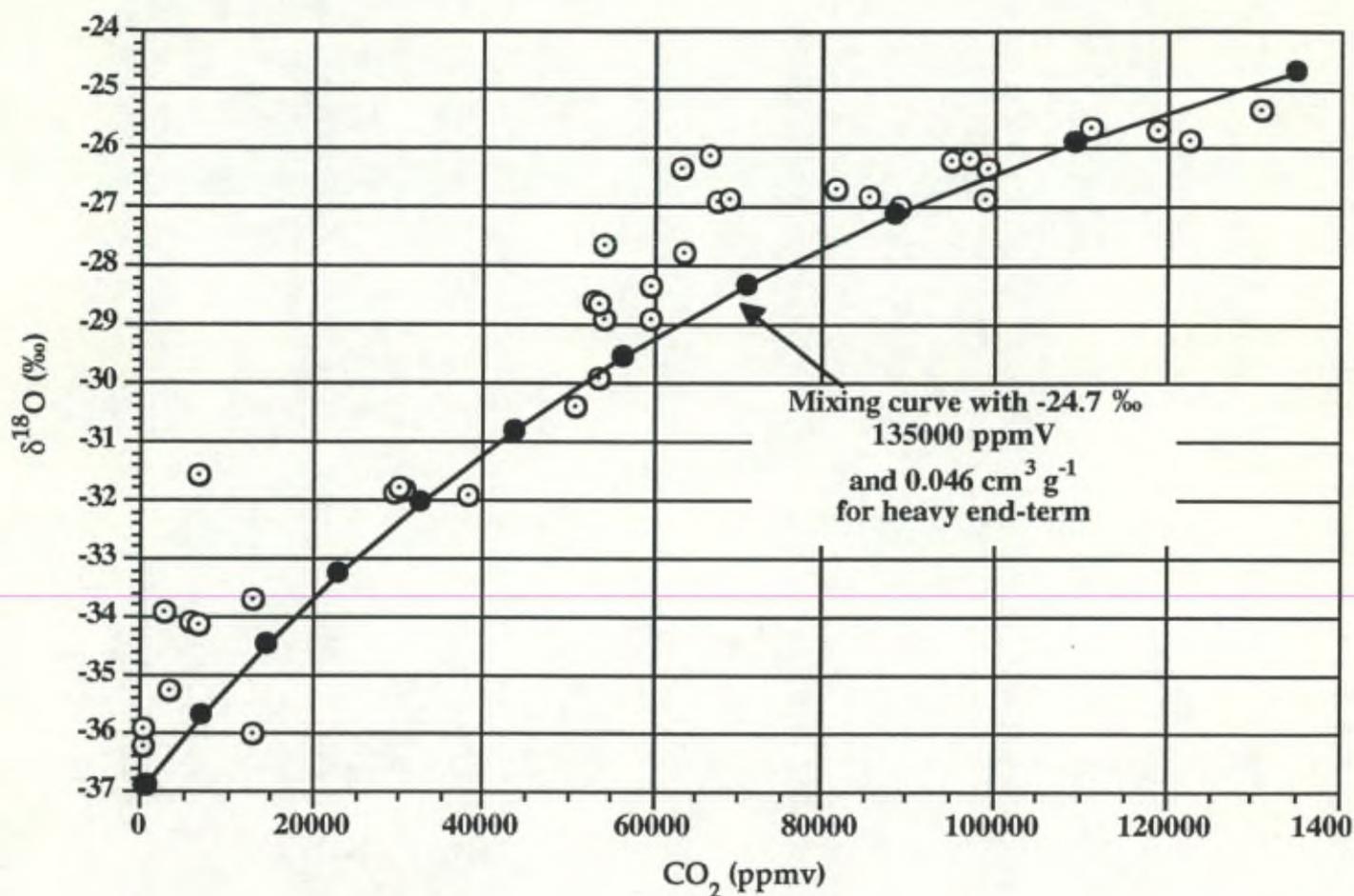


Fig. 3.13. : Courbe de mélange et échantillons de glace de la glace basale du GRIP dans un diagramme $\delta^{18}\text{O}$ - CO_2 . Les différents points sur la courbe de mélange représentent des incréments de 10% du mélange (M) (d'après Souchez et al., 1995).

Des courbes de mélange peuvent également être réalisées pour les mesures en oxygène réalisées dans la glace basale. Trois courbes différentes de mélange ont été réalisées en choisissant comme contenu en gaz et en $\delta^{18}\text{O}$ les valeurs obtenues précédemment. La valeur de la concentration en O_2 choisie pour la glace de glacier est la valeur de l'atmosphère (20,95%) et des valeurs de concentration en O_2 de 0, 1 et 2% sont choisies pour la glace

formée sur le substrat. Les trois courbes ainsi réalisées approchent les valeurs mesurées (Fig. 3.14.).

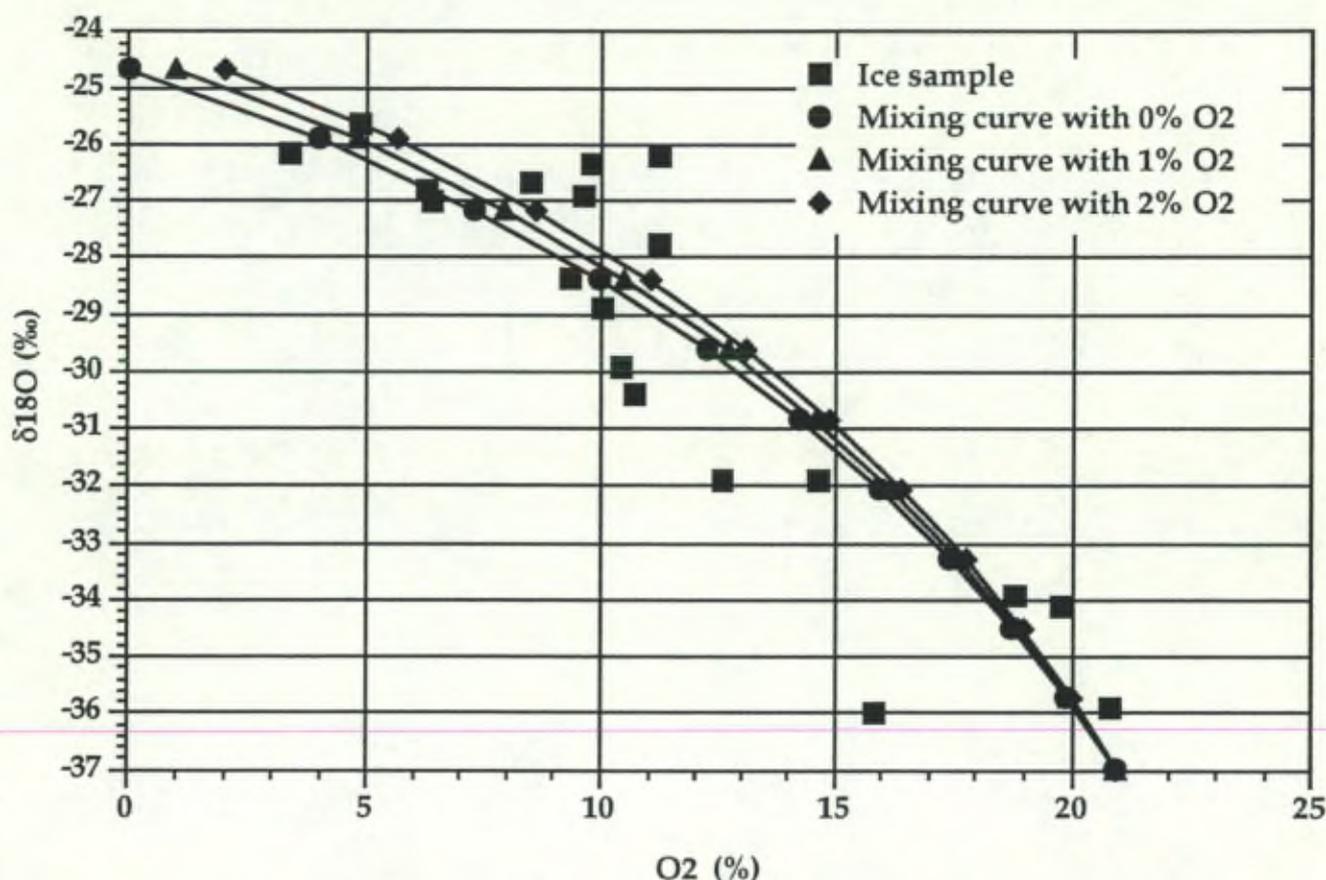


Fig. 3.14. : Courbes de mélanges et échantillons de glace de la glace basale du GRIP dans un diagramme $\delta^{18}\text{O} - [\text{O}_2]$. Les différents points sur les courbes représentent des incréments de 10% du mélange. Les 3 courbes différentes correspondent à des concentrations respectives en O_2 de la glace locale de 0, 1 et 2% (d'après Souchez et al., 1995 b).

Une courbe de mélange peut également être obtenue pour le méthane (Fig. 3.15.). On choisit pour les concentrations en méthane dans le terme glace de glacier 0,6 ppmv, ce qui correspond à la valeur atmosphérique. Pour le terme de glace locale, on choisit 6100 ppmv, ce qui est la concentration la plus élevée mesurée dans les glaces basales. Pour les autres caractéristiques (contenu en gaz et $\delta^{18}\text{O}$), les valeurs définies précédemment sont utilisées.

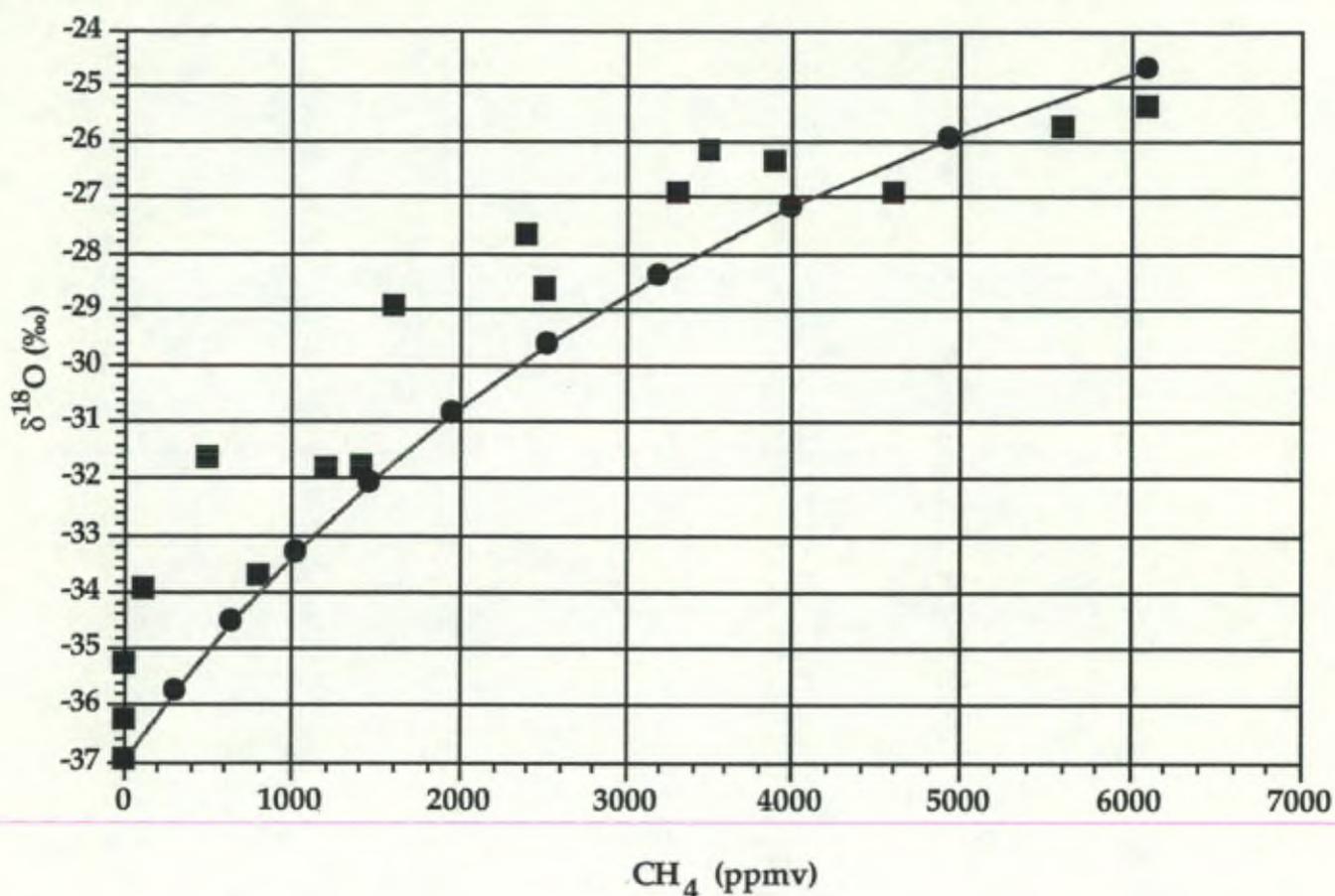


Fig. 3.15. : Courbe de mélange et échantillons de glace de la glace basale du GRIP dans un diagramme $\delta^{18}\text{O}$ - $[\text{CH}_4]$. Les différents points sur la courbe représentent des incréments de 10% du mélange.

Le processus de mélange qui a été mis en évidence par l'étude des isotopes stables, entre d'une part une glace de glacier et d'autre part une glace d'origine locale, permet également de comprendre les caractéristiques en gaz des glaces basales. Les caractéristiques en gaz de la glace d'origine locale permettent de mieux identifier l'origine de celle-ci. Les fortes concentrations en CO_2 , en CH_4 ainsi que la faible concentration en O_2 et le faible contenu en gaz peuvent être associés à une glace développée dans une région de permafrost. Rasmussen et al. (1993) ont mis en évidence dans des glaces développées au sein de tourbes en Alaska, de forts contenus en dioxyde de carbone et en méthane. Le faible contenu en particules des glaces basales du GRIP est également un élément qui argumente en faveur d'une telle origine de la glace d'origine locale.

5. Conclusion.

A partir des valeurs en isotopes stables, Souchez et al. (1994) ont montré que seul un processus de mélange entre deux glaces d'origine différente permet de comprendre les mesures obtenues.

La première de ces glaces a une origine locale et a dû être formée à Summit (ou dans les environs) alors que la calotte n'était pas en place. La seconde est une glace de glacier typique. Le mélange entre ces 2 glaces s'est sans doute produit à la suite de la progression de la calotte glaciaire dans la région de Summit, durant la période de formation de l'inlandsis.

L'étude de la composition en gaz de la glace (paramètres : CO₂, CH₄, O₂, N₂ et contenu total en gaz) a permis d'argumenter en faveur d'une formation des glaces basales par ce mélange intime (Souchez et al, 1995 a et b).

Les caractéristiques de la glace d'origine locale ont pu être mises en évidence. Elle est particulièrement riche en CO₂ (135000 ppmv) et en méthane (6000 ppmv) et contient fort peu d'oxygène (entre 0 et quelques %). Le contenu en particules (en % du poids) de cette glace doit être inférieur à 0,3% car la valeur maximale obtenue dans la glace basale est de 0,2%. Une glace de sol formée près de la surface d'un dépôt tourbeux dans une région de permafrost, répond à ces différentes conditions. Certains exemples similaires peuvent être trouvés en Alaska.

La glace basale du GRIP s'est donc probablement formée lors de la mise en place de la calotte groenlandaise par le mélange intime entre deux glaces : une glace de glacier d'une part et une glace d'origine locale d'autre part.

**Chapitre 4 : Etude des glaces basales du site de
Kautorissat isuat.**

1. Introduction.

1.1. Le site de Kautorissat isuat.

1.1.1. Généralités.

Le site de Kautorissat isuat est situé à environ 55 km au nord-est de Søndre Strømfjord le long de la bordure ouest de la calotte groenlandaise (Fig. 4.1.). Comme à Qigssertaq, la calotte s'y termine en forme de rampe. Il s'agit d'une terminaison rectiligne comprise entre des avancées de la calotte en forme de lobes. La pente de surface de la glace y est donc douce sauf à l'extrémité de la rampe où elle est nettement plus forte. Le talus terminal n'est cependant pas une falaise.

Kautorissat isuat est situé respectivement plus au nord et plus au sud que les sites de Russell et Qigssertaq où des études de glaces basales ont déjà été réalisées (Sugden et al., 1987; Souchez et al., 1990 et 1993; Knight, 1994).



Fig. 4.1.: Localisation du site de Kautorissat isuat le long de la bordure ouest de la calotte groenlandaise dans la région de Søndre Strømfjord.

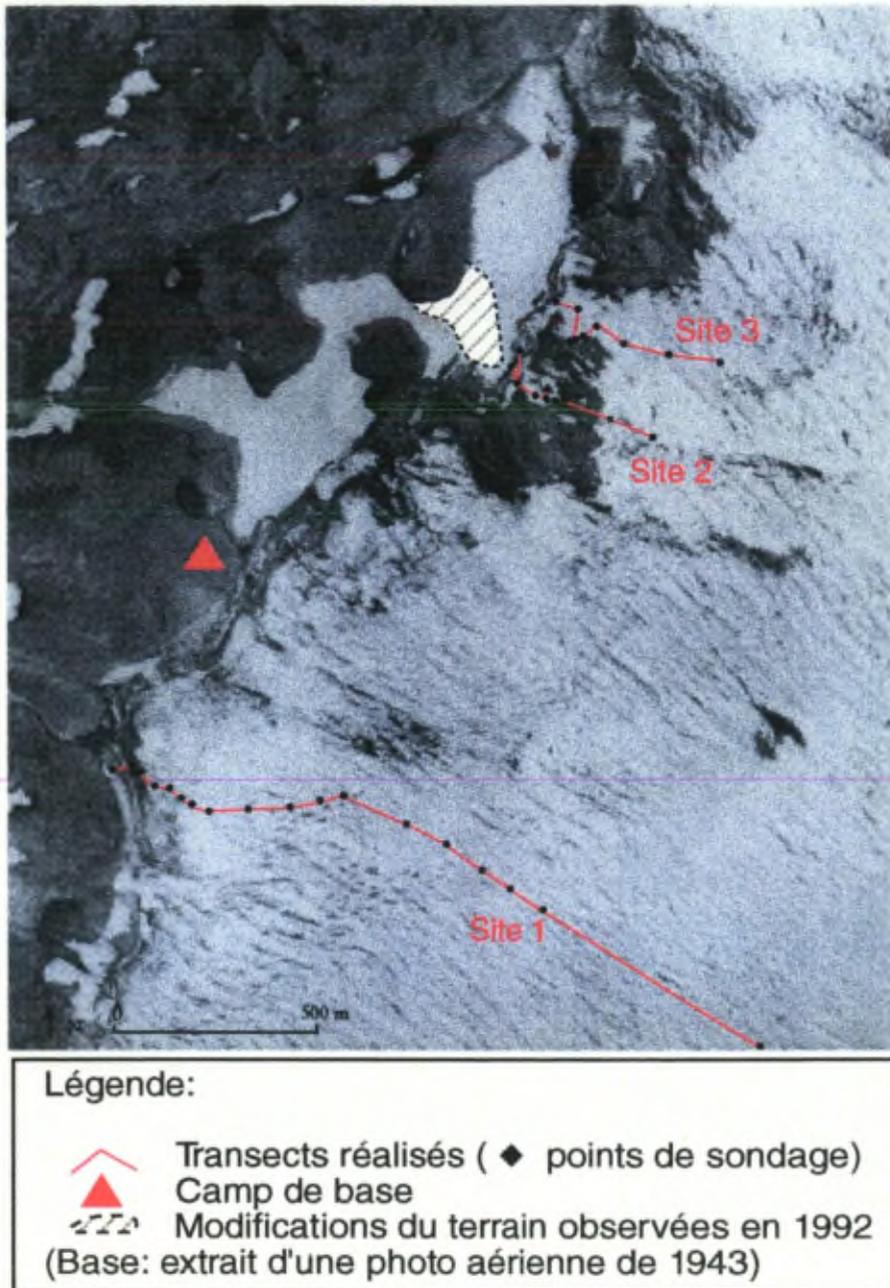


Fig 4.2. Illustration du positionnement des trois transects le long de la bordure de la calotte à Kautorissat isuat sur une photo aérienne.

Le but de la mission à Kautorissat isuat était de réaliser un sondage d'environ 45 mètres le long de la bordure de la calotte groenlandaise afin d'observer, sur une même verticale, la transition entre la glace de glacier et la glace basale. Celui-ci n'a pu être réalisé car la tête de sonde est restée bloquée à 2 mètres 75 de profondeur. Pour la récupérer, nous avons endommagé notre matériel de sondage. Nous avons alors été contraints à renoncer au sondage profond.

Suite à ces problèmes techniques, l'observation de la transition entre la glace de glacier et la glace basale a été réalisée sur la base de 3 transects effectués de l'aval vers l'amont du glacier (Fig. 4.2.).

Un transect comprend un ensemble de sondages à faibles profondeurs (± 2 mètres 50) qui permettent d'observer les transitions entre les différents types de glace (comme l'illustre la figure 4.3.).

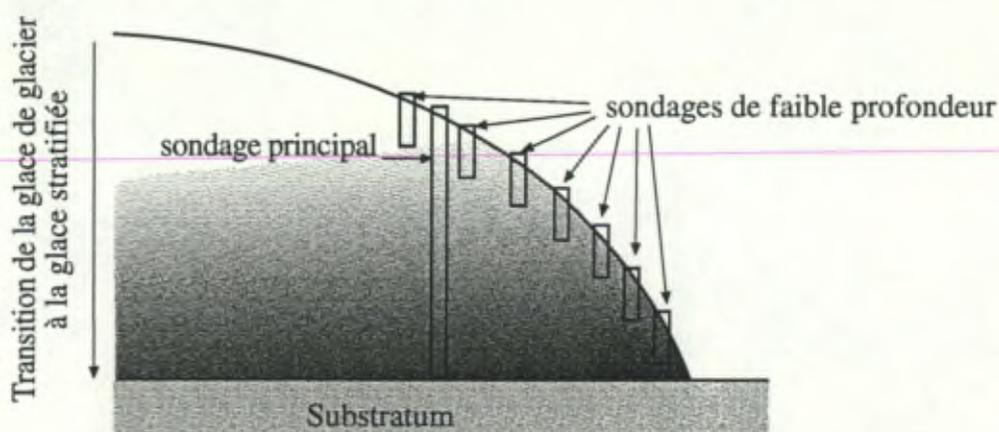
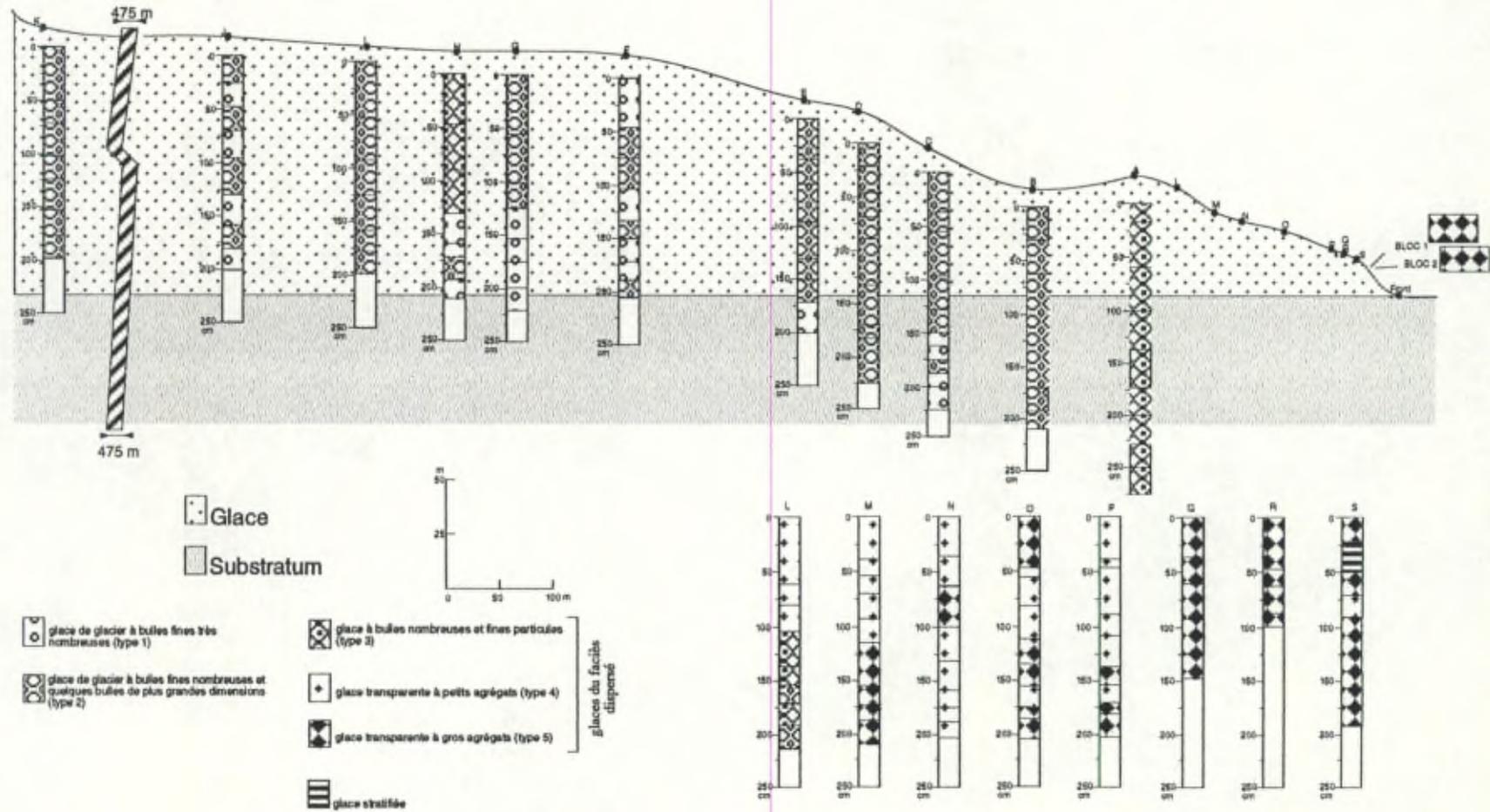


Fig 4.3. : Pour l'observation de la transition de la glace de glacier à la glace stratifiée, en bordure de la calotte, un sondage sur toute l'épaisseur du glacier peut être remplacé par une série de petits sondages.

Ces 3 transects totalisent 36 sondages de ± 2 mètres à 2 mètres 50 de profondeur, auxquels il faut ajouter 6 blocs de glace ayant été prélevés là où les pentes étaient trop abruptes pour travailler avec la sonde elle-même.

Nous avons décidé d'étudier les glaces prélevées le long du transect 1 qui est, parmi les trois réalisés, celui qui s'étend le plus vers l'amont. C'est également le transect dans lequel nous avons effectué le plus grand nombre de carottages.

Fig. 4.4.: Profil du site d'échantillonnage 1 à Kautorissat Isuat. La limite glace-substratum est extrapolée.



1.1.2. Description du transect 1.

Ce transect est constitué de 19 sondages de plus ou moins deux mètres de profondeur chacun. De plus, au niveau du talus terminal, nous avons prélevé deux blocs de glace fort riche en particules.

Le transect est long de plus de 1 km 700 pour un dénivelé de plus ou moins 120 mètres. Les carottages sont répartis tout le long du transect avec cependant un espacement plus réduit entre-eux près du front. C'est en effet près du front que nous avons observé les premières glaces du faciès dispersé.

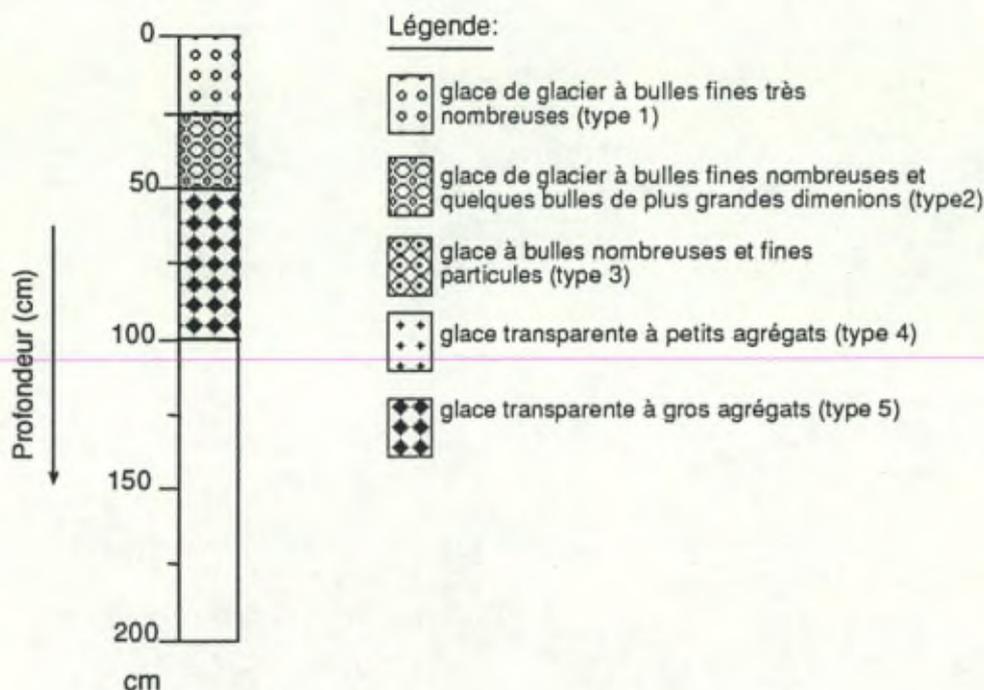


Fig. 4.5. : Exemple de représentation d'un carottage sous la forme d'un bâtonnet. De 0 à 25 cm de profondeur, la glace est du type glace de glacier. De 25 à 50 cm de profondeur, la glace est du type glace de glacier contenant de fines bulles nombreuses et quelques bulles de plus grandes dimensions. De 50 à 100 cm, la glace est du type transparente à gros agrégats. Dans cet exemple, le sondage s'est arrêté à 1 m de profondeur.

Des relevés de distances, de pentes de surface et d'azimuts ont été réalisés entre chaque sondage. A partir de ces données, nous avons pu réaliser une coupe longitudinale du transect (Fig. 4.4.). Sur cette coupe, nous avons

représenté chacun des sondages par un bâtonnet. La trame de chaque bâtonnet illustre les caractéristiques de la glace échantillonnée en fonction de sa profondeur dans le sondage (Fig. 4.5.).

Dès le prélèvement sur le glacier, six catégories de glaces ont été établies. Les descriptions ont ensuite été complétées en laboratoire, notamment par la réalisation de lames minces.

Au sein des glaces de glacier, deux catégories de glaces ont été définies.

La première regroupe les glaces de glacier "typiques" (type 1) c'est-à-dire celles qui ne contiennent que de fines bulles de gaz très nombreuses.

La seconde (type 2) regroupe les glaces de glacier qui semblent être légèrement transformées. Une observation attentive de ces glaces montre que des bulles de dimensions légèrement plus importantes apparaissent et que la densité globale en bulles semble être moins forte. Une légère hétérogénéité dans la répartition des bulles apparaît. Par exemple, on observe des zones moins riches en bulles qui sont généralement de petites dimensions et qui ne présentent aucune orientation préférentielle.

Pour mieux identifier ces deux groupes de glaces, nous avons réalisé des comptages de bulles par unité de surface et ainsi établi des densités moyennes de fines bulles (fb/cm²) et de grosses bulles (gb/cm²). Par convention, nous considérerons comme fines, les bulles dont la taille est proche de celle des bulles observées dans les glaces de glacier (inférieure au millimètre), les autres bulles seront considérées comme grosses.

Pour les glaces de glacier du type 1, les densités moyennes obtenues sont de 18,1 fb/cm² et 0 gb/cm². Pour les glaces de glacier du type 2, elles sont de 8,7 fb/cm² et 0,4 gb/cm². Les glaces du type 2 contiennent donc effectivement moins de bulles que celles du type 1. Dans les différents graphiques et diagrammes que nous utiliserons, les glaces de glacier des types 1 et 2 seront respectivement représentées au moyen des chiffres 1 et 2 de couleur bleue.

Pour les glaces du faciès dispersé, trois catégories ont été réalisées sur base de la diversité d'aspect de ces glaces. Les glaces du faciès dispersé se distinguent des glaces de glacier par leur contenu en particules. Celles-ci peuvent se présenter sous la forme de micro-agrégats (taille inférieure au millimètre) ou sous la forme d'agrégats de tailles fort variables (quelques

millimètres à plusieurs centimètres). Ces glaces présentent également un contenu en bulles de gaz différent de celui des glaces de glacier. Les bulles sont généralement de plus grande dimension (jusqu'à plusieurs millimètres de diamètre) et moins nombreuses. C'est grâce à ces critères essentiels (taille et importance des bulles de gaz et des agrégats) que nous avons établi les trois catégories au sein des glaces du faciès dispersé.

La première catégorie (type 3) regroupe les glaces qui présentent peu de particules. Celles-ci sont présentes sous la forme de micro-agrégats ou de petits agrégats (taille inférieure au millimètre). Les bulles de gaz restent fort nombreuses et, comme pour les glaces de glacier de type 2, présentent des bulles légèrement plus grosses que celles observées dans la glace de type 1. Les densités moyennes en bulles sont de 7,4 fb/cm² et 0,6 gb/cm².

La seconde catégorie (type 4) comprend des glaces légèrement plus riches en particules et qui se distinguent surtout par la taille des bulles et leur nombre. Les particules sont essentiellement présentes sous la forme de petits agrégats. Les bulles de gaz sont nettement moins nombreuses et les dimensions de celles-ci peuvent être nettement supérieures à celles observées dans les autres types de glace (jusqu'à plusieurs millimètres). Les densités moyennes calculées sont de 0,8 fb/cm² et 0,5 gb/cm². La diminution importante du nombre de bulles de gaz dans ces glaces engendre un aspect transparent qui s'oppose à l'aspect blanchâtre des glaces déjà décrites.

Une troisième catégorie de glaces (type 5) est mise en évidence dans ce faciès. Elle correspond à des glaces d'aspect transparent, contenant des particules sous la forme de petits et de gros agrégats. Les bulles de gaz sont également fort peu nombreuses : 1 fb/cm² et 0,4 gb/cm². Certaines de ces glaces ne contiennent d'ailleurs pas de bulles de gaz visibles.

Dans les différents graphiques et diagrammes utilisés, les glaces du faciès dispersé des types 3, 4 et 5 seront respectivement représentées au moyen des chiffres 3, 4 et 5 de couleur verte.

Les glaces du faciès stratifié sont présentes dans la partie la plus proche du front. Les particules y apparaissent sous la forme de lits séparés les uns des autres par des bandes de glace libre de particules. Ces glaces ne contiennent généralement pas de bulles visibles. Elles ne sont pas étudiées dans ce travail.

Faciès Type de glace	Description	Particules	Comptage des bulles	Symbole utilisé
Glacière de glacier	Glacière blanchâtre à fines bulles fort nombreuses.	Absence		Bleu
	Type 1 Bulles réparties dans la masse de façon homogène.		18,1 fb/cm ² 0 gb/cm ²	1
	Type 2 Répartition non homogène des bulles (bandes transparentes) et quelques bulles légèrement plus grosses.		8,7 fb/cm ² 0,4 gb/cm ²	2
Faciès dispersé	Glacière blanchâtre à transparente avec des particules de différentes dimensions.			Vert
Type 3	Glacière à fines particules et bulles nombreuses (blanchâtre).	fines particules	7,4 fb/cm ² 0,6 gb/cm ²	3
Type 4	Glacière à petits agrégats et bulles peu nombreuses de grandes tailles (transparente).	petits agrégats	0,8 fb/cm ² 0,5 gb/cm ²	4
Type 5	Glacière à gros agrégats et bulles de grande taille, peu nombreuses, voire absentes (transparente)	gros agrégats	1 fb/cm ² 0,4 gb/cm ²	5

Tableau 4.1. : Tableau de synthèse des glaces étudiées.

A partir de la figure 4.4., nous pouvons observer la disposition des différents types de glaces le long du transect 1 à Kautorissat isuat. En considérant le contact glace-substratum horizontal, le transect se caractérise par une diminution progressive de l'épaisseur de glace de l'amont vers l'aval. La pente de surface s'accroît de plus en plus vers l'aval pour devenir très forte au niveau du talus terminal (à l'aval du sondage S). Cette allure générale est cependant modifiée au niveau du sondage B où une légère dépression est présente. C'est au niveau de cette dépression que la transition entre les glaces de glacier et les glaces du faciès dispersé est

observée.

En effet, en amont du sondage B, l'ensemble des glaces observées sont des glaces de glacier des types 1 et 2. Ces types de glaces sont présents dans tous les sondages réalisés et sont intercalés les uns par rapport aux autres sans qu'aucun ordre particulier ne puisse être mis en évidence. Notons qu'au niveau du sondage H quelques glaces contenant des micro-agrégats ont été observées.

En aval du sondage B, les glaces de glacier disparaissent au profit des glaces du faciès dispersé. L'enrichissement en particules de ces glaces augmente vers l'aval. Les types de glaces 3, 4 et 5 se succèdent vers le front. Des glaces du faciès stratifié apparaissent même au niveau du sondage S.

La succession des différents faciès de l'amont vers l'aval, et en particulier l'enrichissement progressif en particules des glaces du faciès dispersé vers l'aval, semble indiquer que la stratigraphie est peu perturbée.

1.2. Echantillonnages et mesures.

Pour l'étude des glaces de la bordure de la calotte groenlandaise, deux techniques différentes seront utilisées.

La première est l'étude en isotopes stables et la seconde est l'étude en gaz des glaces. Ces deux techniques se compléteront l'une l'autre pour la compréhension du mécanisme de formation des glaces du faciès dispersé.

Les échantillons de glaces utilisés pour l'étude isotopique sont choisis en parallèle avec ceux utilisés pour l'étude des gaz.

Remarquons toutefois que, pour ces 2 techniques, la résolution de l'échantillonnage est différente. L'analyse en gaz demande beaucoup de matériel (une analyse se réalise généralement sur un échantillon de ± 8 cm de long). L'analyse isotopique, par contre, demande fort peu de glace (une analyse ne porte que sur un échantillon de $\pm 0,5$ cm de long).

Les mesures en isotopes stables ont été réalisées au Laboratoire de Modélisation du Climat et de l'Environnement (Centre d'Etudes Nucléaires, Saclay, France). Les résultats sont présentés en valeur δ en ‰ par rapport au VSMOW (Vienna Standard Mean Ocean Water). Les précisions sur les mesures sont de $\pm 0,1\%$ en $\delta^{18}\text{O}$ et de $\pm 0,5\%$ en δD (Souchez et Jouzel, 1984).

Les mesures des concentrations en CO₂, O₂ et N₂ ainsi que les mesures de volumes totaux en gaz ont été réalisées au Laboratoire de Géomorphologie du Département des Sciences de la Terre et de l'Environnement (Université Libre de Bruxelles). Les techniques utilisées sont celles décrites au chapitre 2. Pour rappel, les compositions en gaz sont mesurées par chromatographie gazeuse après avoir broyé la glace à basse température. Les erreurs de mesures sont respectivement pour le CO₂, l'O₂ et le N₂ de 2,5%, 0,4% et 0,4%. Les volumes totaux en gaz sont mesurés au moyen d'une pompe Toepler, les gaz ayant été extraits de la glace par une méthode de fusion-regel. L'erreur de mesure estimée est de 5% pour les glaces qui contiennent peu de gaz.

2. Résultats des analyses en gaz des glaces de Kautorissat isuat.

2.1. Glaces de glacier (Fig. 4.6.).

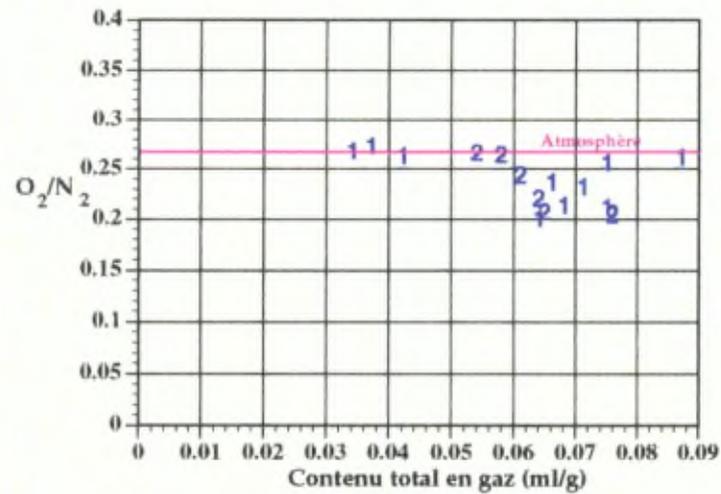
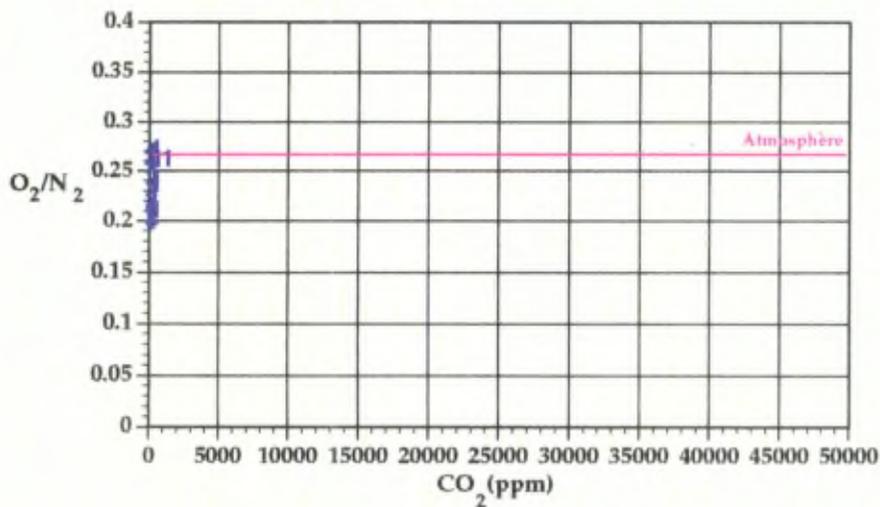
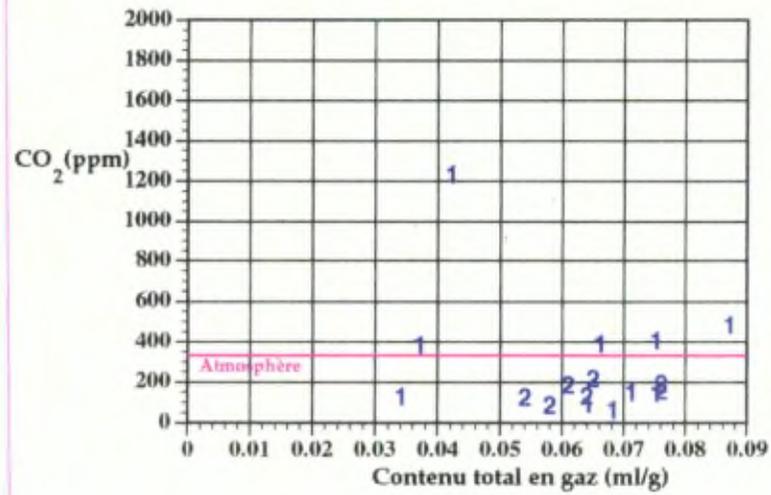
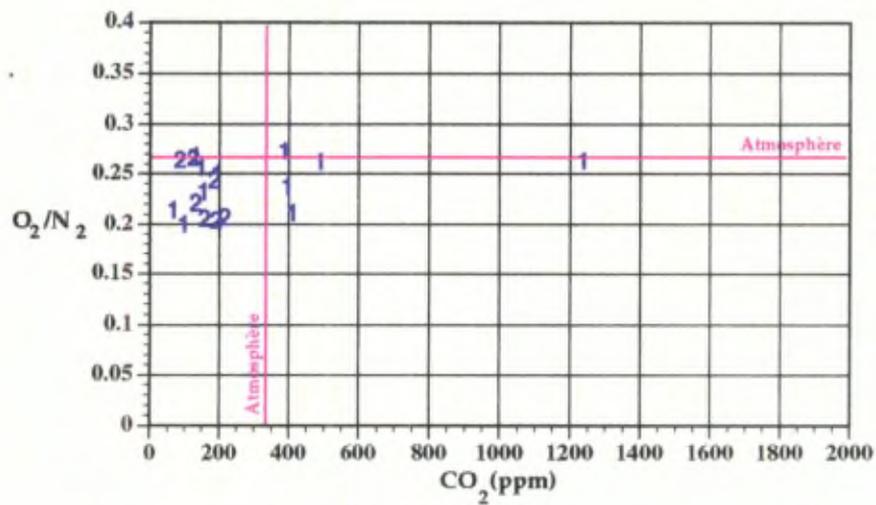
Les glaces du faciès glace de glacier ont des teneurs en CO_2 comprises entre 64 et 1233 ppmv et des rapports O_2/N_2 compris entre 0,2 et 0,273. Ces variations dans les teneurs en CO_2 sont proches de celles relevées par Souchez et al. (1993) pour Qigssertaq; mais les variations des valeurs du rapport O_2/N_2 , par contre, sont plus fortes. Les volumes totaux mesurés, quant à eux, varient entre 0,034 et 0,087 ml/g. Ces glaces sont donc appauvries en gaz par rapport à une glace de glacier non transformée (0,1 ml/g). Les résultats peuvent être analysés pour les deux catégories de glace de glacier que nous avons définies sur base de la dimension et de l'abondance des bulles intracristallines.

Pour les glaces du type 1, les contenus en gaz varient de 0,034 à 0,087 ml/g, les concentrations en CO_2 sont comprises entre 64 et 1233 ppmv, et les rapports O_2/N_2 s'établissent entre 0,2 et 0,273.

Pour les glaces du type 2, les concentrations en CO_2 et les valeurs des rapports O_2/N_2 sont toutes inférieures aux valeurs atmosphériques. Les volumes totaux en gaz sont compris entre 0,054 et 0,076 ml/g.

Fig. 4.6: Résultats obtenus pour les glaces de glacier à Kautorissat isuat. Les numéros 1 et 2 représentent les types de glaces définis dans le texte. Le diagramme $\text{CO}_2\text{-O}_2/\text{N}_2$ est représenté deux fois avec des échelles différentes pour le CO_2 permettant une meilleure comparaison des résultats de chaque faciès.

→
page suivante



2.2. Glaces du faciès dispersé (Fig. 4.7.).

Les glaces du faciès dispersé ont des teneurs en CO₂ comprises entre 41 et 38750 ppmv et des valeurs du rapport O₂/N₂ comprises entre 0,09 et 0,28. Les variabilités sont également plus fortes que celles enregistrées par Souchez et al. (1993) à Qigssertaq. Les volumes totaux varient entre des valeurs inférieures à 0,006 ml/g et 0,081 ml/g. Les glaces du faciès dispersé sont donc encore plus appauvries en gaz que les glaces de glacier mais elles varient plus au niveau de leur composition.

Une observation des bulles (formes et densité) et de la taille des particules a également permis de scinder les glaces de ce faciès en trois catégories.

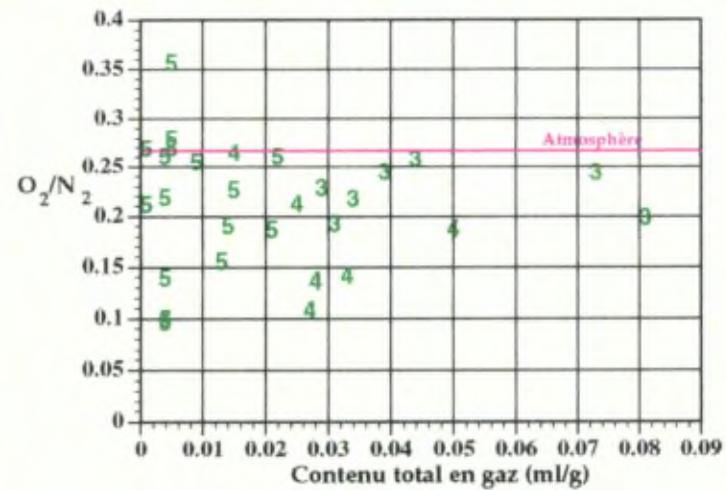
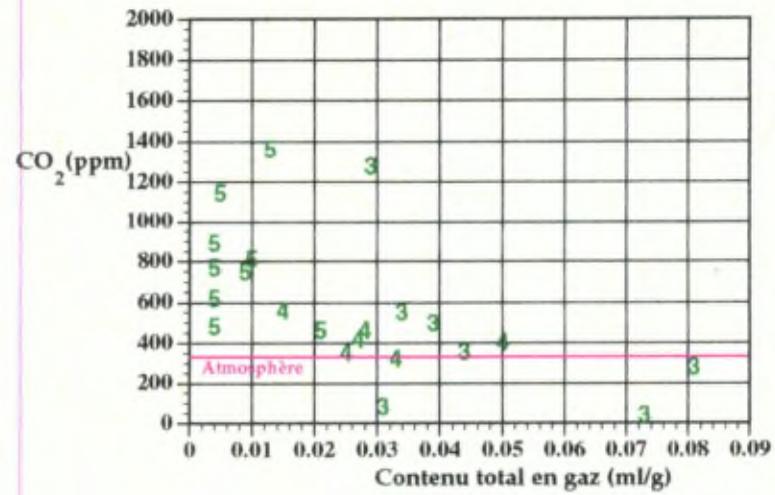
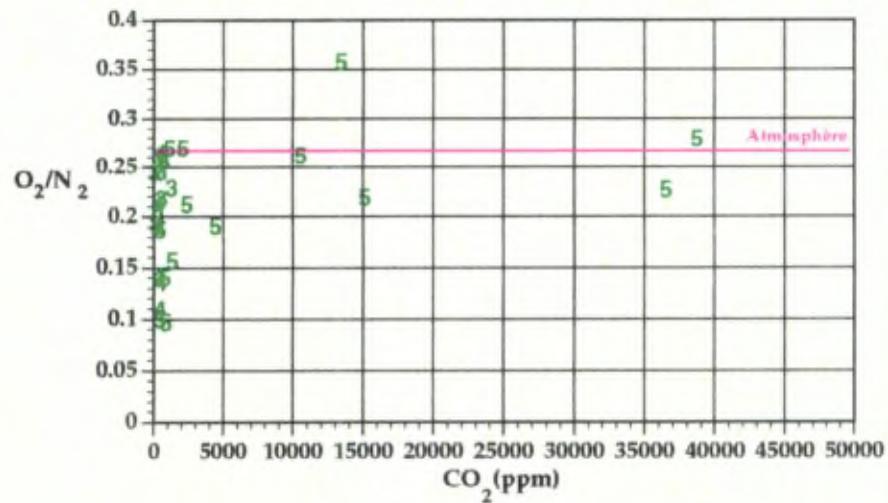
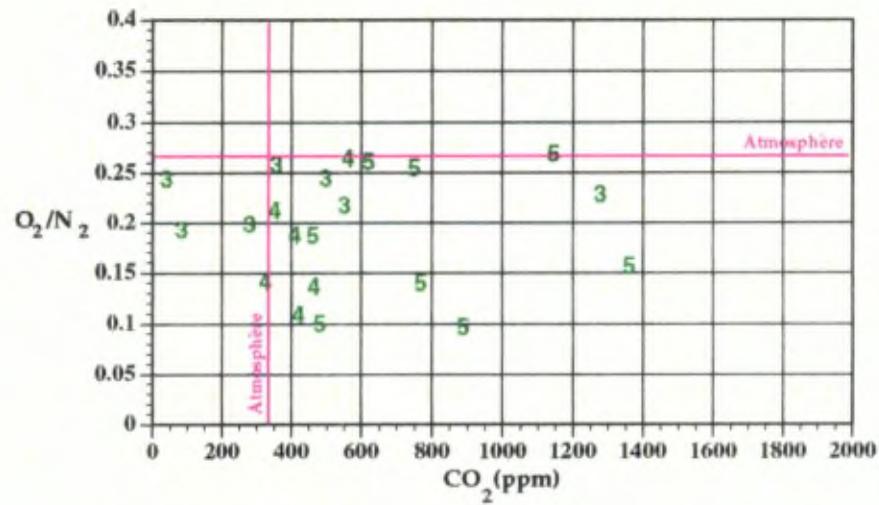
Pour les glaces du type 3, les volumes varient de 0,028 à 0,081 ml/g, les teneurs en CO₂ varient de 41 à 1279 ppmv et les rapports O₂/N₂ de 0,19 à 0,243. Ces glaces sont situées juste sous la limite du faciès de glace de glacier. Remarquons que leur composition en gaz et leur contenu en gaz ne sont pas fortement différents de ceux observés pour les glaces de glacier. Elles se distinguent par des volumes totaux qui peuvent être plus faibles mais surtout par la présence de particules de petites dimensions.

Au niveau de la composition en gaz, les glaces du type 4 indiquent des valeurs en CO₂ supérieures à la valeur atmosphérique et inférieures à 600 ppmv. Les valeurs du rapport O₂/N₂ sont, quant à elles, comprises entre la valeur atmosphérique et 0,11. Ces glaces ont des contenus en gaz compris entre 0,016 et 0,05 ml/g. Elles sont donc encore plus appauvries en gaz que celles du type 3 et celles des glaces de glacier.

Les glaces du type 5 ne contiennent que peu de bulles (les densités moyennes en bulles sont de 1 fb/cm² et de 0,4 gb/cm²) et ont, de ce fait, des volumes totaux en gaz inférieurs à 0,021 ml/g. De plus, certaines de ces glaces ne contiennent pas suffisamment de gaz pour pouvoir en mesurer le contenu exact et la composition. Les concentrations en CO₂ sont largement supérieures à la valeur atmosphérique (500 à 38750 ppmv). Remarquons enfin que les valeurs du rapport O₂/N₂ sont très variables (0,1 à 0,28) et relativement plus élevées pour les glaces à très fortes concentrations en CO₂. Le long du profil, ces glaces sont situées juste en amont des glaces stratifiées.

Fig. 4.7.: Résultats obtenus pour les glaces du faciès dispersé à Kautorissat isuat. Les numéros 3, 4 et 5 représentent les types de glaces définis dans le texte. Le diagramme CO_2-O_2/N_2 est représenté deux fois avec des échelles différentes pour le CO_2 permettant une meilleure comparaison des résultats de chaque faciès.

→
page suivante



2.3. Conclusion.

Nous avons montré que le passage des glaces de glacier vers les glaces du faciès dispersé, de l'amont vers l'aval du transect, correspond à des changements au niveau de la composition en gaz de la glace. Ces changements portent également sur le contenu en gaz et sur la forme et le nombre de bulles de gaz dans la glace. Ces variations des caractéristiques en gaz des glaces du faciès dispersé s'accompagnent d'un accroissement de la charge en particules.

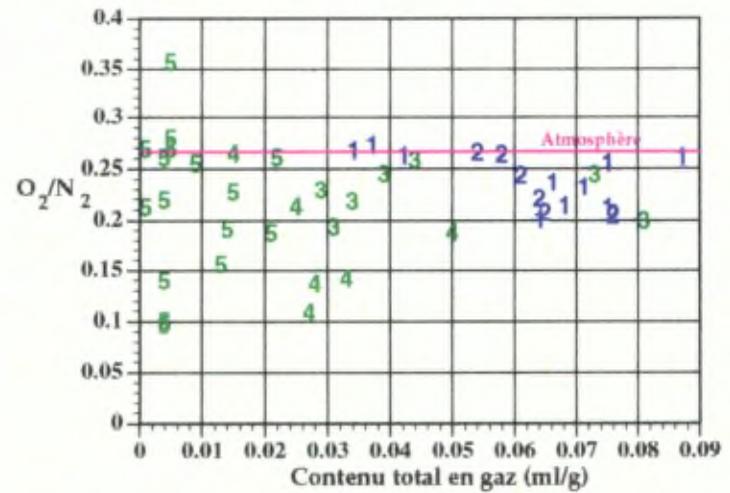
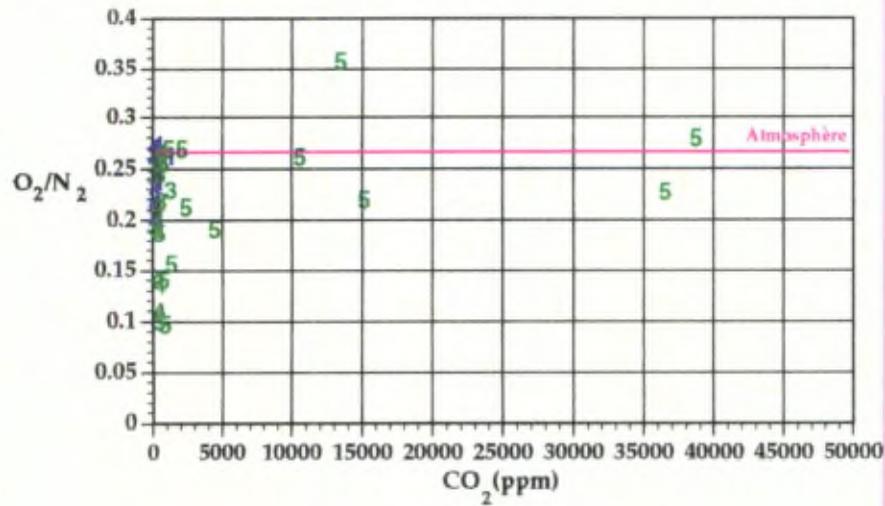
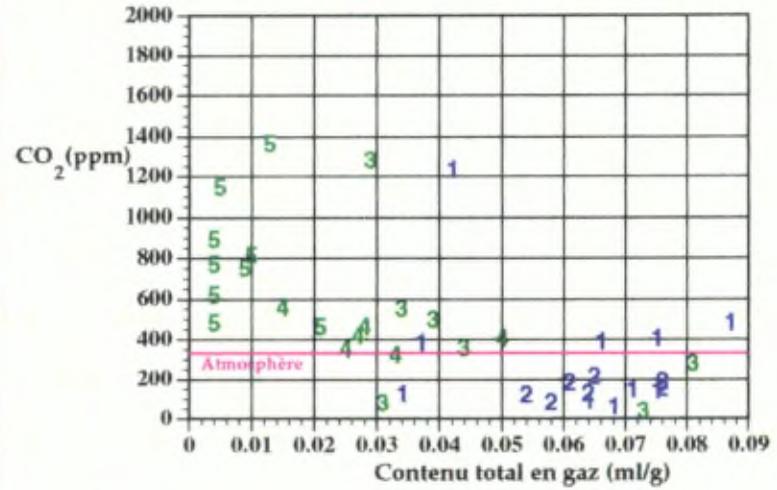
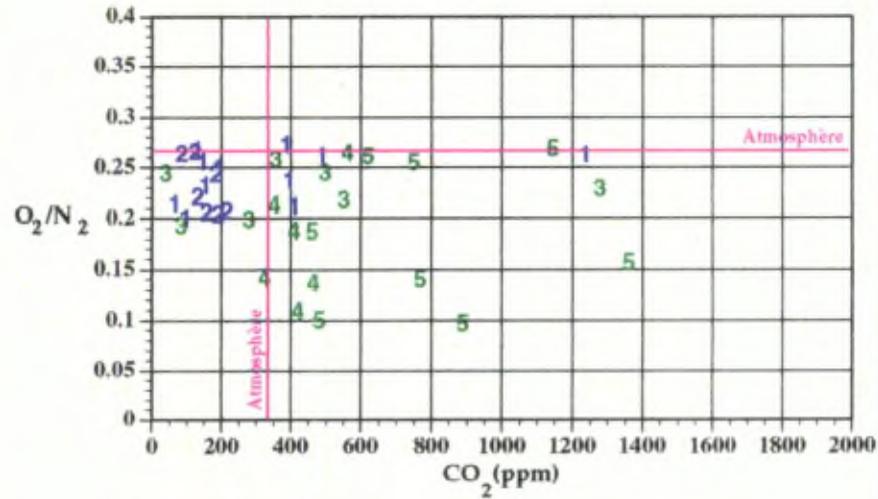
Tout au long de cette évolution, le contenu en gaz décroît et la forme des bulles tend à se modifier. Les fines bulles disparaissent tandis que des bulles de plus en plus grosses apparaissent. Les glaces les plus en aval contiennent de moins en moins de bulles. Elles sont donc de plus en plus transparentes pour finalement ne plus contenir de bulles.

Les concentrations en CO_2 , quant à elles, varient dans un premier temps autour de la valeur atmosphérique avant d'être inférieures à celle-ci. Dans les glaces plus en aval, elles augmentent jusqu'à atteindre des valeurs largement supérieures à la valeur atmosphérique.

Les valeurs des rapports O_2/N_2 sont généralement inférieures à la valeur atmosphérique. Remarquons que les plus fortes variations de ces valeurs ont été observées pour les glaces du faciès dispersé contenant de fines particules. Ce sont des glaces ayant des concentrations en CO_2 légèrement supérieures à la valeur atmosphérique.

Fig. 4.8. : Résultats obtenus pour l'ensemble des glaces prélevées à Kautorissat isuat. Les couleurs se rapportent aux faciès de glace et les numéros aux types de glaces au sein de chaque faciès. Faciès glace de glacier : bleu; faciès dispersé : vert. Le diagramme $\text{CO}_2\text{-O}_2/\text{N}_2$ est représenté deux fois avec des échelles différentes pour le CO_2 permettant une meilleure comparaison des résultats de chaque faciès.

→
page suivante



3. Interprétation des résultats.

3.1. Compréhension des principales valeurs présentées dans la littérature.

Rappelons que seules deux études des gaz de la glace de bordure de la calotte groenlandaise ont été réalisées. Clausen et Stauffer (1988) présentent les résultats d'analyses de gaz réalisées sur des glaces prélevées à Camp 3 (Tableau 1.2.). Ces auteurs ont effectué des mesures de concentrations en O₂, N₂ et Ar sur des glaces échantillonnées dans un sondage situé à 300 mètres de la moraine frontale. Ce sondage a atteint une profondeur de 46 mètres et les derniers mètres de glaces contiennent des particules.

Les glaces étudiées présentent des contenus en gaz qui varient de 0,40 ml à 0,79 ml par gramme de glace. Les valeurs des rapports O₂/N₂ varient quant à elles de 0,189 à 0,264. Par la comparaison de ces valeurs avec celles obtenues pour la glace de glacier à Crête, les auteurs montrent que les rapports O₂/N₂ et les contenus en gaz totaux sont plus faibles pour les glaces de bordure.

Souchez et al. (1993) présentent des valeurs de mesures de composition en gaz pour des échantillons de glace prélevés à Qigssertaq (Tableau 1.3.).

Les teneurs en CO₂ obtenues pour les glaces de glacier varient de 81 ppmv à 1519 ppmv tandis que les valeurs du rapport O₂/N₂ varient, elles, de 0,245 à 0,260.

Pour les glaces du faciès dispersé, les concentrations en CO₂ et des rapports O₂/N₂ varient respectivement de 863 à 2833 ppmv et de 0,244 à 0,273 (notons une valeur particulière du rapport O₂/N₂ de 0,143 , valeur fort en dessous de la moyenne de ce second groupe).

Pour comprendre les valeurs en gaz particulières des glaces de bordure, deux mécanismes différents sont présentés dans la littérature.

Clausen et Stauffer (1988) et Souchez et al. (1993) présentent un mécanisme de dissolution préférentielle des gaz les plus solubles pour expliquer les

faibles contenus en gaz et les valeurs de CO_2 et de O_2/N_2 inférieures aux valeurs atmosphériques. Ainsi, si de l'eau non saturée en gaz arrive au contact des bulles de gaz occluses, les gaz les plus solubles (CO_2 et O_2) vont être dissous préférentiellement. Si l'eau s'écoule hors de la glace, on mesurera dans les glaces résiduelles des compositions en gaz appauvries en CO_2 et O_2 par rapport à N_2 . L'eau non saturée en gaz est produite par fonte interne de la glace.

Clausen et Stauffer (1988) montrent que ce processus peut expliquer les faibles contenus en gaz et les faibles rapports O_2/N_2 qu'ils ont obtenus à Camp 3. Les variations entre leurs différents échantillons seraient dues au fait que ce processus ne se fait pas de manière homogène dans l'ensemble de la glace.

Souchez et al. (1993) soulignent quant à eux que de l'eau non saturée en gaz peut être présente aux limites entre les cristaux et ce même à des températures inférieures à celle du point de fusion.

Pour expliquer les fortes teneurs de CO_2 trouvées dans certaines glaces, Souchez et al. (1993) considèrent le regel d'eau saturée en gaz. En effet, si de l'eau regèle, la glace formée présentera des concentrations en CO_2 mais aussi des rapports O_2/N_2 supérieurs aux valeurs atmosphériques. Les valeurs des rapports O_2/N_2 seront cependant plus faibles que celle de l'eau à saturation aux conditions standards de température et de pression car, lors du gel, l' O_2 diffuse plus vite que le N_2 devant le front de gel. Ces auteurs soulignent que si ce mécanisme permet d'expliquer les fortes concentrations en CO_2 mesurées, il ne peut expliquer les valeurs des rapports O_2/N_2 inférieures à celle de l'atmosphère qui sont obtenues pour les mêmes échantillons.

Souchez et al. (1993) placent en outre ces mécanismes de dissolution préférentielle et d'accrétion de glace de regel dans un contexte de compréhension globale des transformations de la glace au voisinage du substratum.

3.2. Modélisations mathématiques du mécanisme de dissolution préférentielle.

3.2.1. Rappel du mécanisme préalablement aux modélisations.

Si une eau, ne contenant pas de gaz dissous, arrive au contact de bulles occluses dans la glace, les gaz présents dans les bulles vont se dissoudre dans l'eau pour atteindre un équilibre entre la phase aqueuse et la phase gazeuse. Rappelons que l'eau non saturée en gaz est produite par la fonte interne de la glace.

De même, si une eau saturée en gaz pénètre au sein d'un glacier en s'infiltrant vers le lit, elle est capable de dissoudre de nouveaux gaz suite à l'augmentation de pression des gaz dans la glace. Ce processus peut également être pris en compte pour l'eau produite au sein de la masse de la glace et qui s'infiltré vers le lit.

Certains gaz sont cependant plus solubles dans la phase liquide que d'autres. Dès lors, la composition en gaz des glaces ayant subi ce processus sera modifiée. Il y aura perte totale en gaz mais aussi changement de composition. Alder et al. (1969) ont modélisé ce processus et ont montré que les gaz des glaces seront préférentiellement appauvris en O_2 par rapport au N_2 . Weiss et al. (1972) montrent que le CO_2 est également préférentiellement éliminé par ce processus.

3.2.2. Modélisations du processus au sein d'un glacier.

Berner et al. (1977, a et b) ont en particulier développé une modélisation du processus de dissolution préférentielle au sein d'un glacier tempéré.

Dans leur modèle, Berner et al. (1977 b) utilisent le débit d'eau au sein de la glace comme variable principale. Pour l'eau, ils considèrent deux sources :

- une source principale due à l'écoulement au travers de la glace d'une eau produite par la fusion en surface. Cette eau, considérée saturée en gaz à la surface, peut dissoudre des gaz des bulles occluses par l'effet d'augmentation de pression des gaz de la glace avec la profondeur.

- une source secondaire d'eau qui est produite par une fusion interne de la glace résultant des frictions liées au déplacement du glacier.

Le modèle est basé sur les hypothèses suivantes :

- localement dans un glacier, les gaz sont toujours en équilibre avec l'eau et la loi de Henry est toujours applicable (nous reprendrons ce point en détail plus loin).
- la pression des gaz dans les bulles occluses correspond à la pression dans la glace.
- l'eau de fonte produite dans le glacier se sature en gaz à la profondeur où elle est produite. En s'infiltrant dans le glacier, elle est capable de dissoudre plus de gaz.

Berner et al. (1977 b) ont appliqué leur modèle pour l'étude de mesures de gaz réalisées sur des glaces de la zone d'ablation du glacier de Griesgletscher dans les Alpes Suisses (Valais). Les échantillons de glace ont été prélevés en neuf stations différentes de plus en plus éloignées de la ligne d'équilibre (numérotées de 1 à 9).

Les résultats obtenus sont représentés dans les figures 4.9. et 4.10. .

Berner et al. (1977 b) tirent les conclusions suivantes :

- pour l'essentiel de la masse du glacier, le contenu et la composition en gaz de la glace sont modifiés par le flux d'eau au travers de la masse.
- seule la glace proche de l'interface avec le substratum est fortement influencée par la fonte qui y est importante.
- la dispersion des valeurs mesurées par rapport à celles obtenues par le modèle peut être due à une hétérogénéité de la glace avant la dissolution des gaz par l'eau de fusion.

Ils soulignent en outre que, pour les glaces basales, la fonte interne est le principal facteur de dissolution des bulles de gaz occluses.

Les figures 4.9. et 4.10. montrent que par l'application de leur modèle, Berner et al. (1977 b) arrivent à obtenir des valeurs de contenu en gaz et du rapport O_2/N_2 aussi basses que 0,02 ml/g et 0,12 pour une station située à 2850 m en aval de la ligne d'équilibre du glacier.

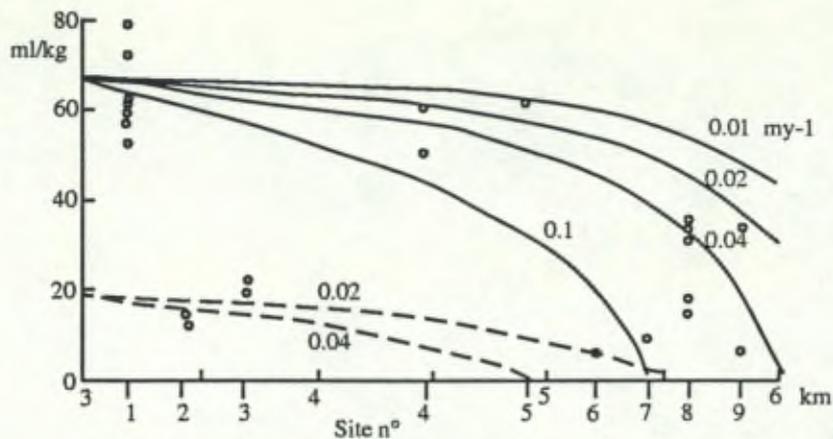


Fig. 4.9. : Diminution du contenu total en gaz en fonction de la distance depuis le sommet du glacier avec le débit d'eau comme paramètre. Lignes continues : contenus totaux en gaz calculés avec comme valeur initiale la moyenne des contenus en gaz des valeurs du site 1. Lignes en pointillés : calculs basés sur les contenus en gaz de glace formée par gel d'eau à une pression de 500 Torr. Les cercles représentent les valeurs mesurées au glacier de Gries (Berner et al., 1977 b).

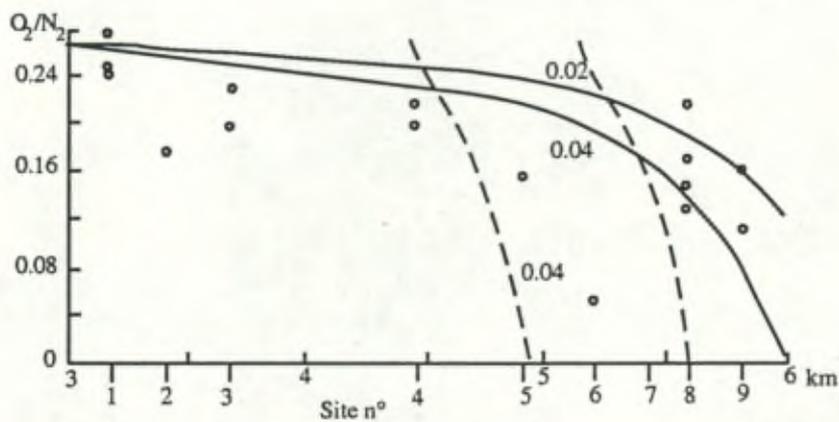


Fig. 4.10. : Variations calculées de la composition en gaz pour des débits en eau de 0.02 et 0.04 my⁻¹. Lignes continues : valeur initiale égale à la moyenne des mesures pour le site 1. Lignes en pointillés : calculs basés sur les compositions en gaz de glace formée par gel d'eau à une pression de 500 Torr. Les cercles représentent les valeurs mesurées au glacier de Gries (Berner et al., 1977 b).

Ces valeurs approchent celles obtenues pour les glaces de Kautorissat isuat. Notons cependant que les auteurs utilisent comme origine pour leur modèle, une glace de glacier aux caractéristiques en gaz fort différentes de celles généralement reconnues (0,1 ml/g pour le contenu total en gaz et une composition en gaz proche de celle de l'atmosphère). Le glacier étudié (glacier de Griesgletscher) est tempéré et la glace s'y forme à partir d'un névé dans lequel de l'eau saturée en gaz a regelé. La glace ainsi formée a une composition en gaz différente d'une glace formée à partir d'un névé en absence d'eau. Pour le choix des caractéristiques en gaz de leur glace d'origine, les auteurs ont réalisé la moyenne des résultats obtenus pour les glaces de glacier récemment formées et prélevées à la station 1.

Nous avons développé un modèle simple pour étudier l'évolution des glaces qui arrivent à proximité du substratum. Comme dans le modèle de Berner et al. (1977 b), nous appliquons la loi de Henry :

$$K_i = \frac{m_i \text{ (mole/l)}}{P_i \text{ (atm)}}$$

Cette loi exprime que la concentration en un gaz dans la phase liquide (m_i) est dépendante de la pression partielle (P_i) de cet élément dans la phase gazeuse.

La loi de Henry s'applique à des gaz parfaits et le CO_2 , l' O_2 et le N_2 peuvent être considérés comme des gaz parfaits si les pressions restent faibles. Wiebe (1933) a montré que la loi de Henry donne des estimations correctes des concentrations en gaz dissous pour des pressions totales inférieures à 20 atmosphères. Pour des pressions plus fortes, la loi de Henry donne des valeurs en gaz dissous légèrement supérieures aux valeurs réelles.

La détermination des constantes de Henry (K_i) pour chacun des gaz peut être établie à partir de la concentration de chaque gaz dans l'air dissous dans l'eau et des pressions partielles de ces gaz dans l'air en équilibre avec cette eau à une pression totale d'une atmosphère.

	Atmosphère	Eau *	Constantes de Henry (mole l ⁻¹ atm ⁻¹)
CO ₂	± 340 ppmv	19 300 ppmv	7,47 10 ⁻²
O ₂	20,95 %	34,7 %	0,218 10 ⁻²
N ₂	78,08 %	61,6 %	0,104 10 ⁻²
O ₂ /N ₂	0,268	0,56	

* Concentrations des différents gaz exprimées en fonction du total des gaz dissous dans l'eau (29,5 ml par litre d'eau) à 0°C et 1 atmosphère.

Nous considérons une masse de glace de glacier de 224 kg ayant un contenu en gaz de 0,1 ml par gramme de glace. Cette glace contient donc 22,4 litres d'air de composition semblable à celle de l'atmosphère, soit une mole d'air à une pression de 1 atmosphère.

Cet air est considéré comme contenu dans la glace sous la forme d'une multitude de fines bulles uniformément réparties dans la masse.

Nous faisons fondre X % de la masse de glace. L'eau de fusion ainsi produite ne contient pas de gaz dissous jusqu'à ce qu'elle arrive au contact de chacune des bulles d'air.

L'eau se sature en gaz (application de la loi de Henry), puis s'écoule hors de la masse de glace. Ce processus se reproduit un nombre t de fois. La dissolution s'effectue à une pression des gaz correspondant à la pression hydrostatique. Langway (1960) et Gow (1968) ont montré que la pression de l'air dans les bulles est approximativement égale à celle de la glace, celle-ci dépendant essentiellement du poids de la glace sus-jacente.

Si nous considérons la glace après ce processus de dissolution, son volume aura diminué et son contenu en gaz aura été modifié.

Nous considérons en outre que la proportion entre le volume de la bulle d'air et le volume d'eau à son contact est identique pour chacune des bulles.

Le modèle présenté nécessite un ensemble de calculs.

Nous avons réalisé un programme en Pascal afin de résoudre ces différentes opérations mathématiques.

Nous présentons ici l'organigramme de calcul.

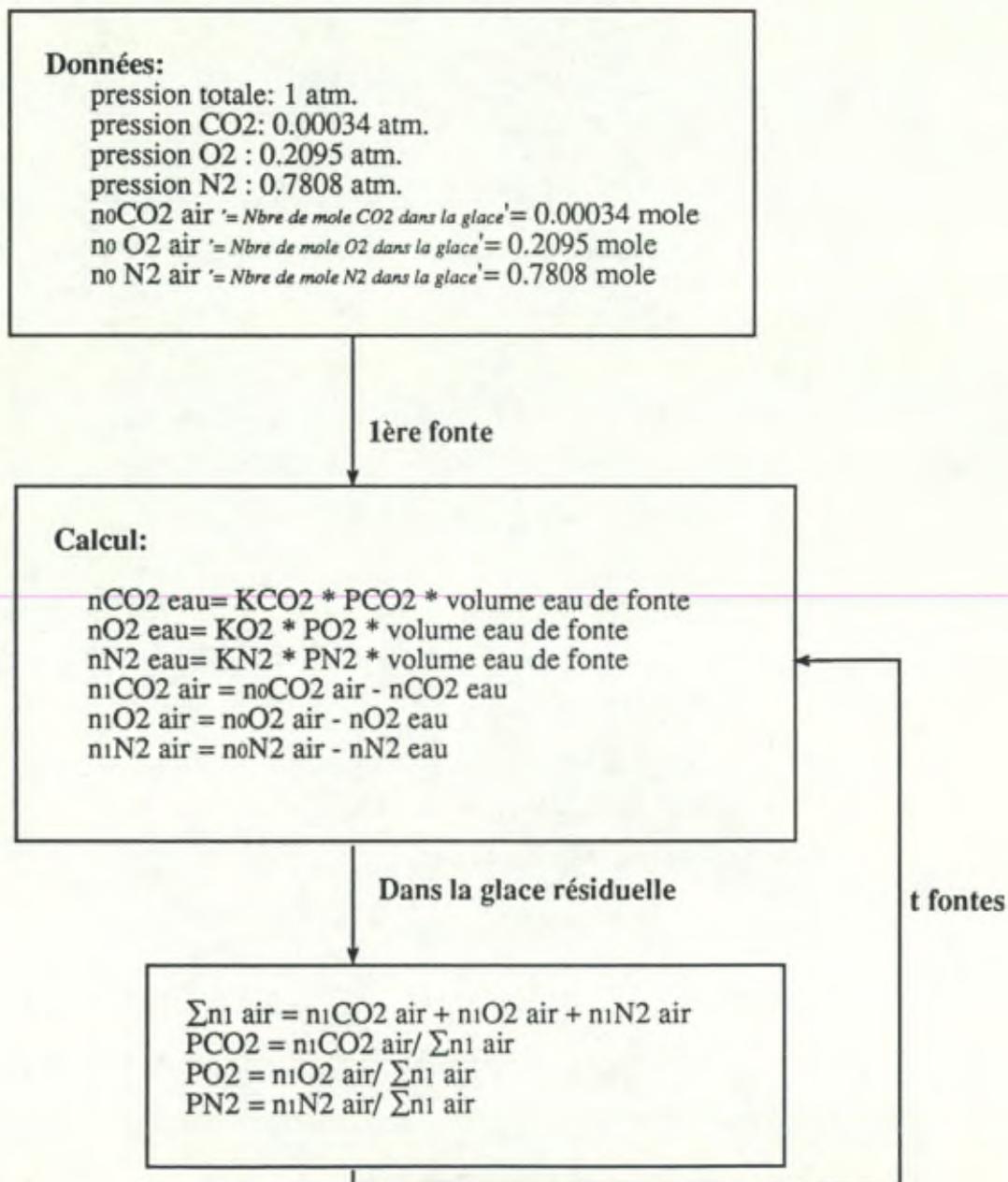


Fig. 4.11.: Organigramme de calcul .

3.2.3. Résultats de l'application du modèle.

Nous avons choisi arbitrairement deux pressions totales des gaz au sein des bulles différentes (6 et 20 atm) ce qui équivaut à deux épaisseurs de glace sus-jacente différentes (± 66 mètres et ± 220 mètres). Rappelons que nous considérons au départ une glace de glacier dont le contenu en air, de composition semblable à celle de l'atmosphère, est de 0,1 ml par gramme de glace.

* Cas où la pression totale de l'air des bulles est de 6 atmosphères.

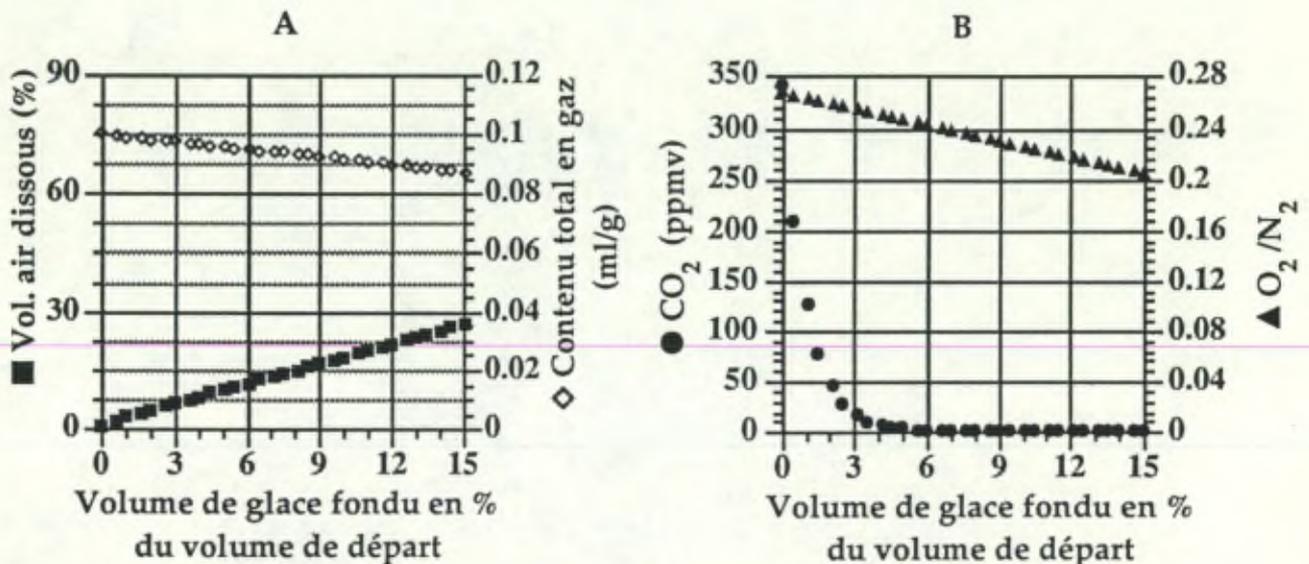


Fig. 4.12. : Evolution des caractéristiques en gaz d'une glace en fonction du volume de glace fondu (exprimé en % du volume de glace de départ) par l'application du modèle pour une pression de 6 atmosphères.

A : le volume d'air dissous dans l'eau est exprimé en % du volume d'air initial contenu dans la glace.

La figure 4.12.A. nous indique que, proportionnellement, la quantité d'air perdue est plus importante que la quantité de glace fondue.

Cette observation est confirmée par le fait que le contenu total en gaz diminue dans la glace résiduelle. En outre, la concentration en CO_2 diminue fort rapidement et tend vite vers zéro (Fig. 4.12.B.).

Notons que le rapport O_2/N_2 baisse également rapidement.

Toutefois, il faut envisager de fondre une partie non négligeable de la masse de glace avant que ce rapport atteigne des valeurs comparables à celles obtenues dans les glaces basales, soit 0,20.

* Cas où la pression totale de l'air des bulles est de 20 atmosphères.

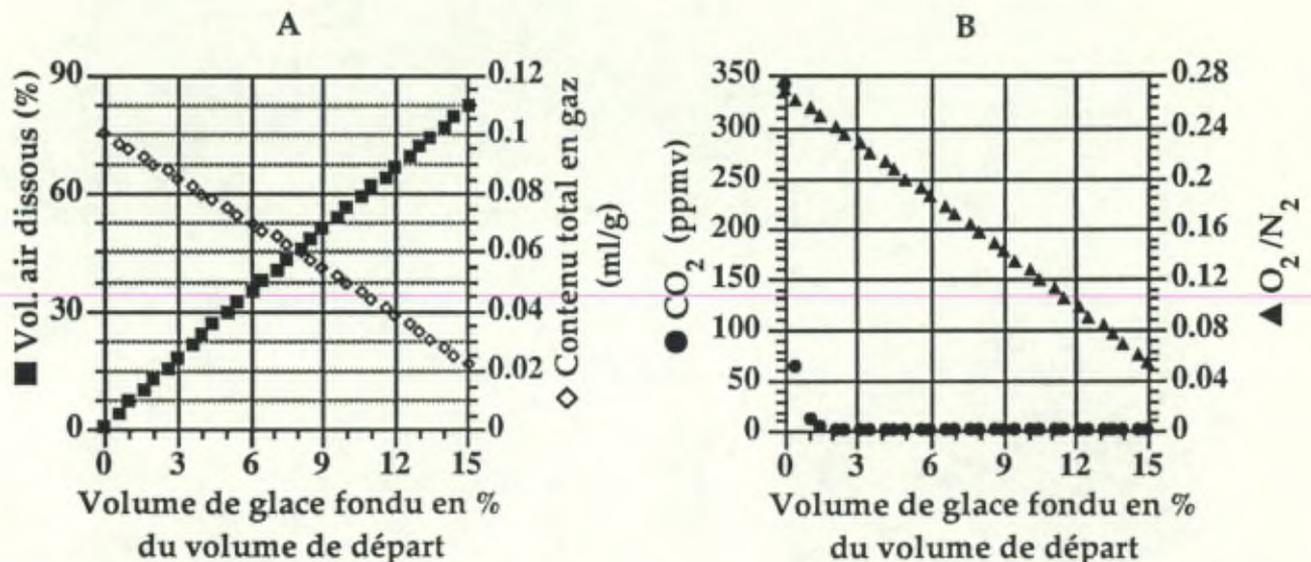


Fig. 4.13. : Evolution des caractéristiques en gaz d'une glace en fonction du volume de glace fondu (exprimé en % du volume de glace de départ) par l'application du modèle pour une pression de 20 atmosphères.

A : le volume d'air dissous dans l'eau est exprimé en % du volume d'air initial contenu dans la glace.

La quantité d'air perdue par rapport au volume de glace fondu est plus importante qu'à 6 atmosphères. Pour une même quantité de glace fondue, ceci indique une baisse d'autant plus rapide du contenu total en gaz (Fig. 4.13.A.) que la pression est élevée.

Comme à 6 atmosphères de pression, le CO_2 tend rapidement vers 0 (Fig. 4.13.B.). Par contre, la baisse du rapport O_2/N_2 est plus rapide et la quantité de glace fondue pour atteindre des rapports de l'ordre de ceux mesurés dans les glaces basales est faible.

Conclusion :

Le modèle permet de comprendre l'évolution du contenu en gaz d'une glace si elle subit une légère fonte, l'eau de fonte saturée en gaz étant éliminée.

Si les bulles de gaz sont à une pression de plusieurs atmosphères, le modèle permet d'expliquer la baisse du contenu total en gaz des glaces basales. Cependant, pour constater une baisse sensible du rapport O_2/N_2 jusqu'à atteindre des valeurs comparables à celles observées dans les glaces basales, il faut envisager une pression fort importante de l'air dans les bulles (ex. : 20 atm.). Sans cette condition de pression, la baisse du rapport O_2/N_2 ne serait obtenue qu'en envisageant une fonte importante de la glace.

Le modèle met en outre en évidence que les concentrations en CO_2 tendent fort rapidement vers zéro, ce qui ne correspond pas aux mesures réalisées dans les glaces basales.

3.2.4. Amélioration du modèle.

Dans notre modèle, nous envisageons l'évolution des concentrations en CO_2 dans des glaces qui subissent une dissolution de leur contenu en gaz. Il apparaît néanmoins qu'une amélioration de ce modèle est nécessaire car les concentrations en CO_2 mesurées et celles obtenues par le modèle ne concordent pas.

Dans cette optique, nous avons modifié une des hypothèses de départ. Nous ne considérons plus que le processus de dissolution préférentielle des gaz s'effectue de manière homogène sur toutes les bulles de la glace, mais que seuls z% des bulles y sont soumises, les autres bulles n'étant pas affectées.

Par exemple, seules les bulles aux interfaces (ou proches) entre les cristaux seraient soumises au processus.

La composition en gaz de la glace après la dissolution résulte donc d'un mélange des gaz des bulles affectées avec ceux des bulles non affectées.

Exemple. Voyons les valeurs obtenues par le modèle en considérant que la pression des gaz des bulles est de 20 atm et que seulement 25% des bulles de gaz ont subi une dissolution préférentielle.

Pour réaliser cette dissolution nous avons fait fondre 1,25% de la masse de glace totale et le volume total d'eau ainsi produit est saturé en gaz au contact de 25% du total des bulles. Une fois la saturation atteinte, l'eau est évacuée de la glace. Au départ d'une glace de glacier non transformée, nous obtenons une glace aux caractéristiques suivantes : CO_2 : 272 ppmv, O_2/N_2 : 0,254 et contenu total en gaz : 0,094 ml/g. Nous formons de cette manière, par le modèle, une glace qui a une composition et un contenu en gaz fort semblables à ceux observés pour certaines glaces basales.

Nous pouvons donc obtenir, en combinant les différents facteurs déterminants du modèle, un ensemble de glaces aux valeurs en CO_2 , O_2/N_2 et contenu total en gaz inférieures à celles d'une glace de glacier non altérée. Notons que le problème de l'influence du processus de dissolution des gaz sur une partie des bulles et non sur leur totalité a également été soulevé à propos du modèle de Berner et al. (1977 a). Les auteurs ont cependant considéré qu'il ne s'agissait que d'un point mineur par rapport aux autres variables.

Berner et al. (1977 b) ne considèrent pas dans leur modèle le problème de la dissolution du CO_2 , mais ils indiquent cependant que l'eau résultante de la fonte de la glace est non saturée en gaz sauf en CO_2 .

3.2.5. Choix des paramètres de notre modèle.

Nous avons montré que plusieurs paramètres doivent être choisis pour permettre au modèle d'évaluer les effets de la dissolution des gaz.

Le premier des choix à faire est de fixer les caractéristiques de la glace qui est soumise à la dissolution. Ces caractéristiques sont le contenu total en gaz et la composition en CO₂, O₂ et N₂.

Les valeurs de ces caractéristiques peuvent varier fortement et nous pouvons considérer aussi bien des glaces appauvries que des glaces enrichies en certains gaz. En effet, une glace qui a déjà subi des transformations plus ou moins importantes, peut à nouveau être soumise à une dissolution préférentielle. Le choix des variables CO₂, O₂/N₂ et contenu total en gaz peut être réalisé dans de larges gammes de valeurs correspondant à celles obtenues lors d'analyses de glaces de la bordure ouest du Groenland.

Un second choix consiste à déterminer l'importance de la fonte et donc le volume d'eau à considérer. Plus le volume d'eau sera important, plus la perte en gaz pourra être importante.

Si la glace basale est une glace au point de fusion, elle a un contenu en eau non négligeable. Pour les glaces basales de Camp 3, Clausen et Stauffer (1988) indiquent un contenu en eau de 3%. Pour le contenu en eau de glaciers tempérés des Alpes françaises, Lliboutry (1976) mentionne des valeurs minimales de 0,1%. Dès lors, dans l'application de notre modèle, nous limiterons notre choix à des valeurs comprises entre 0,1 et 3% d'eau.

Le troisième choix à réaliser porte sur la pression totale des gaz des bulles d'air. Nous avons montré que la pression des gaz est un facteur important. Une pression élevée est favorable à une rapide transformation des caractéristiques en gaz de la glace avec une faible fonte de la glace.

Langway (1960) et Gow (1968) ont montré que la pression des gaz des bulles dans la glace est directement dépendante de la pression à laquelle est soumise la glace elle-même, cette pression étant fonction du poids de la glace sus-jacente et donc de la profondeur à laquelle se trouve la glace.

Langway (1960) a mesuré les pressions des bulles pour des glaces de glacier prélevées au Site 2 au Groenland. Ces pressions varient entre 1 atmosphère et 30 atmosphères en fonction de la profondeur de l'échantillon. Notons qu'une pression de 20 atmosphères, comme présentée ci-avant, correspond à une épaisseur de glace de plus ou moins 220 mètres.

Le paramètre de pression est déterminé en fonction de l'épaisseur de la glace au site de l'étude. Les mesures d'épaisseur de glace peuvent être réalisées

par radio-échosondage. En leur absence, il faut évaluer au mieux l'épaisseur de la glace.

Le quatrième choix nécessaire à l'optimisation de l'application du modèle est l'évaluation du pourcentage de bulles de gaz affectées par la dissolution.

Comme le soulignent Souchez et al. (1993), l'eau de fusion interne est essentiellement présente aux interfaces entre cristaux. Seules les bulles qui entrent en contact avec ce film d'eau seront affectées par la dissolution préférentielle. La rencontre entre l'interface intercrystallin et une bulle de gaz peut s'effectuer car les interfaces peuvent se déplacer, par exemple lors d'une recristallisation. Un tel processus se produit notamment lorsque de la glace est soumise à des contraintes au contact avec le substratum.

3.2.6. Les conditions thermiques des glaces le long de la bordure ouest de la calotte groenlandaise.

Les modèles mathématiques de dissolution préférentielle des gaz présentés ont chacun pour hypothèse que la température du point de fusion est atteinte dans la glace.

Berner et al. (1977b) ont conçu un modèle de dissolution lié à l'existence d'une couche importante de glace à la température du point de fusion, ce modèle évaluant essentiellement l'effet de l'infiltration d'eau au sein du glacier.

Le modèle que nous avons développé est basé sur des effets de fonte interne de la glace à proximité du substratum où la glace est à la température du point de fusion.

Il nous faut donc déterminer les conditions thermiques de la glace de bordure : est-elle ou non à la température du point de fusion ?

Il existe plusieurs modèles mathématiques qui ont été créés pour identifier les différentes zones thermiques au sein des calottes glaciaires, et en particulier au niveau du substratum.

Dans les zones centrales, les glaces basales sont généralement à des températures inférieures au point de fusion. Ceci dépend des paramètres utilisés dans ces modèles. L'ensemble des modèles montrent cependant que

près de la bordure, la glace basale est à la température du point de fusion. Toutefois, le glacier peut être à nouveau gelé sur son lit si l'épaisseur de glace le long de la terminaison de la calotte décroît rapidement (Souchez et Lorrain, 1991).

Les sondages réalisés sur la calotte groenlandaise ont permis de vérifier les prévisions des modèles mathématiques. Plusieurs sondages profonds, dans lesquels des mesures de température ont été effectuées, ont été réalisés dans la région centrale de la calotte groenlandaise. Les températures mesurées au GRIP révèlent que la glace est largement en-dessous de la température du point de fusion, et ce même au niveau du substratum (température de -9°C mesurée au substratum) (Tison et al., 1994). Les températures relevées à la base des sondages profonds de Camp Century et Dye 3 sont de l'ordre de -13°C et donc bien en-dessous du point de fusion (Reeh, 1989). Le long de la bordure de la calotte, plusieurs profils thermiques ont été réalisés. Colbeck et Gow (1979), qui ont mesuré des températures à Isua, montrent que la température de la glace basale peut atteindre celle du point de fusion. A Camp 3, Clausen et Stauffer (1988) ont montré, à travers des profils de température, que la glace atteint la température du point de fusion à partir de trente mètres de profondeur.

Hooke (1977) souligne que le profil de température à l'état d'équilibre dans un glacier est dépendant de quatre paramètres : la température à la surface (à une profondeur de 10 mètres), la température à la base du glacier, et les vitesses verticales et horizontales d'écoulement de la glace. L'état d'équilibre signifie que la température en un endroit du glacier ne varie pas dans le temps. Un morceau de glace considéré, lorsqu'il se déplace dans le glacier, doit adapter sa température en fonction de sa position.

Le profil de température, dans une masse de glace immobile, est représenté par Hooke (1977) dans la figure 4.14.. La pente de la droite représente le gradient de température entre le lit et la surface du glacier.

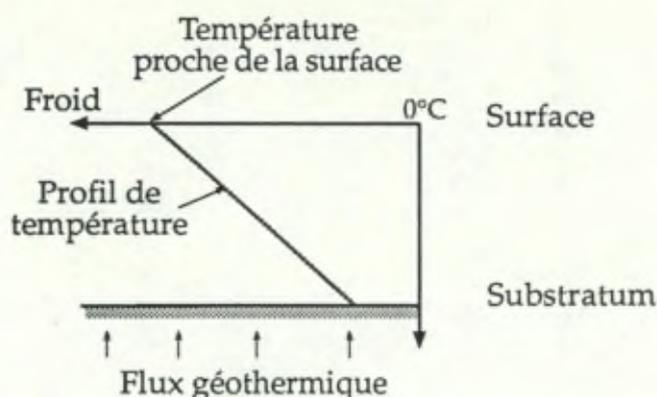


Fig. 4.14.: Distribution de la température dans une masse de glace stagnante (d'après Hooke, 1977).

Il faut à présent tenir compte des vitesses de déplacement du glacier. La vitesse horizontale décroît avec la profondeur, ce qui induit des déformations de la glace dans le plan horizontal. Ces déformations sont plus importantes près du lit où les températures sont plus élevées. De la chaleur due aux frictions internes est libérée et s'additionne au flux géothermique. La vitesse verticale modifie sensiblement le profil de température. Dans la zone d'ablation (près de la bordure de la calotte), la vitesse verticale est dirigée vers le haut. La glace qui remonte va pénétrer dans une zone plus froide du glacier où elle doit se refroidir pour adapter sa température à celle de l'endroit où elle pénètre (état d'équilibre). La chaleur ainsi produite s'additionne au flux géothermique et le profil de température est sensiblement modifié (Fig. 4.15.).

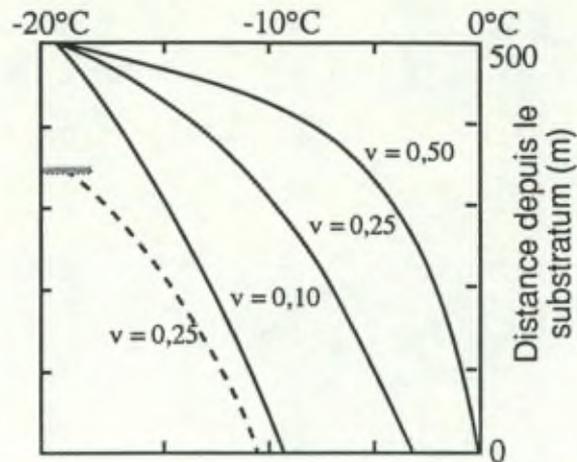


Fig. 4.15.: Profils de température dans une zone d'ablation pour une calotte de glace à l'équilibre. La courbe en pointillés donne le profil de température pour un glacier de plus faible épaisseur. v est la vitesse verticale dirigée vers le haut et exprimée en mètres par an (d'après Hooke, 1977).

Hooke (1977) a également montré qu'une diminution de l'épaisseur du glacier entraîne une baisse non négligeable de la température à la base de celui-ci (Fig. 4.15.).

Au niveau du contact avec le substratum, le gradient de température détermine la quantité de chaleur qui peut pénétrer dans le glacier. Cette chaleur provient du flux géothermique et des frictions internes de la glace (Souchez et Lorrain, 1991). Ces auteurs déterminent trois situations différentes qui peuvent être rencontrées.

Dans la première situation, la quantité de chaleur produite au niveau du substratum est supérieure à celle que peut conduire le gradient thermique. Une fonte nette se produit à la base du glacier, la température du point de fusion est atteinte, et le glacier glisse sur son lit.

Dans la seconde situation, la quantité de chaleur fournie est équivalente à celle qui peut être évacuée au travers du glacier. Il y a équilibre entre la fonte et le regel, la base du glacier est à la température du point de fusion et le glacier glisse sur son lit. Au passage d'obstacles, des effets de fonte-regel liés

aux variations de pression existent. Seule une fine couche de glace de regel à la base du glacier peut être présente.

Dans la troisième situation, la quantité de chaleur fournie au contact du substratum est insuffisante pour la température du point de fusion soit atteinte. Néanmoins, si de l'eau s'écoule le long de l'interface jusque dans cette zone, la chaleur latente libérée par le gel de l'eau permet de maintenir la température au point de fusion à la base du glacier. Cette situation est favorable à la production de grandes quantités de glaces basales. Plus en aval, où il n'y a plus d'apport d'eau de l'amont, le glacier est gelé sur son lit. Les trois situations différentes présentées par Souchez et Lorrain (1991) sont illustrées sur la figure 4.16. .

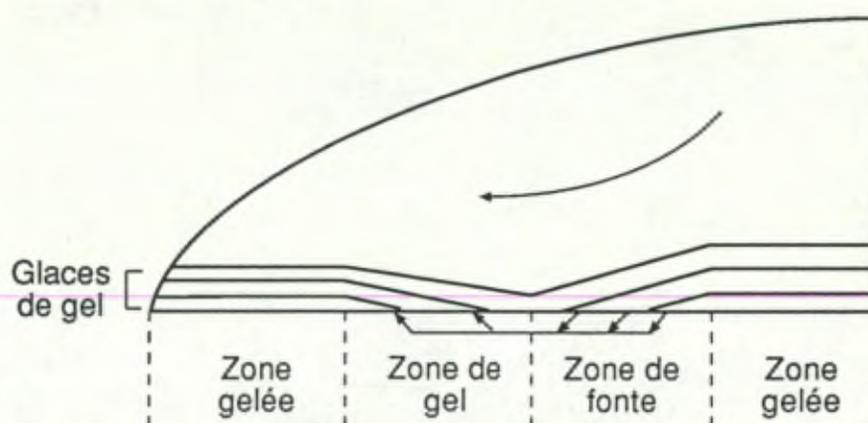


Fig. 4.16.: Illustration des différentes zones de fonte et de gel à la base d'une calotte de glace (d'après Boulton et Spring, 1986).

Dahl-Jensen (1989) a réalisé une approche théorique de ces différentes zones en établissant un modèle de la distribution des températures à l'état d'équilibre le long d'une ligne d'écoulement des glaces pour une calotte glaciaire. Dans ce modèle, l'auteur utilise un ensemble de paramètres tels que épaisseur de glace, températures de surface, flux géothermique, accumulation et ablation. Les valeurs attribuées à ces différents paramètres sont caractéristiques du Groenland du sud. Les résultats sont donnés en fonction de la position de la glace par rapport à la ligne de partage des glaces. Les distances sont exprimées en fonction de la longueur totale de la ligne d'écoulement et sont donc comprises entre 0 (au niveau de la ligne de partage des glaces) et 1 (à la terminaison de la calotte).

Les principaux résultats des calculs de Dahl-Jensen (1989) sont les suivants :

- * la température basale augmente vers le bord de la calotte car les températures de surface et la chaleur de déformation croissent.
- * la fonte basale apparaît à une distance de 0,625.
- * une couche de glace à la température du point de fusion apparaît à partir d'une distance de 0,75. Son épaisseur croît dans un premier temps puis elle s'amincit jusqu'à disparaître car la chaleur de déformation diminue à l'approche de la terminaison du glacier.

Deux séries de mesures de températures ont été réalisées le long de la bordure ouest de la calotte groenlandaise, une par Colbeck et Gow (1979) et l'autre par Clausen et Stauffer (1988). Comme nous l'avons déjà remarqué, les résultats de ces mesures présentent deux situations différentes pour les glaces de bordures. A Isua, Colbeck et Gow (1979) montrent que la glace atteint la température du point de fusion au niveau du contact avec le substratum pour une épaisseur de plus de 250 mètres. A Camp 3, Clausen et Stauffer (1988) montrent que, dès trente mètres de profondeur, la glace atteint la température du point de fusion.

Les deux sites se différencient essentiellement dans la vitesse d'écoulement de la glace : à Isua, des vitesses inférieures à deux mètres par an ont été relevées, alors qu'à Camp 3, les vitesses sont supérieures à dix mètres par an. A Isua, les mesures de température ont été réalisées dans une glace quasiment stagnante. Cette situation particulière se marque par la surface horizontale de la glace en ce lieu.

En conclusion, la température du point de fusion peut être obtenue, non seulement au niveau du substratum, mais aussi sur une épaisseur de glace non négligeable le long de la bordure ouest de la calotte groenlandaise. Dans ce second cas, le gradient thermique au niveau du substratum est quasiment nul et la chaleur du flux géothermique est utilisée pour faire fondre la glace. Une diminution importante de l'épaisseur de glace permet d'obtenir une glace à une température inférieure à celle du point de fusion sur toute l'épaisseur du glacier. Toutefois, la température du point de fusion peut être maintenue au niveau du substratum si de l'eau, s'écoulant depuis l'amont, règle.

3.2.7. Le contenu en CO₂ de l'eau de fonte : particularités.

Dans l'application du modèle de dissolution des gaz par fonte interne de la glace au contact avec le substratum, nous avons montré que le réservoir de CO₂ est très rapidement épuisé dans la glace. De plus, pour comprendre les concentrations en CO₂ observées dans les glaces soumises à la dissolution, nous avons mis en évidence que seule une partie des bulles de gaz occluses entre au contact de l'eau de fonte. L'importance du réservoir de CO₂ disponible pour saturer l'eau de fonte est de ce fait d'autant plus limitée. L'eau de fonte ne peut donc pas se saturer en CO₂ au contact des bulles de gaz occluses dans la glace.

Néanmoins, un enrichissement en CO₂ de l'eau de fonte peut se réaliser de différentes manières pour ainsi arriver à saturation.

L'enrichissement en CO₂ peut se réaliser directement au sein de la glace. En effet, celle-ci contient des poussières carbonatées qui peuvent être dissoutes, produisant ainsi un dégagement de CO₂. La dissolution de carbonates est liée à la présence d'acides dans l'eau et donc contenus dans la glace. Wolff et al. (1995) présentent les résultats des mesures des concentrations en calcium réalisées sur la glace du sondage GRIP. Des variations du contenu en Ca⁺⁺ sont observées, les glaces formées pendant des périodes plus froides présentant de plus fortes concentrations. Les auteurs précisent que des variations semblables ont déjà été observées auparavant dans d'autres études de glaces du Groenland. La dissolution de particules carbonatées permet donc de saturer l'eau de fusion interne de la glace en CO₂.

L'enrichissement en CO₂ peut également s'effectuer au sein du film sous-glaciaire par la dissolution de roches carbonatées du substratum ou par la dissolution du CO₂ contenu dans le sol. Comme pour la dissolution de particules carbonatées au sein de la glace, l'eau de fusion peut, au contact du substratum, dissoudre des roches carbonatées sous-jacentes. Celles-ci sont cependant peu fréquentes au Groenland. Ce mécanisme ne semble donc pouvoir être envisagé que dans des cas particuliers. Des sols à fortes concentrations en CO₂, tels que les tourbières, peuvent être présents dans les régions à permafrost. Rasmussen et al. (1993) ont montré qu'un permafrost peut contenir jusqu'à 53,2 mg de CO₂ par kilo et donc être une source importante de CO₂. A titre de comparaison, un litre d'eau à la saturation contient 1,17 mg de CO₂. La saturation en CO₂ de l'eau de fusion peut donc

3.3.2. Calcul de l'influence de glaces de regel au sein d'une masse de glace.

De la glace de regel peut se former par exemple à l'aval d'un obstacle et être incorporée au sein du glacier par l'écoulement de celui-ci.

Dans ce cas, le broyage d'un échantillon mélangerait le contenu en gaz des deux différentes glaces et, lors de l'analyse d'un échantillon de glace formée de cette manière, nous mesurerions non seulement les gaz de la glace du glacier mais aussi ceux contenus dans la glace de regel.

En fait, nous pouvons estimer la composition en gaz de tels échantillons à partir des valeurs de concentration et du volume total en gaz de ces deux glaces prises séparément.

Comme l'ont montré Souchez et al. (1995 a), le mélange intime de deux glaces aux caractéristiques en gaz différentes s'établit le long de courbes de mélange. Ces courbes ont pour équation :

$$C = \frac{[M.(C_1.T_1)] + [(1-M).(C_2.T_2)]}{M.T_1 + (1-M).T_2} \quad (\text{Souchez et al., 1995 a})$$

M est la proportion de mélange entre les deux glaces et C_1T_1 et C_2T_2 sont respectivement la concentration en un gaz et le volume total en gaz pour les glaces 1 et 2.

Les caractéristiques de la glace 1, que nous considérons comme la glace de glacier, peuvent varier dans une large gamme (de fortes différences ont été observées pour les glaces étudiées dans les différents sites).

La figure 4.17. illustre l'influence du choix des valeurs de concentration et de contenu total en gaz de la glace de regel (2) sur la composition gazeuse d'un mélange de la glace de regel avec une glace de glacier non modifiée donnée (1). Il nous faut donc évaluer au mieux les caractéristiques en gaz de la glace de regel.

aisément être obtenue au contact du substratum dans une région de permafrost recouverte par une croissance de l'inlandsis.

3.2.8. Conclusion.

Deux modèles différents de dissolution préférentielle des gaz ont été présentés.

Le modèle de Berner et al. (1977 b) considère essentiellement la dissolution des gaz due à l'infiltration d'eau dans le glacier. Par l'augmentation de pression avec la profondeur, une eau saturée en gaz peut dissoudre de plus en plus de gaz contenus dans les bulles d'air de la glace.

Notre modèle s'attache lui au seul effet de la dissolution due à la fonte interne de la glace au contact avec le substratum. Nous avons montré que l'application de ce modèle n'est envisageable que si une partie seulement des bulles subit une dissolution.

Ces modèles peuvent être appliqués le long de la bordure ouest de la calotte groenlandaise où la glace peut être à la température du point de fusion.

3.3. Calcul de l'influence d'un mécanisme d'accrétion de glace formée par gel d'eau saturée en gaz.

3.3.1. Rappel du mécanisme préalablement au calcul.

L'eau saturée en gaz dans les conditions standards de pression et de température a une composition en CO_2 , O_2 et N_2 fort différente de celle de l'atmosphère (dans l'eau : CO_2 : 19300 ppmv, O_2 : 34,7%, N_2 : 61,6%). Si cette eau gèle, la glace formée aura une composition en gaz différente de celle d'une glace de glacier non transformée. Stauffer et al. (1985) et Souchez et al. (1993) montrent que, lors du gel de l'eau, certains gaz peuvent diffuser plus vite les uns par rapport aux autres devant le front de gel. Dès lors, la composition en gaz de la glace ainsi formée sera différente de celle de l'eau d'origine. En particulier, le rapport O_2/N_2 dans la glace formée sera inférieur à celui de l'eau à saturation (0,56). Stauffer et al. (1985) ont ainsi mesuré, dans des couches de regel, des valeurs du rapport O_2/N_2 comprises entre 0,3 et 0,51.

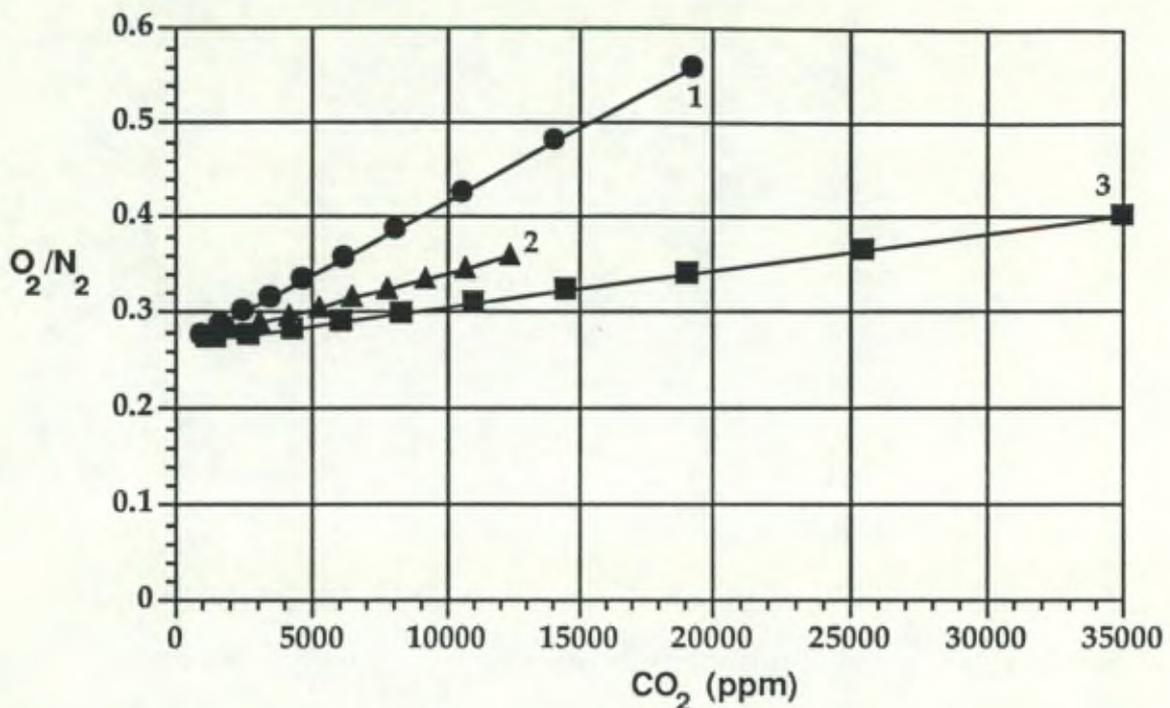


Fig. 4.17.: Mélange entre une glace de glacier non modifiée et 3 glaces de regel de compositions et contenus en gaz différents. Caractéristiques en gaz des glaces de regel :

- 1 : 0,0295 ml/g et concentrations en gaz pour l'eau en équilibre avec l'atmosphère à 1 atm et 0°C
- 2 : contenu total en gaz (0,0692 ml/g) et concentrations en gaz mesurés par Stauffer et al (1985) dans une couche de glace de regel d'un névé.
- 3 : 0,0295 ml/g et concentrations en gaz obtenues par gel d'eau en laboratoire.

Si on considère que toute l'eau saturée en gaz gèle entièrement dans un système fermé, la glace aura une composition en gaz identique à celle de l'eau avant le gel. Par contre, si seule une partie de l'eau regèle, on peut considérer qu'une diffusion des gaz devant le front de gel a modifié sensiblement les concentrations en gaz de la glace de regel par rapport à l'eau de départ. La glace formée aura une composition en gaz avec pour principales caractéristiques une concentration en CO₂ élevée (plusieurs milliers de ppmv) et un rapport O₂/N₂ inférieur à 0,56 qui est la valeur dans l'eau à saturation (Stauffer et al., 1985 et Souchez et al., 1993).

Plusieurs expériences⁽¹⁾ de gel d'eau ont été réalisées pour mieux évaluer les concentrations en gaz dans les glaces de regel. Le gel d'eau saturée en gaz a été réalisé dans le dispositif représenté ci-dessous (Fig. 4.18.). Cette eau, caractérisée par une composition en CO₂ de 19300 ppmv et un rapport O₂/N₂ de 0,56, contient 0,0295 ml d'air dissous par gramme.

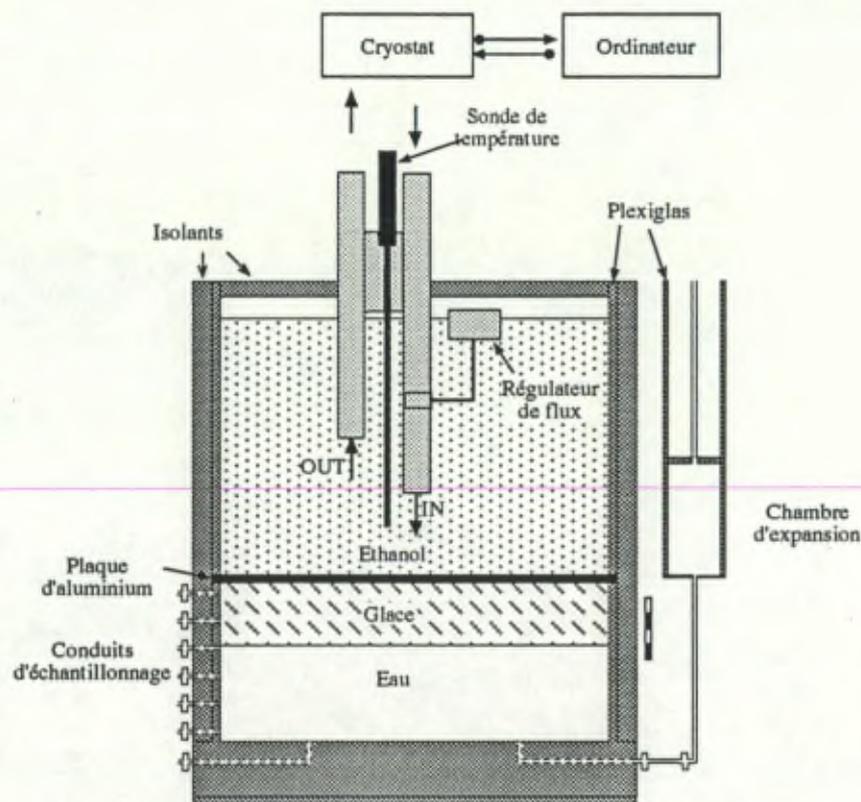


Fig. 4.18.: Dispositif utilisé pour les expériences de gel d'eau. La vitesse de progression du front de gel est maintenue constante grâce à l'utilisation d'un bain cryostatique piloté par ordinateur pour refroidir l'alcool contenu dans la partie supérieure du dispositif.

Au cours des expériences, un front de gel plan parcourt le récipient de haut en bas à une vitesse constante. Une ouverture vers l'extérieur est aménagée dans le fond du récipient afin d'éviter toute hausse de pression dans le système pendant le gel. Dans un tel système, si la longueur du récipient est

(1) Ces expériences ont notamment été menées dans le cadre d'un programme CGRI avec l'Université de Birmingham.

d'un ordre de grandeur dix fois supérieur à celui de la glace formée, on peut considérer que les caractéristiques de l'eau restent inchangées et égales aux valeurs initiales (Souchez et Lorrain, 1991). Le système est donc considéré comme ouvert.

La glace obtenue après le gel de 12,5% du réservoir a un contenu en gaz de 0,008 ml/g, caractérisé par une composition en CO₂ de 25500 ppmv et un rapport O₂/N₂ de 0,37. Elle présente donc une composition en gaz fort différente de celle de l'eau d'origine.

Cette constatation s'explique aisément par les différences de constantes de diffusion (D) des gaz dans l'eau :

$$D_{CO_2} \quad 1,18 \cdot 10^{-9} \text{ m}^2/\text{s}$$

$$D_{O_2} \quad 2,08 \cdot 10^{-9} \text{ m}^2/\text{s}$$

$$D_{N_2} \quad 1,61 \cdot 10^{-9} \text{ m}^2/\text{s}$$

Lors de sa formation, la glace rejette les gaz dissous dans l'eau en avant du front de gel, et ce de telle sorte qu'une couche d'eau sursaturée en gaz se forme. Les gaz de cette couche vont diffuser vers le reste du volume d'eau du récipient où les concentrations en gaz sont moins importantes. Cette diffusion engendre, dans la couche en avant du front de gel, un enrichissement relatif en gaz à faible constante de diffusion. La glace qui se forme à partir de cette couche sera donc préférentiellement enrichie en CO₂ et en N₂ par rapport à l'O₂ ($D_{CO_2} < D_{N_2} < D_{O_2}$).

3.3.3. Conclusion.

Le regel d'une eau saturée forme une glace dont la composition en gaz est fort différente de celle d'une glace de glacier formée à partir d'un névé en l'absence d'eau.

Les caractéristiques gazeuses de cette glace sont notamment dépendantes du fait que le gel peut s'être réalisé dans un milieu ouvert ou fermé.

Après sa formation, la glace de regel peut être incorporée au sein du glacier par l'écoulement de la glace. L'analyse en gaz d'un échantillon de glace ainsi formé portera sur le mélange des gaz de la glace de glacier et de la glace de regel.

3.4. Application des modèles mathématiques pour la compréhension des mesures de gaz des échantillons de Kautorissat isuat.

3.4.1. Choix des paramètres pour le modèle de dissolution préférentielle.

Au point 3.2.5., nous avons montré que l'utilisation de notre modèle de dissolution préférentielle des gaz est soumise à la détermination de quatre paramètres importants. Les valeurs attribuées à ces paramètres peuvent notamment dépendre du site étudié.

Le choix de ces valeurs n'est pas aisé à réaliser. Celles-ci ne sont que des estimations qui reflètent au mieux les processus rencontrés dans les glaces.

a. Les caractéristiques de la glace qui est soumise à la dissolution.

Comme nous l'avons montré auparavant, on peut considérer que n'importe quelle glace peut être soumise à une dissolution préférentielle des gaz. La glace peut ou non avoir été modifiée précédemment.

Les valeurs que nous choisirons seront parmi celles mesurées pour les glaces de glacier et du faciès dispersé à Kautorissat isuat : de 41 à 38 750 ppmv pour la concentration en CO₂; de 0,09 à 0,273 pour le rapport O₂/N₂; de ± 0 à 0,09 ml/g pour le contenu total en gaz.

b. L'importance de la fonte au contact avec le substratum.

Au point 3.2.5., nous avons montré que les mesures de quantité d'eau dans les glaces au point de fusion indiquent des valeurs comprises entre 0,1 et 3% d'eau.

Nous choisirons une valeur de 2,5% pour l'eau produite dans la glace proche de l'interface. Résultant de la fonte interne de la glace, cette eau ne contient aucun gaz. Elle va se saturer en gaz au contact des bulles d'air de la glace.

c. La pression totale des gaz dans les bulles d'air.

La pression des gaz dans les bulles d'air est directement dépendante de la profondeur de l'échantillon au sein de la masse de glace. Comme c'est

au contact avec le substratum que la glace subit une légère fonte, il nous faut déterminer l'épaisseur totale du glacier.

A Kautorissat isuat, nous avons dû estimer l'épaisseur de glace car nous ne disposions pas de mesures par radio-échographie. Pour ces estimations, nous avons évalué les épaisseurs de glace sous chaque sondage à partir des profils des transects présentés. Les glaces prélevées à la surface se sont en fait formées plus en amont, où l'épaisseur de glace est plus importante. Nous estimons que la pente de surface de la glace évalue l'augmentation de l'épaisseur de glace vers l'amont, le contact étant considéré comme horizontal. L'angle de pente de la surface du glacier déterminé sur les profils des transects est de 2% (transect 1 entre les sondages F et J). Notons que Reeh (1989) considère une pente de 5% pour la surface de la calotte le long de la bordure.

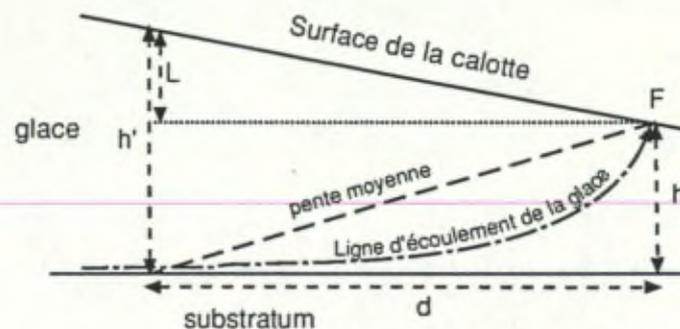


Fig. 4.19.: Evaluation des épaisseurs de glace pour la détermination des pressions des gaz lors de la dissolution préférentielle.

h : épaisseur de glace déterminée sur les transects pour le sondage F.

d : distance entre le lieu de formation de la glace basale et son apparition à la surface du glacier. Cette distance dépend de l'angle de foliation.

$h' = h + L$. L est l'augmentation de l'épaisseur de glace due au recul d (lié à la pente de surface du glacier).

Comme le montre la figure 4.19., la distance entre le lieu de formation de la glace basale et son apparition à la surface du glacier est dépendante de la foliation de la glace.

A Kautorissat isuat, nous avons pu mesurer les angles de foliation de la glace au niveau de la surface. Cependant, ces angles ne correspondent pas à l'angle moyen de foliation de la glace car les lignes d'écoulement de la glace en bordure ont une forme de cuillère (Fig. 4.19.). Nos mesures ne peuvent donc être utilisées et il nous faut évaluer l'angle moyen de foliation de la glace.

Clausen et Stauffer (1988) ont déterminé l'angle de foliation à Camp 3 de deux manières différentes.

Pour les deux sondages profonds qu'ils ont réalisés le long de la bordure ouest de la calotte groenlandaise, ils ont pu déterminer avec précision les profondeurs auxquelles on rencontre la glace à la valeur isotopique ($\delta^{18}\text{O}$) minimum du Dryas récent. Ce minimum isotopique se retrouve en surface entre la moraine frontale et le premier sondage. Supposant un flux non divergeant de la glace, les auteurs ont ainsi tracé une droite isochrone entre ces trois points particuliers (Fig. 4.20.).

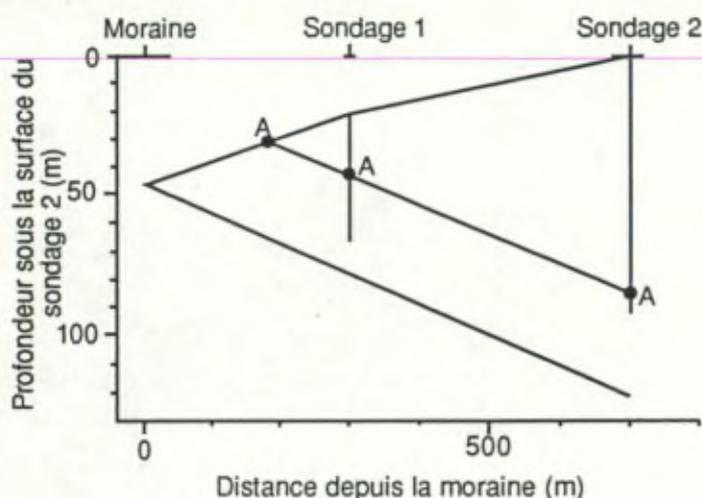


Fig. 4.20.: Profil de la calotte à Camp 3. Des valeurs isotopiques minimales du Dryas récent sont observées en trois endroits différents (A). Une droite isochrone relie ces trois points (d'après Clausen et Stauffer, 1988).

Connaissant les distances horizontales et verticales entre ces points, ils ont déterminé la pente moyenne de foliation.

Clausen et Stauffer (1988) ont vérifié la valeur obtenue en réalisant l'évaluation de la pente de foliation d'une autre manière. A Camp 3, ils ont tout d'abord mesuré la vitesse de déplacement horizontal de la glace ainsi que l'importance de l'ablation. En supposant que le profil du glacier est stable, la perte de glace due à l'ablation doit être contrebalancée par la vitesse verticale de la glace. L'estimation de la pente de foliation est ensuite réalisée à partir des vitesses horizontale et verticale de déplacement de la glace. Cette seconde estimation a donné une valeur semblable à la première estimation réalisée. La valeur du pendage peut donc être calculée à partir des données fournies par les auteurs : elle est d'environ 6%.

La pente de foliation déterminée à Camp 3 est sans doute une valeur minimum pour Kautorissat isuat, car ce site étant situé plus au sud que Camp 3, l'ablation y est sans doute plus importante. Dès lors, toute autre chose restant égale, et en supposant un profil du glacier stable, la pente de foliation devrait être plus forte à Kautorissat isuat qu'à Camp 3.

Par ces estimations, on obtient, pour les pressions de gaz dans les bulles au contact avec le substratum, des valeurs comprises entre 12 et 7 atmosphères suivant que l'on s'intéresse aux glaces situées plus en amont ou plus en aval.

d. Pourcentage de bulles de gaz affectées par la dissolution,

Nous avons souligné précédemment qu'il est fort difficile d'estimer ce paramètre. Nous choisisons une valeur arbitraire de 25% de bulles affectées par la dissolution.

3.4.2. Choix des paramètres pour le calcul de l'influence du mécanisme d'accrétion de glace par gel d'eau saturée en gaz.

Nous avons montré précédemment qu'il est possible de produire une glace aux caractéristiques en gaz fort différentes de celles d'une glace de glacier par le regel d'une eau saturée en gaz. Par rapport à une glace de glacier, la glace de regel aura un contenu total en gaz largement inférieur, une concentration en CO₂ largement supérieure et un rapport O₂/N₂ également plus élevé.

L'incorporation de la glace de regel au sein de la glace de glacier permet d'obtenir une glace aux caractéristiques en gaz intermédiaires par rapport à ces deux glaces. Ceci est illustré au paragraphe 3.3.2. sous la forme de courbes de mélanges.

Il nous faut en outre choisir les valeurs des caractéristiques de la glace de regel. Les caractéristiques en gaz des glaces du faciès dispersé situées le plus en aval du transect sont des contenus en gaz très faibles (inférieurs à 0,01 ml/g), des concentrations en CO₂ importantes (jusqu'à 38 000 ppmv) et des rapports O₂/N₂ inférieurs à 0,37. Ces caractéristiques semblent ne pas correspondre à une glace de regel formée en milieu fermé, mais plutôt à une glace de regel formée en milieu ouvert. Au point 3.3.2., nous avons présenté les résultats d'expériences de gel d'eau saturée en gaz. Comme caractéristiques gazeuses de la glace de regel, nous choisirons les valeurs que nous avons obtenues pour la glace de regel formée expérimentalement en milieu ouvert : CO₂ : 25 500 ppmv; O₂/N₂ : 0,37; contenu total en gaz : 0,008 ml/g.

3.4.3. L'évolution de la glace de glacier à la glace du faciès dispersé à Kautorissat isuat : une succession de fontes et regels de la glace.

Les compositions en gaz des glaces de glacier prélevées à Kautorissat isuat peuvent être fortement différentes de celle d'une glace de glacier non altérée. En effet, la majorité de ces glaces présentent des volumes en gaz, des concentrations en CO₂ et des rapports O₂/N₂ inférieurs aux valeurs habituelles pour des glaces de glacier. Quelques-unes de ces glaces présentent des valeurs en CO₂ plus élevées que la valeur atmosphérique. Pour ces dernières, la signature en gaz ne correspond pas à celle d'une glace formée dans un névé en présence d'eau. En effet, Stauffer et al. (1985) ont montré que des glaces ainsi formées présentent non seulement des concentrations en CO₂ élevées mais également des rapports O₂/N₂ supérieurs à celui de l'atmosphère.

A Kautorissat isuat, toutes les glaces de glacier présentent des contenus en gaz inférieurs à ceux d'une glace de glacier non altérée. Ceci indique qu'elles ont toutes été soumises à une perte de gaz liée à un ou plusieurs processus de dissolution préférentielle des gaz.

Ce processus a été modélisé de deux manières différentes. Le modèle que nous avons créé simule l'évolution en gaz d'une glace qui, au contact du substratum, subit une légère fonte interne. L'eau ainsi produite dissout les gaz des bulles occluses contenues dans cette glace. Dans leur modèle, Berner et al. (1977b) montrent l'importance de la modification en gaz des glaces au sein desquelles de l'eau peut s'infiltrer. Cependant, au Groenland, une couche de glace à une température inférieure à celle du point de fusion est présente près de la surface. L'eau de fonte de surface ne peut donc s'infiltrer dans le glacier, ce qui diffère du modèle. Son application pourrait néanmoins être maintenue si une couche relativement importante de glace à la température du point de fusion existe dans le glacier, car dans ce cas de l'eau produite par fonte interne peut, en s'infiltrant dans cette glace jusqu'au substratum, y dissoudre de plus en plus de gaz. Or, nous avons montré qu'une épaisseur importante de glace à la température du point de fusion peut exister le long de la bordure ouest de la calotte groenlandaise.

A Kautorissat isuat, une détermination des zones thermiques au sein de la glace est donc nécessaire et peut être réalisée à partir de comparaisons avec les sites de Camp 3 et Isua où l'on dispose de mesures de températures.

Les profils de surface des sites de Kautorissat isuat et de Camp 3 sont assez semblables. Ils indiquent tous les deux une pente de l'ordre de 10% pour les 700 derniers mètres du glacier. Ces sites ne présentent donc pas un profil horizontal de surface aussi particulier que celui observé à Isua par Colbeck et Gow (1979).

A partir des similitudes entre Camp 3 et Kautorissat isuat, et en l'absence de mesures, nous pouvons établir un profil probable de température pour les glaces du transect 1.

Admettons que la température relevée à ± 10 mètres de profondeur dans le glacier corresponde à la température moyenne atmosphérique. A Camp 3, Clausen et Stauffer (1988) ont mesuré une température de -5°C à six mètres de profondeur et une température proche de zéro degré à partir de 30 mètres de profondeur. Un gradient de $0,2^{\circ}\text{C}/\text{m}$ peut donc être calculé. Sugden et al. (1987) ont estimé une température moyenne annuelle atmosphérique de $-6,5^{\circ}\text{C}$ à proximité de Kautorissat isuat. En attribuant cette température à une profondeur de dix mètres et en appliquant le même gradient de température qu'à Camp 3, nous pouvons estimer que la température du point de fusion est atteinte à ± 42 mètres de profondeur. Cette estimation est fort grossière car

nous ne tenons pas compte des vitesses d'écoulement de la glace qui pourraient être différentes à Kautorissat isuat et à Camp 3.

Nous pouvons ainsi, sur base de cette estimation, représenter le profil de température en différents points du transect 1 (Fig. 4.21.).

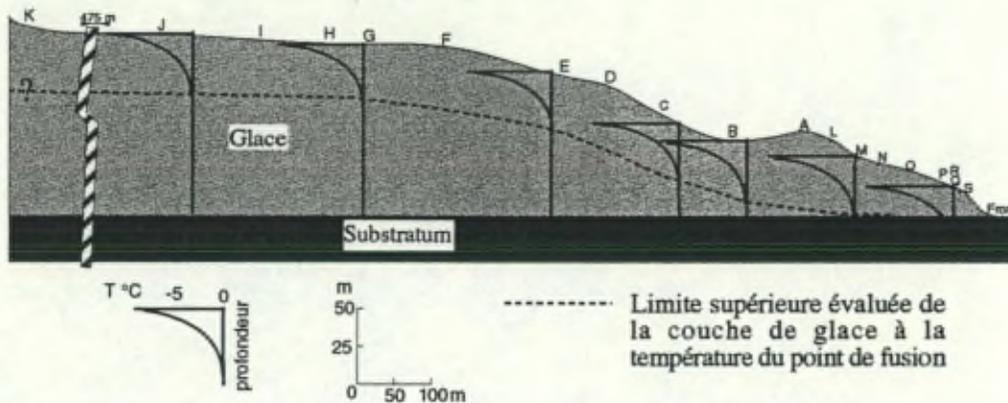


Fig. 4.21.: Profils de température possibles en plusieurs points le long du transect du site 1. La ligne en pointillé marque la limite supérieure estimée (voir texte) de la glace à la température du point de fusion.

Une couche de glace à la température du point de fusion est mise en évidence sur la figure. Celle-ci est limitée en aval (à environ 300 mètres du front) par la rapide diminution d'épaisseur du glacier. En amont de ce point, la couche de glace à la température du point de fusion limite fortement l'importance du gradient thermique. Dès lors, au contact du substratum, la chaleur fournie par le flux géothermique et par les déformations internes de la glace est utilisée pour la fonte de glace basale. En aval de ce point, et jusqu'au front lui-même, la température du point de fusion peut être maintenue au contact du substratum par le gel d'eau s'écoulant depuis l'amont. En tenant compte de la foliation moyenne estimée pour ce site, les glaces situées à la surface du glacier en amont du sondage A (Fig. 4.21.) ont dû transiter au sein de la zone de glace à la température du point de fusion. En se référant au modèle de Berner et al. (1977b), une dissolution préférentielle des gaz a pu se produire. La composition en gaz des glaces de glacier prélevées en amont du sondage A indique de ce fait une prédominance des effets de fonte.

Les glaces du faciès dispersé présentent des caractéristiques en gaz indiquant, d'une part, qu'elles ont été soumises à une dissolution préférentielle des gaz (faible contenu en gaz et faibles rapports O_2/N_2) et, d'autre part, que le phénomène de gel d'eau est intervenu dans leur formation (fortes concentrations en CO_2). Seule une succession d'épisodes de dissolution préférentielle des gaz et de gel d'eau permet de comprendre les caractéristiques en gaz des glaces observées.

En appliquant les deux modèles développés précédemment (dissolution préférentielle par fonte interne et regel d'eau), nous pouvons reconstituer la succession d'épisodes de dissolution préférentielle et de gel d'eau au niveau du contact avec le substratum. Les deux modèles sont utilisés avec les paramètres suivants :

- pour la dissolution préférentielle, la masse de glace subit une légère fonte (2,5% de la masse de glace fond) et l'eau produite entre en contact avec 25% des bulles de gaz.
- pour le gel d'eau, une petite quantité d'eau gèle et s'incorpore au sein de la glace du glacier. Pour le calcul des caractéristiques en gaz de la glace ainsi formée, nous avons fixé la valeur M du mélange (cf. §3.3.2.). Celui-ci est de 99% c'est-à-dire qu'il y a dans la masse de glace, après le gel, 99% de glace de glacier et 1% de glace de regel.

Les autres paramètres essentiels des deux modèles ont été définis aux points 3.4.1. et 3.4.2. .

Les courbes sur les figures 4.22. et 4.23. représentent la succession des épisodes de dissolution et de gel. Pour nos calculs, nous avons choisi une glace qui a déjà subi des dissolutions préférentielles de gaz comme glace de départ. Cette glace, provenant de l'amont, a sans doute des caractéristiques en gaz telles que celles des glaces de glacier du type 2 observées.

Les courbes représentées suivent fort bien les mesures réalisées à Kautorissat isuat. Dans un premier temps, l'influence de la dissolution des gaz est prédominante par rapport au regel. Les concentrations en CO_2 , les rapports O_2/N_2 et les volumes totaux diminuent progressivement. Le contenu total en gaz diminuant de plus en plus, l'influence des gaz de la glace de regel lors de son incorporation dans la glace du glacier devient de plus en

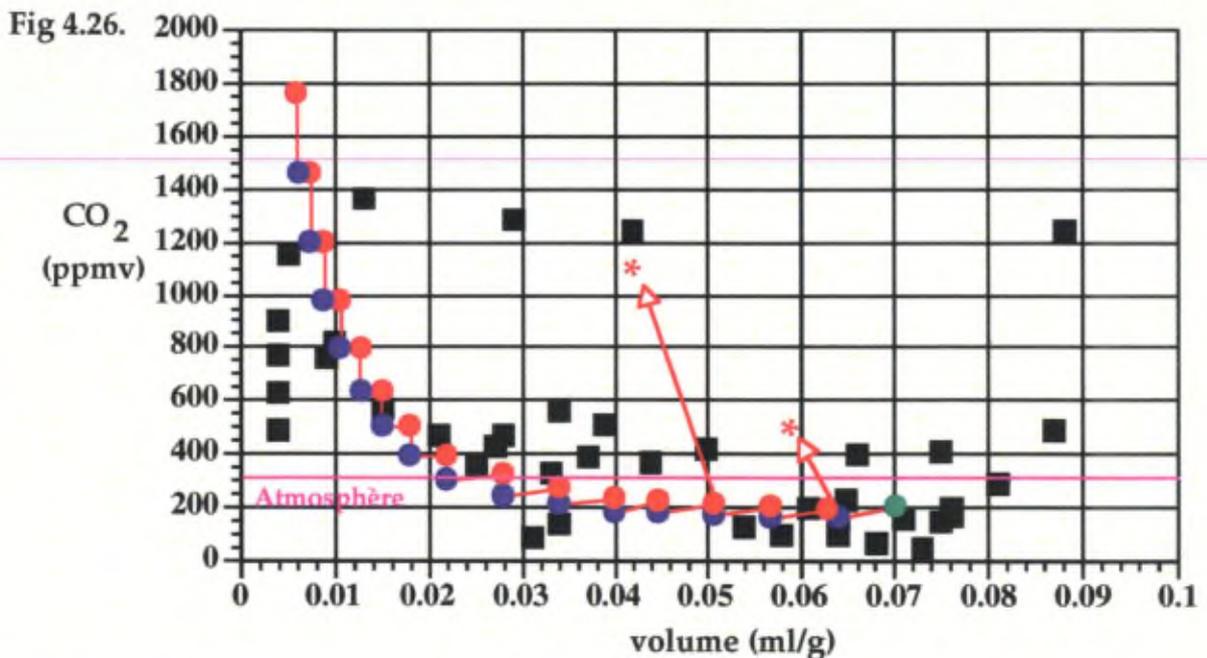
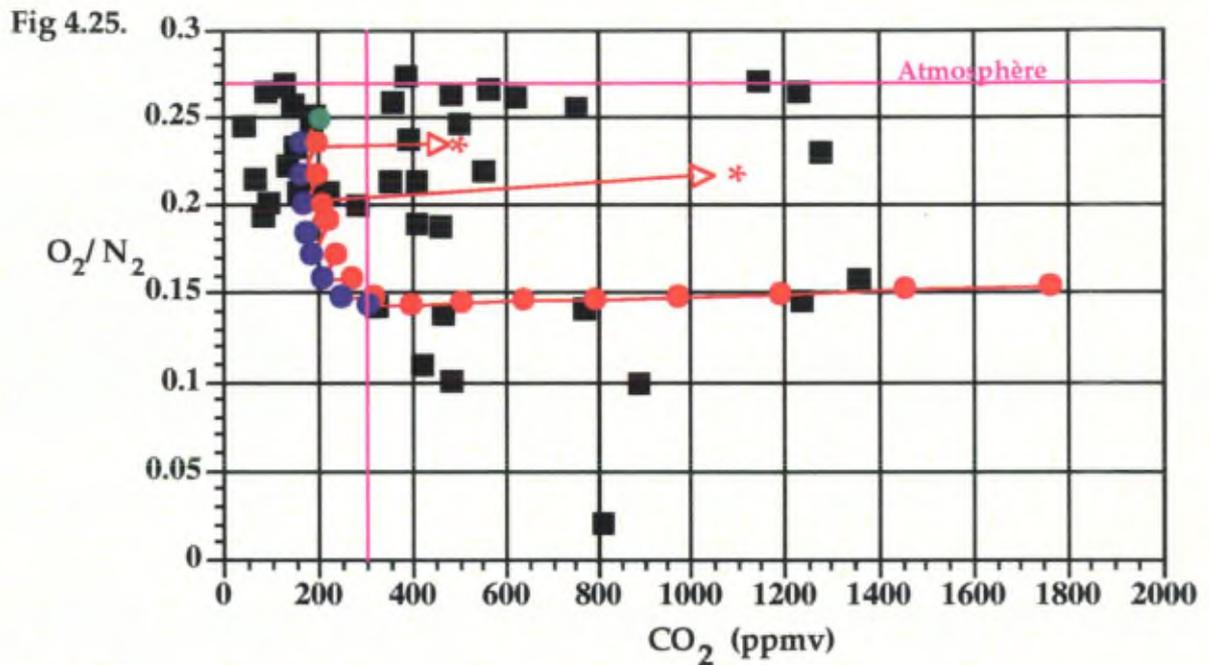


Fig. 4.22. et 4.23 : Résultats des analyses en gaz des glaces de Kautorissat isuat (carrés noirs) et évolution des caractéristiques en gaz des glaces basales par fontes et regels successifs (symboles ronds reliés entre-eux). Ronds verts : glace initiale; ronds bleus : valeurs obtenues après un événement de fonte; ronds rouges : valeurs obtenues après un événement de gel. Fonte et regel suivant les paramètres définis dans le texte. Les astérisques rouges représentent deux évolutions particulières (voir texte).

plus importante. Les caractéristiques en gaz acquises au niveau du contact avec le substratum sont conservées car les glaces ainsi formées remontent vers la surface du glacier dans une zone où la température des glaces est inférieure à la température du point de fusion.

Des glaces du faciès dispersé, aux fortes concentrations en CO_2 et faibles rapports O_2/N_2 , peuvent donc être obtenues par l'application de nos modèles. Par la modification des différents paramètres des modèles de dissolution et de regel, nous pouvons réaliser d'autres courbes que celles présentées dans les figures 4.22. et 4.23. . L'ensemble des valeurs de compositions en gaz observées dans les glaces basales de Kautorissat isuat peuvent, de cette façon, être obtenues. Par exemple, l'évolution d'une glace sur laquelle les effets de dissolution préférentielle seraient moindres, serait représentée dans la figure 4.22. suivant une courbe de forme quasiment similaire à celle indiquée mais avec des valeurs des rapports O_2/N_2 plus proches de la valeur atmosphérique.

La formation de ces glaces ne doit également pas être vue comme une succession d'événements de fonte et de gel identiques les uns après les autres. En effet, un échantillon de glace peut avoir subi un événement particulièrement marqué durant sa progression. Par exemple, nous avons représenté par des astérisques de couleur rouge deux glaces qui ont chacune subi à un moment donné un gel d'eau important. Les flèches rouges représentées indiquent quant à elles l'évolution des caractéristiques en gaz de ces glaces dues à ces événements. D'autre part, les morceaux de glace analysés peuvent par le hasard de l'échantillonnage comporter une part plus ou moins importante de glace de regel ou de glace ayant subi une dissolution préférentielle importante. Ceci se traduit par des signatures gazeuses particulièrement marquées par rapport aux autres échantillons.

L'aspect visuel des glaces est également modifié. Les bulles fort nombreuses diminuent, la glace apparaît de plus en plus transparente jusqu'à ne plus contenir de bulles du tout. L'accroissement en taille des bulles dans les premières étapes de l'évolution de la glace de glacier pourrait être dû à leur coalescence (Weertman, 1968). Ce processus est favorisé dans des zones à forte déformation. D'autre part, le regel d'eau permet l'incorporation de particules. La charge en particules de la glace peut donc croître.

4. Résultats des analyses des isotopes stables des glaces de Kautorissat isuat.

Soixante-sept mesures en isotopes stables ont été réalisées. Les résultats obtenus sont reportés sur le diagramme δD - $\delta^{18}O$ représenté ci-dessous (Fig. 4.24.). Les valeurs sont présentées suivant les catégories de glaces définies auparavant. Rappelons rapidement la signification des différentes couleurs et chiffres.

Pour représenter les glaces de glacier, qui se scindent en deux catégories, les chiffres 1 et 2 de couleur bleue sont utilisés. Ces glaces se caractérisent par une absence de particules et par leur aspect blanchâtre dû à l'abondance des bulles. Les glaces de la première catégorie (type 1) contiennent un nombre très important de fines bulles. Celles de la seconde catégorie (type 2) sont moins riches en fines bulles mais contiennent quelques bulles de dimension légèrement plus importante.

Les glaces du faciès dispersé sont représentées en vert. Les chiffres 3, 4 et 5 indiquent une évolution des caractéristiques des glaces dans le faciès. Suivant l'ordre croissant des chiffres, les glaces ont un contenu en particules de plus en plus élevé et celles-ci sont de taille de plus en plus grande. L'évolution se marque également par la disparition progressive des petites bulles d'air au profit de plus grosses qui disparaissent ensuite à leur tour.

Après ce rapide rappel, nous pouvons examiner les résultats des analyses isotopiques sur la figure 4.24. .

Un élément important apparaît directement : l'ensemble des résultats s'aligne parfaitement le long d'une droite sur le diagramme δD - $\delta^{18}O$. Cette droite de régression a pour équation $\delta D = 7,35 \delta^{18}O - 15,45$ ($r^2 = 0,988$ pour 67 mesures).

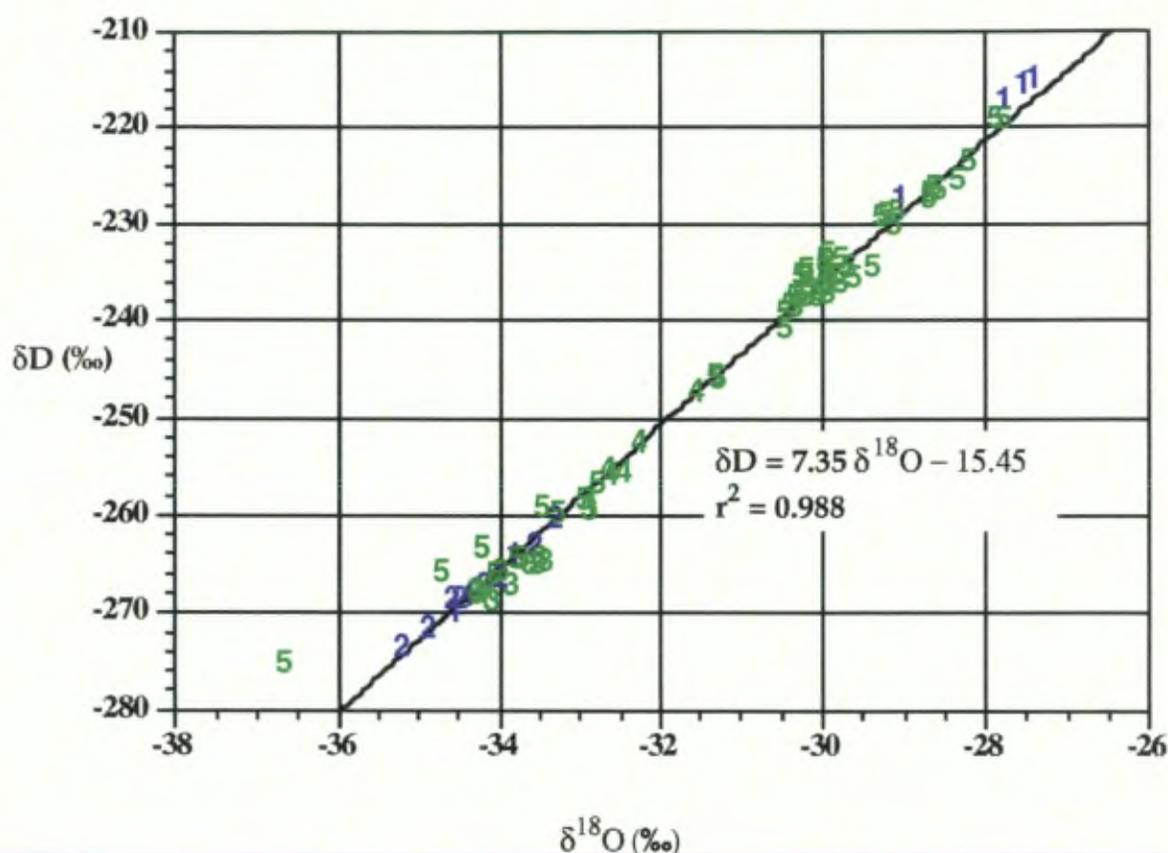


Fig. 4.24. : Résultats des mesures en isotopes stables des glaces du transect 1 à Kautorissat isuat.

L'analyse du diagramme δD - $\delta^{18}O$ montre également que les résultats couvrent une large gamme de valeurs : de -37‰ à -27‰ en $\delta^{18}O$ et de -275‰ à -215‰ en δD .

L'examen du diagramme peut être réalisé pour chacun des faciès de glace et types de glace.

Pour les glaces de glacier, le type de glace 1 présente une très forte hétérogénéité des valeurs isotopiques. Un premier ensemble est formé de 4 mesures comprises entre -34,5‰ et -33,5‰ en $\delta^{18}O$ et entre -270‰ et -265‰ en δD . Un second ensemble est formé de 4 valeurs comprises entre -29‰ et -27‰ en $\delta^{18}O$ et entre -228‰ et -215‰ en δD . Au niveau de la composition isotopique, il y a donc deux groupes bien distincts de glaces du type 1.

Le type 2, par contre, présente une moindre hétérogénéité. Les valeurs isotopiques sont comprises entre -35‰ et -33‰ en $\delta^{18}O$ et entre -274‰ et -261‰ en δD .

Dans le faciès dispersé, le type 3 présente des valeurs comprises entre -34,5‰ et -32,5‰ en $\delta^{18}\text{O}$, et entre -268‰ et -260‰ en δD . Remarquons qu'une glace de ce type présente une composition en isotopes moins négative.

Les glaces du type 4 couvrent, quant à elles, une gamme en $\delta^{18}\text{O}$ de -34,5‰ à -31‰ et en δD de -267‰ à -246‰.

Enfin, pour le type 5, on enregistre des valeurs en $\delta^{18}\text{O}$ qui vont de -35‰ à -27,5‰ et en δD de -268‰ à -217‰. Un échantillon de glace du type 5 présente cependant des valeurs en δD et $\delta^{18}\text{O}$ plus négatives que les autres.

5. Interprétation des résultats des analyses en isotopes stables des glaces de Kautorissat isuat.

5.1. Généralités.

Une très bonne corrélation entre les mesures en isotopes stables a été mise en évidence sur le diagramme $\delta D - \delta^{18}O$ (Fig. 4.24.). Une droite de régression a pu être tracée et celle-ci a pour équation :

$$\delta D = 7,35 \delta^{18}O - 15,45$$

$$r^2 = 0,988 \text{ pour } 67 \text{ mesures}$$

La droite de régression est calculée en considérant l'ensemble des valeurs isotopiques mesurées à Kautorissat isuat. Ces mesures ont été réalisées sur des glaces de glacier mais aussi sur des glaces du faciès dispersé.

Avant d'approfondir notre étude en isotopes stables, réalisons un rappel des différentes relations qui peuvent être mises en évidence dans un diagramme $\delta D - \delta^{18}O$.

** La Meteoric Water Line.*

Une relation appelée Meteoric Water Line (MWL) a été mise en évidence dans les précipitations. Celle-ci est liée au phénomène de fractionnement isotopique durant l'évaporation de l'eau de mer et la condensation ultérieure de la vapeur d'eau produite lors des précipitations. La MWL a pour équation :

$$\delta D = 8 \delta^{18}O + d.$$

où d est l'excès en deutérium dû aux effets cinétiques au moment de l'évaporation. Une valeur nulle de d illustre une évaporation de l'eau de mer sans effet cinétique. Pour la majorité des stations, une valeur de 10‰ est généralement enregistrée. Cette relation est également présente pour les glaces de glacier qui n'ont pas subi de modifications isotopiques pendant ou depuis leur formation.

Dans les glaces de glacier observées le long de la bordure ouest du Groenland, nous avons vu qu'une droite de régression de pente proche de celle de la MWL est généralement mise en évidence.

Rappelons rapidement les résultats des études co-isotopiques que nous avons présentés.

Sugden et al. (1987) ont réalisé une étude des glaces basales de la bordure ouest du Groenland en deux endroits différents (Jakobshavn Isbrae et Russell Glacier). Dans un diagramme $\delta D - \delta^{18}O$, les glaces de glacier s'alignent suivant une pente de 7,60 à Jakobshavn et de 7,96 à Russell. Les auteurs considèrent que ces droites sont semblables à la MWL et qu'elles ont donc une signature d'un effet lié aux précipitations.

Souchez et al. (1990) arrivent à la même conclusion pour la droite de régression linéaire qu'ils obtiennent dans l'étude des glaces de glacier de Russell et Qigssertaq. Le coefficient de régression qu'ils ont calculé est de 8,22.

Nous constatons donc qu'une droite de régression de pente proche de 8 pour les glaces de glacier est généralement reconnue comme le résultat d'un effet de fractionnement isotopique lié aux précipitations.

** La droite de gel.*

Mise en évidence par Jouzel et Souchez (1982), la droite de gel dans un diagramme $\delta D - \delta^{18}O$ peut être observée pour les glaces qui ont connu une genèse liée au gel d'eau. Cette droite est de pente nettement inférieure à celle de la MWL. Jouzel et Souchez (1982) ont modélisé le gel d'eau dans un réservoir fermé. Ils ont déterminé la valeur de la pente de gel (S) comme étant égale à :

$$S = S_0 \frac{(1000 + \delta_0 D)}{(1000 + \delta_0^{18}O)}$$

où δD_0 et $\delta^{18}O_0$ sont les valeurs isotopiques initiales du liquide.

S_0 est calculé par :

$$S_0 = \frac{\alpha - 1}{\beta - 1}$$

où α et β sont respectivement les coefficients de fractionnement à l'équilibre entre la phase liquide et solide pour le deutérium et l'oxygène 18.

Dans un système fermé, la position d'un échantillon le long de la droite de gel est dépendante de la fraction du réservoir qui est gelée (K). La figure 4.25. illustre cette propriété pour une eau de départ à la composition isotopique égale à l'eau standard moyenne (SMOW) pour laquelle, par définition, $\delta D = \delta^{18}O = 0$.

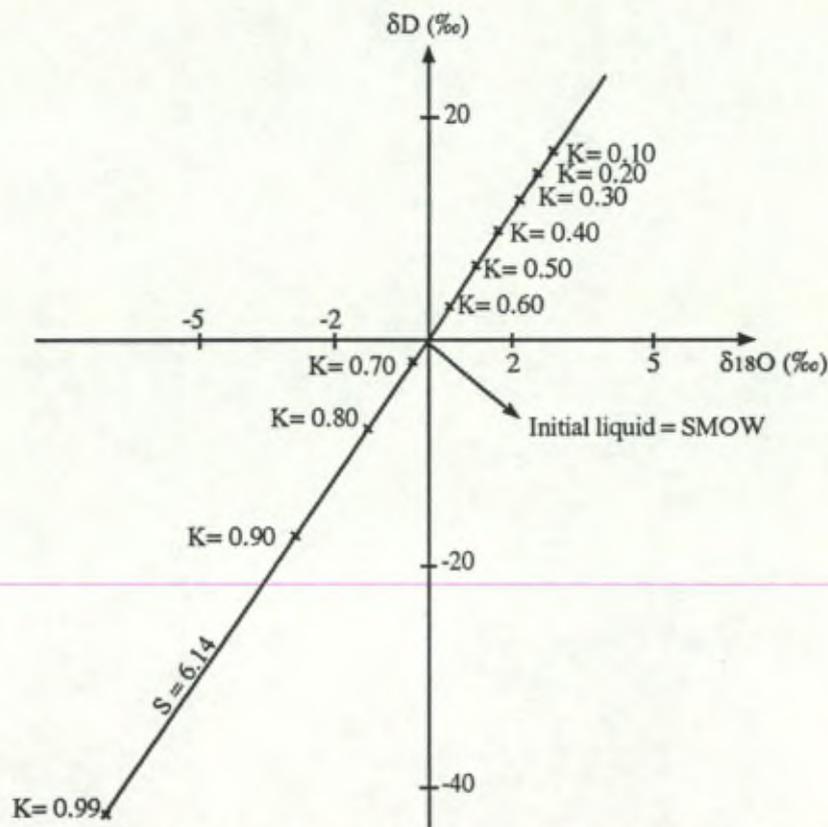


Fig. 4.25. : Valeurs en isotopes stables de dix fractions successives formées par le gel de SMOW (d'après Jouzel et Souchez, 1982).

Souchez et Jouzel (1984) ont montré que dans un réservoir ouvert, la pente de gel est semblable à celle obtenue pour un réservoir fermé. Cette constatation n'est cependant vraie que lorsque l'eau entrant au sein du réservoir pendant le gel est identique à l'eau de départ au niveau de sa composition isotopique. Ces auteurs précisent que c'est généralement le cas dans un réservoir naturel.

Pour les glaces basales, la présence d'une droite de pente inférieure à celle de la Meteoric Water Line dans un diagramme δD - $\delta^{18}O$, indique

généralement que la formation de ces dernières est liée au gel d'eau. La pente observée peut correspondre à celle qui peut être calculée à partir de l'équation présentée par Jouzel et Souchez (1982).

A Kautorissat isuat, nous avons montré qu'une droite de régression peut être mise en évidence pour les mesures en isotopes stables. Celle-ci a été calculée pour l'ensemble des glaces, c'est-à-dire les glaces de glacier et les glaces du faciès dispersé. En fait, si on calcule les droites de corrélation séparément pour les glaces de glacier et les glaces du faciès dispersé, on constate qu'elles présentent des pentes presque identiques.

En effet, la droite de régression obtenue pour les glaces de glacier a pour équation : $\delta D = 7,68 \delta^{18}O - 4,19$ ($r^2 = 0,999$). L'équation de celle obtenue pour les glaces du faciès dispersé est : $\delta D = 7,26 \delta^{18}O - 18,40$ ($r^2 = 0,983$) (Fig. 4.26.).

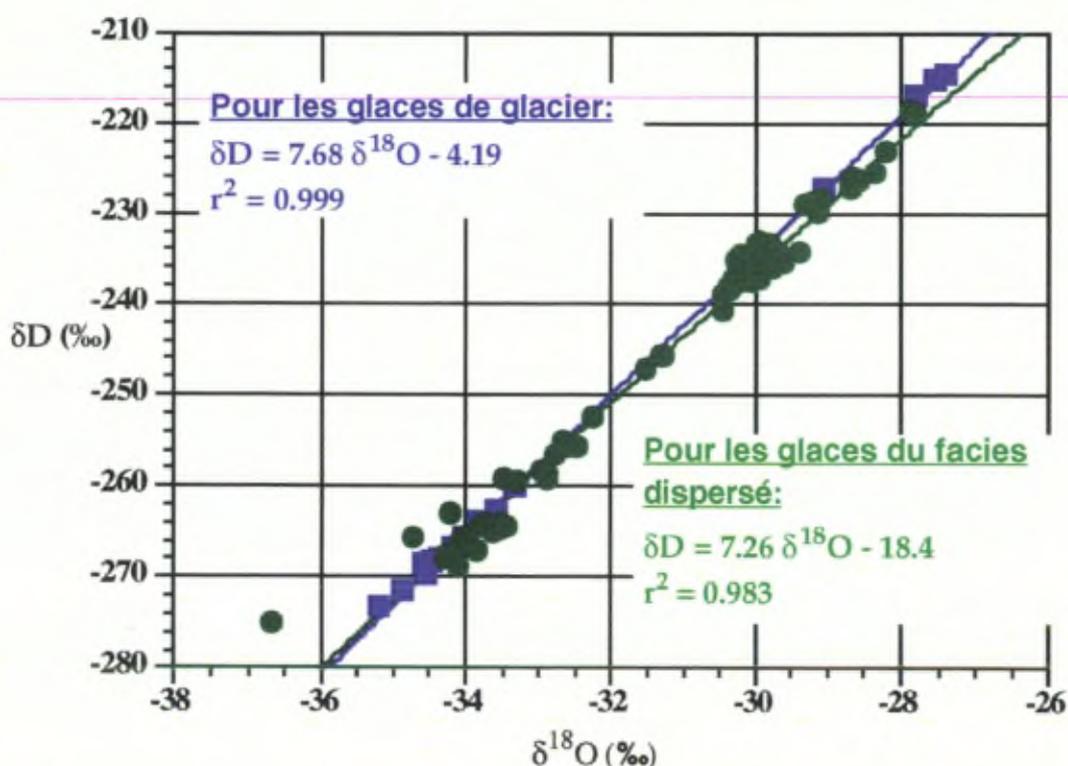


Fig. 4.26. : Résultats des mesures en isotopes stables des glaces du transect 1 à Kautorissat isuat. Représentation des droites de corrélation obtenues pour les glaces de glacier et les glaces du faciès dispersé.

5.2. Les glaces de glacier.

Ces glaces s'alignent sur un diagramme δD - $\delta^{18}O$ suivant la droite d'équation :

$$\delta D = 7,68 \delta^{18}O - 4,19 \quad (r^2 = 0,999)$$

La pente de 7,68 obtenue est fort proche de celles observées à Jakobshavn (7,60) et à Russell (7,94). Comme l'indiquent Sugden et al. (1987), il s'agit de la Meteoric Water Line.

Une autre particularité des glaces de glacier à Kautorissat isuat est la forte disparité des valeurs isotopiques enregistrées. Un écart de 8‰ en $\delta^{18}O$ et de 60‰ en δD sépare les deux mesures extrêmes. Nous avons en outre mis en évidence que les glaces du type 1 se groupent en deux unités différentes de quatre mesures chacune.

Si nous reportons sur la figure 4.27. les résultats des mesures en isotopes stables, nous constatons que les quatre mesures aux valeurs les moins négatives correspondent à des glaces prélevées fort loin du bord de la calotte. Les quatre autres mesures sont celles réalisées sur des glaces plus en aval.

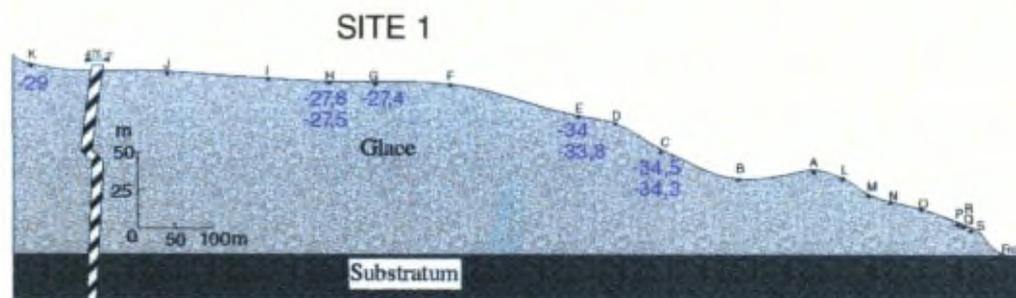


Fig. 4.27. : Valeurs isotopiques pour les glaces de glacier (type 1) : situation des mesures le long du transect du site 1 à Kautorissat isuat.

Comme nous l'avons vu, de fortes variations isotopiques sont souvent enregistrées lors d'études de glaces de glacier échantillonnées le long de la bordure de l'inlandsis groenlandais. Reeh et al. (1987) ont réalisé l'étude en isotopes stables ($\delta^{18}O$) de glaces prélevées sur trois transects le long des bordures ouest et nord de la calotte groenlandaise. Dans ces trois transects, ils observent la même chose : une brusque variation des valeurs en $\delta^{18}O$.

Des glaces de glacier aux valeurs $\delta^{18}\text{O}$ typiques de glaces holocènes sont suivies, vers la bordure, de glaces de glacier aux valeurs isotopiques plus négatives. Les auteurs précisent que, comme dans les sondages profonds au Groenland, la transition entre des glaces pléistocènes et holocènes est mise en évidence dans cette étude.

Au sein des glaces de glacier de Camp 3 (bordure ouest de la calotte groenlandaise), Clausen et Stauffer (1988) ont également mis en évidence un écart isotopique important (6‰ en $\delta^{18}\text{O}$) qui, pour les auteurs, correspond à la transition Pléistocène-Holocène (Fig. 4.20.).

Sugden et al. (1987) ont réalisé une étude isotopique sur les glaces de bordure à Russell Glacier. Ils y ont relevé une variation isotopique de presque 8‰ en $\delta^{18}\text{O}$ pour les glaces de glacier. Ils indiquent également que cette variation correspond sans doute à la transition Pléistocène-Holocène mais ils précisent que la différence de 8‰ est plus élevée que celle généralement observée pour cette transition. Ceci indiquerait une hétérogénéité de la provenance de la glace qui est observée à Russell. Les glaces pléistocènes et holocènes ne s'étant pas formées aux mêmes altitudes, des exagérations des différences isotopiques sont enregistrées.

L'écart de 8‰ en $\delta^{18}\text{O}$ enregistré à Kautorissat isuat correspond vraisemblablement aussi à la transition Pléistocène-Holocène. Comme à Russell, une modification de la source de glace sur la calotte engendre une légère exagération des différences isotopiques liées à cette transition. Les glaces de glacier situées le plus en aval sont donc probablement pléistocènes.

5.3. Les glaces du faciès dispersé.

Rappelons qu'une droite de régression a été mise en évidence pour les glaces du faciès dispersé à Kautorissat isuat. Celle-ci a pour équation :

$$\delta\text{D} = 7,26 \delta^{18}\text{O} - 18,4 \quad (r^2 = 0,983).$$

A Kautorissat isuat, par l'étude des caractéristiques en gaz des glaces du faciès dispersé, nous avons montré que leur genèse est liée à la présence d'eau. En effet, nous avons mis en évidence que la formation de ces glaces est liée à une succession d'épisodes de fonte interne et de gel d'eau. Une

genèse des glaces basales en présence d'eau se marque généralement, au sein de ces glaces, par une signature isotopique particulière qui peut être mise en évidence dans un diagramme δD - $\delta^{18}O$.

5.3.1. La signature isotopique particulière des glaces du faciès dispersé à Kautorissat isuat.

Dans un diagramme δD - $\delta^{18}O$, le gel d'eau donne une droite dont la pente est indicatrice du gel. Nous pouvons calculer les pentes de droites de gel qui peuvent être obtenues pour des valeurs isotopiques semblables à celles des glaces observées à Kautorissat isuat. D'après l'équation de Jouzel et Souchez (1982), les pentes des droites de gel devraient être comprises entre 5,27 et 5,59 respectivement pour les glaces aux valeurs isotopiques les plus et les moins négatives. La droite observée (pente de 7,26) ne correspond donc pas à une droite de gel. En outre, l'enrichissement isotopique maximum lié au gel d'eau est de 2,9‰ en $\delta^{18}O$ et de 15,2‰ en δD . Ces valeurs sont inférieures aux différences isotopiques observées entre les glaces les plus et les moins négatives. La signature isotopique des glaces du faciès dispersé à Kautorissat isuat ne met pas en évidence dans un diagramme δD - $\delta^{18}O$ un processus de formation de ces glaces lié au gel d'eau.

Nous avons vu qu'un enrichissement particulier en isotopes lourds a été mis en évidence par Souchez et al. (1990) pour les glaces du faciès dispersé à Russell et à Qigssertaq. Ces auteurs ont montré que celui-ci est dû à l'échange d'oxygène et d'hydrogène entre les particules argileuses et l'eau avant qu'elle ne gèle. Ces échanges ont pour conséquence d'enrichir l'eau en isotopes lourds d'oxygène et d'hydrogène avant le gel. Les glaces du faciès dispersé sont fortement influencées par ces processus car les agrégats sont essentiellement formés de silts et d'argiles avec lesquels des échanges nombreux peuvent se produire.

Pour les glaces du faciès dispersé de Qigssertaq, Souchez et al. (1990) indiquent que les valeurs isotopiques s'alignent sur une droite de pente inférieure à celle d'une droite de gel. Or, la pente observée à Kautorissat isuat est nettement plus forte que celle d'une droite de gel. Un enrichissement

de l'eau en isotopes lourds (O^{18} et D) au contact de minéraux n'est donc pas le facteur déterminant pour ces glaces.

En conclusion, la signature isotopique des glaces du faciès dispersé ne correspond pas à celles généralement observées pour ce type de glace. En particulier, l'alignement de ces glaces le long d'une droite proche de la Meteoric Water Line semble en contradiction avec une formation de ces glaces en présence d'eau comme suggéré par leur étude en gaz.

5.3.2. Comparaison des valeurs isotopiques et des caractéristiques en gaz des glaces du faciès dispersé.

L'apparente contradiction relevée entre les résultats des analyses en isotopes stables et l'interprétation des caractéristiques gazeuses doit être étudiée par une comparaison plus détaillée des résultats obtenus par ces deux études. Pour les glaces basales du GRIP, de telles comparaisons ont déjà été réalisées. Nous avons vu que la bonne corrélation entre les caractéristiques en gaz et en isotopes stables peut être illustrée par une droite de corrélation en exprimant les concentrations en gaz par gramme de glace.

De tels diagrammes de corrélation ont été réalisés pour les glaces du faciès dispersé de Kautorissat isuat (Fig. 4.28. et Fig. 4.29.). Pour ceux-ci, nous avons dû dans certains cas calculer des valeurs moyennes en isotopes stables. La résolution de l'échantillonnage pour l'étude en isotopes est en effet nettement plus fine que celle pour l'étude en gaz. Pour certains échantillons de gaz, nous disposons donc de plusieurs mesures en isotopes stables et des moyennes arithmétiques ont été réalisées. Les valeurs en isotopes stables ainsi déterminées ne représentent cependant pas les valeurs moyennes exactes de l'échantillon.

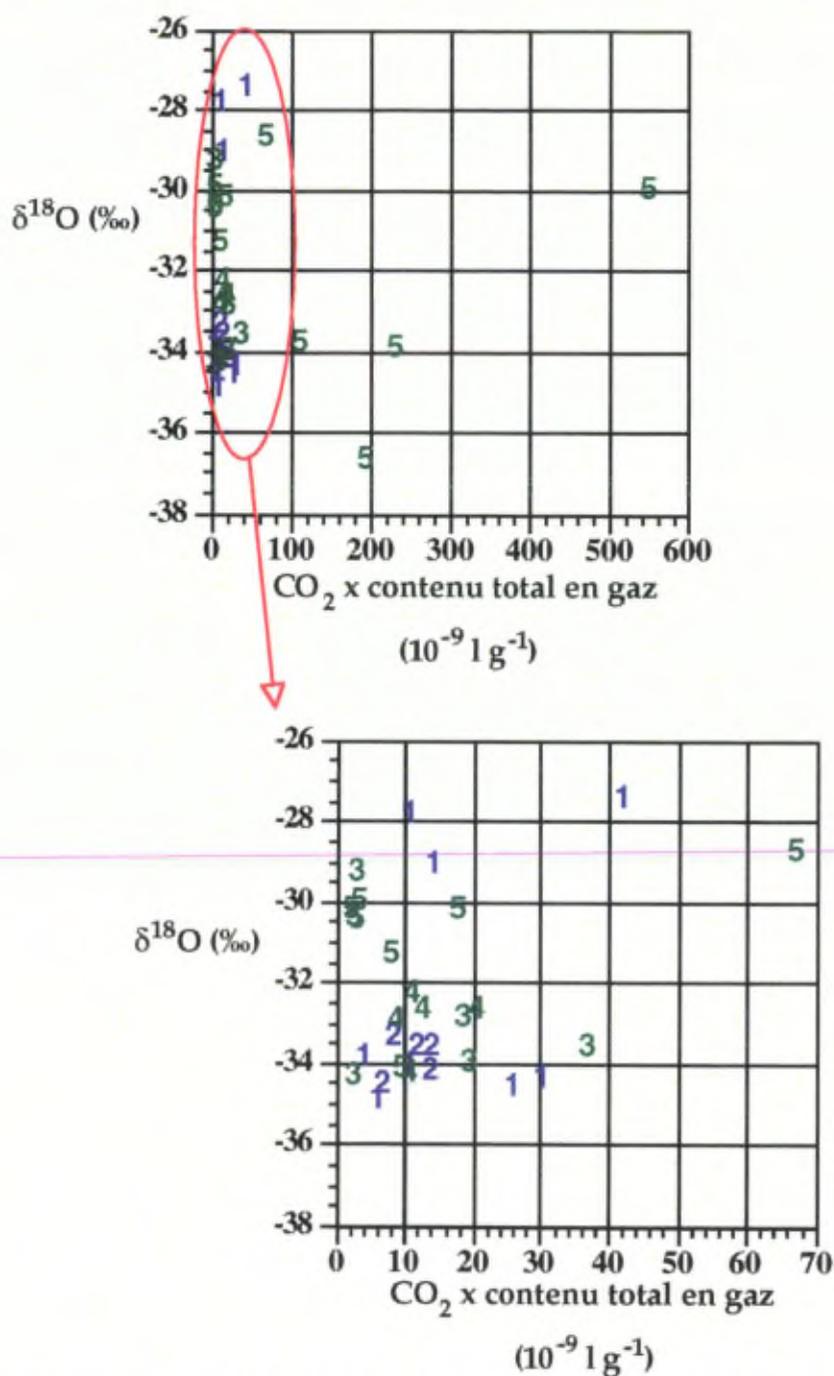


Fig. 4.28. : Diagrammes $\delta^{18}\text{O}$ - $\text{CO}_2 \times \text{contenu total en gaz}$ pour les glaces de Kautorissat isuat.

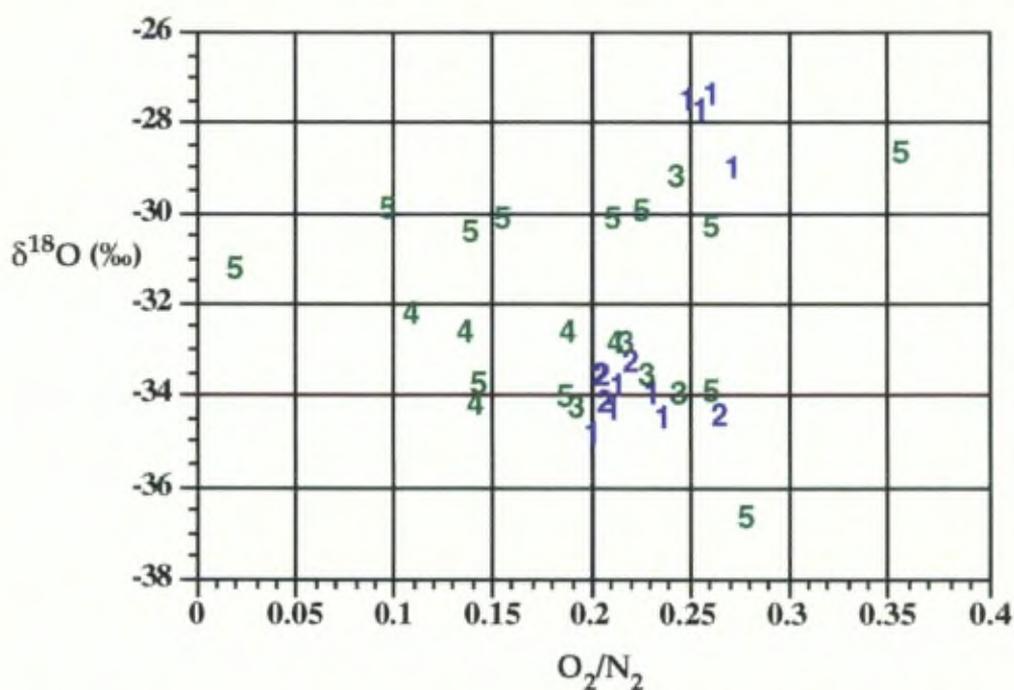


Fig. 4.29. : Diagramme $\delta^{18}O - O_2/N_2$ pour les glaces de Kautorissat isuat.

L'analyse des deux figures révèle que, pour les glaces du faciès dispersé à Kautorissat isuat, aucune corrélation ne peut être mise en évidence entre les caractéristiques gazeuses et les valeurs isotopiques. Il y a donc une indépendance claire entre les signatures isotopiques et gazeuses des glaces du faciès dispersé. Cette observation n'argumente pas en faveur d'une formation de ces glaces suivant un mécanisme de mélange de glaces aux caractéristiques isotopiques et gazeuses fort différentes comme cela a été mis en évidence pour les glaces du GRIP.

6. La formation des glaces du faciès dispersé de Kautorissat isuat : apports des mesures en gaz et en isotopes stables.

6.1. Indépendance entre les caractéristiques en gaz et en isotopes stables des glaces du faciès dispersé.

Nous avons vu qu'aucune corrélation ne peut être mise en évidence entre les propriétés isotopiques et gazeuses des glaces du faciès dispersé. Cependant, trois éléments importants sont à rappeler. Premièrement, dans l'étude des caractéristiques en gaz, nous avons montré que la signature de ces glaces résulte d'une série de transformations liées à la succession d'épisodes de fonte et de gel. Deuxièmement, dans l'étude des valeurs isotopiques, nous avons constaté que la forte variabilité des valeurs observée pour les glaces du faciès dispersé est comparable à celle observée pour les glaces de glacier illustrant la présence de glaces de glacier pléistocènes et holocènes sur la bordure de la calotte. Enfin, nous avons mis en évidence que, dans un diagramme $\delta D - \delta^{18}O$, les glaces du faciès dispersé s'alignent le long d'une droite fort proche de la Meteoric Water Line.

Ces trois éléments, ainsi que l'absence de corrélation entre les variables en gaz et en isotopes stables, indiquent que la formation des glaces du faciès dispersé n'a pas engendré d'importantes modifications isotopiques. Les glaces du faciès dispersé aux valeurs isotopiques les plus négatives se sont donc formées à partir de glaces de glacier pléistocènes et les glaces du faciès dispersé les moins négatives se sont formées à partir de glaces holocènes. Par contre, rappelons que les caractéristiques en gaz des glaces du faciès dispersé sont fortement différentes de celles des glaces de glacier.

Nous avons vu que Sugden et al (1987) ont également observé une absence de signature particulière pour les glaces du faciès dispersé échantillonnées à Russell. Toutes ces glaces présentent des valeurs isotopiques semblables à celles des glaces de glacier les plus négatives observées sur le même site. Cependant, pour ces auteurs, la présence de particules et l'absence de bulles de gaz dans ces glaces, reflète une formation liée au gel d'eau. Ils associent leur formation au passage, par fonte-regel, d'obstacles du substratum de petites dimensions. Une légère fonte se

produit en amont de chaque obstacle, et l'eau regèle complètement en aval. Le fractionnement isotopique se produit dans des couches de glace trop minces pour être échantillonnées individuellement. Aucune signature de gel particulière n'est dès lors observée.

Ce processus de formation ne peut être retenu pour les glaces du faciès dispersé de Kautorissat isuat car, bien qu'aucune modification isotopique ne soit présente, il ne permet pas de comprendre les caractéristiques en gaz observées. La succession d'épisodes de fonte et de gel est effectivement présente mais se réalise en milieu fermé. Le contenu en gaz des glaces reste donc stable lors de ces transformations. Cependant, nous avons montré que la baisse du contenu total en gaz est une caractéristique majeure des modifications des glaces depuis les glaces de glacier jusqu'aux glaces du faciès dispersé les plus riches en particules minérales. Le mécanisme de passage d'obstacles du lit de petites dimensions ne permet pas de comprendre l'ensemble des caractéristiques des glaces du faciès dispersé. Un autre processus de formation des glaces basales doit donc être envisagé.

6.2. Episodes de fonte et de gel d'eau au contact du substratum : leurs signatures en gaz et en isotopes stables.

Dans notre étude des caractéristiques en gaz des glaces du faciès dispersé, nous avons rappelé la présence au niveau du substratum de diverses zones aux conditions thermiques différentes. Celles-ci sont déterminées par l'équilibre entre la quantité de chaleur produite au niveau du substratum et l'importance du gradient thermique permettant à cette chaleur d'être conduite à travers la masse de la glace. Trois situations différentes se succèdent vers la bordure de l'inlandsis. Dans chacune de ces zones, les glaces acquièrent des caractéristiques en gaz et en isotopes stables qui permettent de les différencier de glaces de glacier non transformées.

Lorsqu'une situation de gradient thermique insuffisant pour conduire la chaleur produite au niveau du substratum est présente, des modifications importantes des caractéristiques en gaz des glaces se produisent. L'excès de chaleur qui ne peut être conduit à travers le glacier provoque la fonte partielle de la glace basale et la signature en gaz des glaces est modifiée comme nous l'avons modélisé : la dissolution préférentielle engendrée induit une

baisse importante des concentrations en CO_2 et du rapport O_2/N_2 ainsi qu'une diminution substantielle du contenu total en gaz. Au niveau de la composition en isotopes stables, aucune modification n'est enregistrée. Comme l'ont montré expérimentalement Souchez et al. (1988), la fonte n'engendre pas de fractionnement isotopique. L'expérience réalisée est la suivante : une tranche de glace de glacier a été fondue progressivement et, à plusieurs reprises, l'eau de fonte a été prélevée. Ces échantillons successifs ont été analysés au niveau de leur composition isotopique et les valeurs obtenues indiquent qu'aucun fractionnement isotopique n'est lié à la fonte, la théorie étant ainsi confirmée (Moser et Stichler, 1980) (Fig. 4.30.).

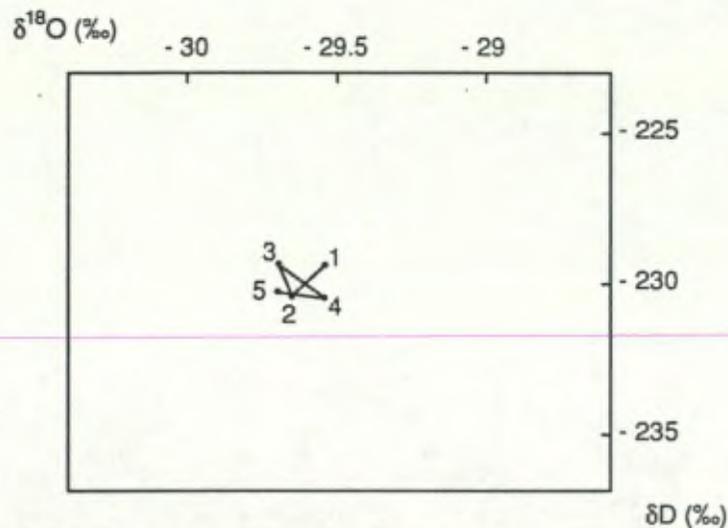


Fig 4.30. : Valeurs isotopiques des cinq fractions successives de fonte de la glace de glacier (d'après Souchez et al., 1988).

La seconde situation rencontrée est celle où le gradient thermique est suffisant pour permettre la conduction de la chaleur produite au niveau du substratum vers la surface du glacier. Dans ce cas, Souchez et Lorrain (1991) signalent qu'il y a équilibre entre la fonte de glace et le gel d'eau et que le passage de petits obstacles du substratum peut se réaliser par fonte-regel. Nous avons montré précédemment que les passages successifs d'obstacles de cette manière ne permettent pas de comprendre les fortes transformations des caractéristiques en gaz observées pour les glaces du faciès dispersé. Ces transformations se réalisant en milieu fermé, les importantes pertes en gaz observées ne peuvent être comprises. De légères modifications des

caractéristiques en gaz des glaces soumises aux passages de tels obstacles pourraient néanmoins être relevées.

Pour exemple, suivons un élément de glace lors de son passage d'un petit obstacle du lit. En amont de l'obstacle, sous l'effet de la surpression, une fonte interne de la glace se produit. L'eau ainsi produite dans l'élément de glace migre vers la face aval de l'obstacle sous la forme d'un film au niveau du contact glace-substratum. En aval de l'obstacle, l'eau regèle complètement et une fine couche de glace de regel est ainsi formée. La dissolution préférentielle des gaz de la glace de départ influence la composition en gaz de la glace qui contourne l'obstacle. Quant à la fine couche de glace de regel, elle présente la signature typique d'une telle glace. Théoriquement, des analyses séparées de chacune de ces glaces permettent de les caractériser au niveau de leur composition. Mais d'un point de vue pratique, l'échantillonnage pour les analyses ne permet pas d'individualiser ces couches et, de plus, une interpénétration de ces glaces peut se réaliser par l'écoulement du glacier. L'analyse de l'échantillon porte donc sur l'ensemble de la glace et révèle un contenu en gaz inchangé et un rapport O_2/N_2 identique à celui de la glace départ car il s'agit d'un système fermé. Seule la concentration en CO_2 pourrait avoir augmenté si la présence de la phase liquide a permis un apport de CO_2 par des phénomènes tels que ceux que nous avons évoqués précédemment. La croissance du contenu total en gaz, liée à une augmentation éventuelle de la quantité de CO_2 , reste insuffisante pour être détectée par la technique utilisée. Au niveau des obstacles suivants, le même processus se reproduit. Les glaces ainsi construites présentent des caractéristiques en gaz qui restent fort semblables à celles des glaces avant les passages successifs d'obstacles. Comme nous l'avons vu auparavant, aucune modification de la composition en isotopes stables n'est enregistrée.

Enfin, à proximité de la terminaison du glacier, nous avons vu que la température du point de fusion ne peut être maintenue au niveau de l'interface glace-substratum que par le gel d'eau s'écoulant depuis l'amont. Dans cette troisième situation, la glace formée a des caractéristiques spécifiques : fortes concentrations en CO_2 , rapports O_2/N_2 élevés et faibles contenus en gaz. Au niveau de la composition isotopique, les glaces de regel peuvent présenter un léger enrichissement en isotopes lourds par rapport à

l'eau à partir de laquelle elles se sont formées, et donc par rapport à la glace qui, par fonte, est à son origine. Souchez et al. (1987) ont en effet montré que le gel d'eau dans un réservoir n'est réalisé avec un enrichissement isotopique important que dans une extrêmement petite partie de la glace formée en début de gel. Dans le cas d'un réservoir semi-infini, la glace formée présente, par rapport à l'eau, un enrichissement en isotopes stables faible, voire dans certains cas nul. De plus, l'incorporation de cette glace au sein du glacier, lors de son écoulement, engendre un gommage de sa signature en isotopes stables car la masse de glace ainsi produite reste faible par rapport à celle des glaces du glacier. Plus vers la bordure de la calotte, la situation est telle que de plus grandes quantités d'eau peuvent regeler à la base du glacier et les glaces ainsi formées donnent un faciès particulier appelé stratifié.

En conclusion, dans une situation de bordure d'un inlandsis, lorsqu'une glace chemine au niveau du contact avec le substratum depuis l'amont vers l'aval, elle traverse différentes situations générant essentiellement des modifications de ses caractéristiques gazeuses. Ces modifications correspondent à celles dues à un événement de fonte suivi d'un événement de gel tels que nous les avons modélisés. Les caractéristiques en isotopes stables de cette même glace n'ont par contre pratiquement pas été modifiées.

6.3. Multiplicité des épisodes de fonte de la glace et de gel d'eau au niveau du substratum.

Nous avons vu que pour comprendre les variations d'aspect et d'importance des glaces du faciès dispersé le long de la bordure ouest de la calotte groenlandaise, Knight et al. (1994) présentent un modèle de flux de glaces autour d'obstacles de grandes dimensions. Ces auteurs expliquent en particulier l'absence de glaces du faciès dispersé à gros agrégats en avant des terminaisons de la calotte en forme de lobe par le passage de cette glace dans une zone de fonte. Ces terminaisons sont en effet liées à des zones déprimées du substratum où les épaisseurs de glace plus importantes et les vitesses d'écoulement des glaces plus élevées sont deux facteurs y

favorisant la fonte basale. Les glaces du faciès dispersé à gros agrégats, situées stratigraphiquement plus près du lit sont dès lors détruites.

Il apparaît donc que notre vision en une dimension de la succession des zones définies ci-avant n'est pas pertinente. Suite à l'écoulement, une glace basale située à une même distance de la bordure de la calotte peut être soit dans une zone déprimée du substratum où elle est soumise à la fonte, soit dans une zone surélevée du lit où de la glace de gel se forme. La progression de la glace basale sur le lit permet donc une alternance répétée d'épisodes de fonte et de regel liée à la topographie sous-glaciaire. La zone non englacée de la région de Søndre Strømfjord à l'ouest du Groenland, se caractérise par l'alternance de points hauts et de dépressions. Ces dernières sont souvent occupées par des lacs. L'alternance des épisodes de fonte et de regel est due à un effet que l'on peut qualifier de spatial.

Les différentes zones définies au niveau du substratum sont délimitées par deux paramètres qui sont la quantité de chaleur fournie à la base du glacier et la quantité de chaleur qui peut être transmise au travers de la glace. Cette seconde variable dépend du gradient thermique au sein du glacier. Celui-ci est déterminé par la différence de température entre la base du glacier et la surface ainsi que par l'épaisseur de la glace. Comme nous l'avons vu, les variations d'épaisseur de la glace sont associées aux variations spatiales. Au cours du temps, des changements de la température de surface peuvent engendrer des variations des gradients thermiques. En effet, on considère généralement que la température dans la glace à dix mètres de profondeur représente la température atmosphérique moyenne annuelle. En un endroit donné, lors de périodes plus froides, le gradient thermique peut croître et favoriser ainsi la conduction de chaleur au travers du glacier. Un passage d'un régime de fonte à un régime de gel d'eau au niveau du substratum peut alors être observé en un même endroit. Il s'agit de variations temporelles de la position des différentes zones. Cette dynamique a déjà été suggérée par Weertman (1961) qui présente une théorie de formation de glaces riches en débris en bordure d'inlandsis liée au non état d'équilibre parfait de la calotte.

6.4. Conclusion.

Les glaces basales peuvent être soumises, dans certaines zones, à des conditions thermiques favorisant soit la fonte, soit le gel d'eau au contact avec le substratum. En bordure d'une calotte glaciaire comme au Groenland, la glace basale subit pendant sa transition le long du substratum, des passages répétés d'un type de zone à l'autre. Cette succession peut être à la fois spatiale et temporelle. La formation des glaces du faciès dispersé ne génère pas de modification de la composition isotopique des glaces. La forte variabilité des valeurs isotopiques des glaces de ce faciès illustre que celles-ci se sont formées à partir de glaces de glacier tantôt pléistocènes tantôt holocènes. Leur imbrication le long de la bordure de la calotte telle que nous l'avons observée dans la partie aval du transect 1 à Kautorissat isuat, indique des effets importants d'interpénétration de ces glaces lors de l'écoulement du glacier.

7. Conclusion.

Une étude détaillée des glaces de la bordure ouest de la calotte groenlandaise a été réalisée à Kautorissat isuat.

Les analyses effectuées ont permis d'étudier les compositions en gaz et en isotopes stables des glaces de glacier et du faciès dispersé. A notre connaissance, pour des glaces de bordure, cette étude est la première où ces deux types d'analyses ont été effectués en parallèle sur les mêmes échantillons et avec une telle résolution.

Le long du transect 1, de l'amont vers l'aval, nous avons observé des glaces de glacier suivies par des glaces du faciès dispersé, puis ensuite, près du front, par des glaces stratifiées.

Les glaces de glacier contiennent beaucoup de petites bulles de gaz intracrystallines et sont dépourvues de particules. Cependant, parmi ces glaces, certaines peuvent contenir quelques bulles légèrement plus grosses. L'étude des isotopes stables a permis de montrer que ces glaces s'alignent sur la Meteoric Water Line ($\delta D = 7,73 \delta^{18}O - 2,75$ ($r^2 = 0,999$)). L'importante différence entre les valeurs isotopiques des glaces de glacier situées en amont et celles situées en aval du transect marque la transition Holocène-Pléistocène.

L'étude des gaz a montré que ces glaces ont subi des transformations importantes car elles présentent en effet des compositions en gaz fort différentes de celles de glaces de glacier usuelles. Les volumes totaux en gaz, les concentrations en CO_2 et les rapports O_2/N_2 sont généralement inférieurs aux valeurs attendues pour des glaces de glacier. Ces caractéristiques indiquent des pertes en gaz liées à des phénomènes de dissolution par de l'eau de fonte interne à la glace. L'appauvrissement préférentiel en CO_2 et en O_2 de ces glaces est dû à la plus grande solubilité de ces gaz dans l'eau.

Les glaces du faciès dispersé se distinguent des glaces de glacier par leur charge en particules ainsi que par la forme et l'importance des bulles de gaz. Vers l'aval, les glaces du faciès dispersé s'enrichissent en particules qui passent de la taille de micro-agrégats à des agrégats de l'ordre du

centimètre. Simultanément, les bulles de gaz de petites dimensions relativement nombreuses, disparaissent au profit de bulles de plus en plus grosses (quelques millimètres) qui, peu à peu, se raréfient. Les glaces à l'aspect laiteux dû à la richesse en bulles de gaz de petites dimensions deviennent transparentes.

L'analyse des gaz montre une évolution de l'amont vers l'aval au sein du faciès dispersé. Une diminution du volume total en gaz est observée. Celle-ci s'accompagne dans un premier temps d'une diminution des concentrations en CO₂ ainsi que d'une baisse du rapport O₂/N₂. Mais, assez rapidement, il apparaît une augmentation importante des concentrations en CO₂ accompagnée d'une faible augmentation du rapport O₂/N₂, ou même d'une baisse de celui-ci. Par l'utilisation de modèles mathématiques, nous avons pu établir un processus de formation de ces glaces expliquant leur composition en gaz. Ce processus consiste en l'alternance d'épisodes de fonte et de regel d'eau. La glace de gel s'incorpore au sein du glacier par l'écoulement de celui-ci et la glace ainsi obtenue peut, plus vers l'aval, être elle-même soumise à une fonte suivie d'un nouveau regel.

L'analyse des isotopes stables montre que les glaces du faciès dispersé s'alignent dans un diagramme δD - $\delta^{18}O$ suivant une droite proche de celle observée pour les glaces de glacier. L'absence de corrélation entre les données isotopiques et les caractéristiques en gaz indique que la formation des glaces du faciès dispersé s'est réalisée sans modifications isotopiques importantes. Les glaces de glacier d'origine étant alignées suivant la MWL, les glaces du faciès dispersé restent alignées suivant une droite quasiment similaire. Quant à la forte disparité des valeurs isotopiques observée pour les glaces du faciès dispersé, elle reflète quant à elle des origines différentes pour chacune de ces glaces. A l'extrémité du transect étudié, la présence de glaces du faciès dispersé formées à partir de glaces d'origine holocène et pléistocène révèle que les glaces du faciès dispersé ont subi des interpénétrations importantes favorisées par l'écoulement du glacier.

Les épisodes de fonte et de regel d'eau au contact du substratum sont liés aux conditions thermiques à la base du glacier. Ces conditions variant à la fois dans l'espace et le temps, les glaces transitant le long de l'interface glace-substratum peuvent être soumises de manière plus ou moins répétée à des effets de fonte et regel.

Conclusion.

Conclusion.

Les caractéristiques isotopiques et gazeuses des glaces basales ont permis de mettre en évidence des processus de mélanges. De telles conditions aux limites impliquant des processus de mélanges intimes de glaces différentes doivent être prises en considération par les modélisateurs qui appliquent les lois d'écoulement des glaces pour reconstituer l'évolution de la calotte groenlandaise. Ces processus de mélange ont été mis en évidence dans l'étude de glaces basales prélevées en deux endroits fort différents du Groenland : le long de la bordure ouest de l'inlandsis à Kautorissat isuat et en son centre à Summit (projet GRIP).

Les compositions isotopiques et gazeuses des glaces basales étudiées se caractérisent par de très fortes variabilités. Des différences de l'ordre de 10‰ en $\delta^{18}\text{O}$, voire plus, sont enregistrées. Les concentrations en CO_2 varient de quelques ppmv à plusieurs dizaines de milliers de ppmv. Les rapports O_2/N_2 sont eux aussi fort variables : leurs valeurs fluctuent de 0,06 à plus de 0,268 (valeur atmosphérique). Les volumes totaux en gaz des glaces sont, quant à eux, compris entre moins de 0,006 ml/gr (limite de mesure) et 0,1 ml/gr (glace de glacier typique). Pour les glaces du GRIP, les concentrations en CH_4 sont également très variables : de quelques ppmv à plusieurs milliers de ppmv. Si ces fortes variabilités existent dans les glaces basales de bordure et dans celles du GRIP, elles ont une origine fort différente.

Les glaces basales du GRIP s'alignent toutes le long de la Meteoric Water Line et une croissance des valeurs isotopiques est enregistrée vers le bas du sondage. Les valeurs isotopiques enregistrées dans les parties inférieures sont plus élevées que celles enregistrées dans l'ensemble de la carotte du GRIP. Ces valeurs ne peuvent correspondre qu'à celles d'une glace formée directement sur le substratum en l'absence de la calotte. La croissance observée des valeurs isotopiques indique que la glace basale s'est formée par le mélange intime entre cette glace d'origine locale et une glace de glacier typique. Ce mélange s'est effectué lors de la mise en place de la calotte et, par l'absence de phase liquide dans le système, la signature isotopique a été depuis lors conservée. Les fluctuations de la composition en gaz des glaces basales sont directement liées au processus de mélange mis en évidence par l'étude isotopique. En effet, le mélange s'est réalisé entre

Conclusion.

une glace de glacier à la composition en gaz typique de ces glaces (volume de 0,1 ml/gr, CH₄, CO₂ et O₂/N₂ correspondants aux valeurs atmosphériques) et une glace d'origine locale aux caractéristiques forts différentes (concentrations en CH₄ et CO₂ extrêmement élevées, très faible rapport O₂/N₂ dû à une absence quasi totale d'oxygène dans les gaz, contenu en gaz deux fois moindre que celui d'une glace de glacier). La part de la glace d'origine locale au sein du mélange croît avec la profondeur. Dès lors, vers le bas du sondage, les concentrations en CO₂ et CH₄ augmentent et les valeurs du rapport O₂/N₂ et les contenus totaux en gaz diminuent. Les bonnes corrélations obtenues entre les différentes variables (CO₂, CH₄, O₂/N₂, volumes totaux, isotopes stables) sont indicatrices du mélange.

Pour les glaces de bordure, les fluctuations des compositions en gaz sont à mettre en rapport avec de multiples phénomènes de dissolutions des gaz par les eaux de fonte et de gels d'eau à l'interface glace-substratum. Les concentrations en CO₂ reflètent fort bien l'influence de ces deux processus. Le CO₂ étant facilement dissous dans l'eau, sa concentration baisse rapidement dans une glace ayant subi une fonte. Elle est par contre très élevée dans une glace formée par gel d'eau. Les caractéristiques en gaz des glaces de glacier situées juste en amont des premières glaces du faciès dispersé indiquent qu'elles ont déjà subi une perte en gaz liée à la dissolution de ceux-ci dans de l'eau de fonte. Ceci est dû à la présence d'une couche de glace à la température du point de fusion relativement importante en bordure de la calotte. Au sein des glaces du faciès dispersé, la croissance progressive des concentrations en CO₂ indique une part croissante de glace de regel dans les échantillons. Les rapports O₂/N₂, plus faibles que dans les glaces de glacier, indiquent que ces glaces ont aussi été soumises à des événements de fontes. Ces deux types d'événements influencent également le contenu total en gaz qui présente une baisse progressive vers l'aval du glacier. La formation des glaces du faciès dispersé peut donc être vue comme une série d'événements de fonte alternant avec des épisodes de regel d'eau. Les glaces de regel formées sont intégrées au sein du glacier de telle sorte que l'événement de fonte suivant affecte un échantillon de glace à deux composantes devenues quasiment indiscernables l'une de l'autre. Les épisodes de fonte et de gel sont liés aux conditions thermiques à la base du glacier qui peuvent varier dans le temps et l'espace. Par ailleurs, deux droites

Conclusion.

de corrélations ont été mises en évidence dans un diagramme δD - $\delta^{18}O$. La première a été établie pour les glaces de glacier observées dans la partie amont du transect étudié et correspond à la Meteoric Water Line. Les fortes variabilités des valeurs isotopiques indiquent que la transition entre des glaces pléistocènes et holocènes est présente dans le transect. Une seconde droite de corrélation, présentant une pente quasiment similaire à celle des glaces de glacier, a été mise en évidence pour les glaces du faciès dispersé. Cette similarité indique que ces glaces ont une genèse qui n'engendre pas de fortes modifications isotopiques. La forte variabilité isotopique enregistrée pour ces glaces s'explique par le fait qu'elles se sont formées à partir de glaces de glaciers aux valeurs isotopiques différentes.

Dans ces deux études, les analyses en gaz (composition et contenu total en gaz) se sont révélées être très utiles. Pour les glaces du GRIP, les origines des deux composantes du mélange ont pu être clairement définies. Pour les glaces de bordure, la modélisation des transformations des propriétés gazeuses des glaces soumises à des processus de fonte-regel a permis de mettre en évidence le mode de formation spécifique de ces glaces basales. Pour toute nouvelle étude de glaces basales, l'analyse des caractéristiques gazeuses, parallèlement à l'analyse co-isotopique, est donc à considérer comme essentielle.

Bibliographie.

- Alder, B., Geiss, J., Groegler, N. et Renaud, A., 1969, Gas composition in ice samples collected by E.G.I.G. in Greenland, *Medd. om Greenland*, vol. 177, n° 2.
- Arnason, B., 1981, Ice and snow hydrology, in *Stable isotope hydrology, deuterium and oxygen 18 in the water cycle*, edited by Gat, J.R. and Gonfiantini, R., pp.143-175, Technical Series 210, International Atomic Energy Agency, Vienna.
- Barnola, J.M., Raynaud, D., Neftel, A. et Oeschger, H., 1983, Comparison of CO₂ measurements by two laboratories on air from bubbles in polar ice, *Nature*, vol. 303.
- Berner, W., Bucher, P., Oeschger, H. et Stauffer, B., 1977 a, Analysis and interpretation of gas content and composition in natural ice, IAHS publication, *Symposium at Grenoble (1975) : Isotopes and Impurities, Snow and Ice*, Publications 115.
- Berner, W., Stauffer, B. et Oeschger, H., 1977 b, Dynamic glacier flow model and the production of internal meltwater, *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*, vol 13.
- Boulton, G. et Spring, U., 1986, Isotopic fractionation at the base of polar and sub-polar glaciers, *Journal of Glaciology*, vol. 32, n° 112.
- Clausen, H., Gundestrup, N., Johnsen, S., Bindshadler, R. et Zwally, J., 1988, Glaciological investigations in the Crête area, Central Greenland : a search for a new deep-drilling site, *Annals of Glaciology*, vol. 10.
- Clausen, H. et Stauffer, B., 1988, Analyses of two ice cores drilled at the ice-sheet margin in West Greenland, *Annals of Glaciology*, vol. 10.
- Colbeck, S. et Gow, A., 1979, The margin of the Greenland ice sheet at Isua, *Journal of Glaciology*, vol. 24, n° 90.
- Dahl-Jensen, D., 1989, Steady thermomechanical flow along two-dimensional flow lines in large grounded ice sheets, *Journal of Geophysical Research*, vol. 94, n° B8.

Bibliographie.

- Dansgaard, W., 1994, Catalogue pour l'exposition "Les glaces racontent", Ministère de l'Éducation et de la Recherche du Danemark.
- Dansgaard, W., Clausen, H., Gundestrup, N., Hammer, C., Johnsen, S., Kristinsdottir, P. et Reeh, N., 1982, A new Greenland deep ice core, *Science*, vol. 218.
- Dansgaard, W., Johnsen, S., Clausen, H., Dahl-Jensen, D., Gundestrup, N., Hammer, C., Hvidberg, C., Steffensen, J., Sveinbjörnsdottir, A., Jouzel, J. et Bond, G., 1993, Evidence for general instability of past climate from a 250 ky ice core record, *Nature*, 364.
- Gow, A., 1968, Bubbles and bubbles pressures in Antarctic glacier ice, *Journal of Glaciology*, vol 7, n° 50.
- Hemmingsen, E., 1959, Permeation of gases through ice, *Tellus*, vol. 11.
- Herron, S. et Langway, C., 1979, The debris-laden ice at the bottom of the Greenland ice sheet, *Journal of Glaciology*, vol. 23, N° 89.
- Hooke, R., 1970, Morphology of the ice-sheet margin near Thule, Greenland, *Journal of Glaciology*, vol. 9, n° 57.
- Hooke, R., 1976, Pleistocene ice at base of Barnes Ice Cap, *Journal of Glaciology*, vol. 17, n° 75.
- Hooke, R., 1977, Basal temperatures in polar Ice Sheets: a qualitative review, *Quaternary Research*, vol 7.
- Iverson, N. et Semmens, D., 1995, Intrusion of ice into porous media by regelation : a mechanism of sediment entrainment by glaciers, *Journal of Geophysical Research*, vol. 100, n° B7.
- Iverson, N. et Souchez, R., 1996, Isotopic signature of debris-rich ice formed by regelation into a subglacial sediment bed, *Geophysical Research Letters*, sous presse.

Bibliographie.

- Johnsen, S., Clausen, H., Dansgaard, W., Fuhrer, K., Gundestrup, N., Hammer, C., Iversen, P., Jouzel, J., Stauffer, B. et Steffensen, J., 1992, Irregular glacial inter-stadials recorded in a new Greenland ice core, *Nature*, vol. 359.
- Johnsen, S.J., Dansgaard, W., et White, J., 1989, The origin of Arctic precipitation under present and glacial conditions, *Tellus*, 41B.
- Jouzel, J. et Souchez, R., 1982, Melting-refreezing at the glacier sole and the isotopic composition of the ice, *Journal of Glaciology*, vol. 28, n° 98.
- Keeling, R. et Shertz, S., 1992, Seasonal and interannual variations in atmospheric oxygen and implications for the global carbon cycle, *Nature*, vol. 352.
- Knight, P., 1987, On the origin of debris-bearing basal ice ; West Greenland, Thèse de doctorat non publiée, Université d'Aberdeen, Aberdeen.
- Knight, P., 1989, Stacking of basal debris layers without bulk freezing-on : isotopic evidence from West Greenland, *Journal of Glaciology*, vol. 35, n° 120.
- Knight, P., Sugden, D. et Minty, C., 1994, Ice flow around large bed obstacles as indicated by basal ice exposed at the margin of the Greenland ice sheet, *Journal of Glaciology*, vol. 40, n° 135.
- Koerner, R., 1989, Ice core evidence for extensive melting of the Greenland ice sheet in the last interglacial, *Science*, vol. 244.
- Langway, C., 1960, Bubble pressures in Greenland glacier ice, *Union Géodésique et Géophysique Internationale, Association Internationale d'Hydrologie Scientifique, Symposium de chamonix (1958)*.
- Lawson, D., 1979, Sedimentological analysis of the western terminus region of the Manatuska Glacier, Alaska, Cold Regions Research and Engineering Laboratory, Report 79-9.

Bibliographie.

- Lliboutry, L., 1976, Physical processes in temperate glaciers, *Journal of Glaciology*, vol. 16, n°74.
- Martinerie, P., 1990, Teneur en gaz des glaces polaires, Thèse de doctorat non publiée, Université J. Fourier, Grenoble.
- Moser, H., et Stichler, W. , 1980, Environmental isotopes in ice and snow, in *Handbook of Environmental Isotope Geochemistry*, 1, edited by Fritz P. and Fontes J., pp. 141-178, The terrestrial environment, Elsevier, New York.
- Neftel, A., Oeschger, H., Schwander, J., et Stauffer, B., 1983, Carbon dioxide in bubbles of natural ice, *The Journal of Physical Chemistry*, vol. 87.
- Rasmussen, R., Khalil, M. et Moraes F., 1993, Permafrost methane content : 1. Experimental data from sites in Northern Alaska, *Chemosphere*, vol. 26 (1-4).
- Reeh, N., Thomsen, H., and Clausen, H., 1987, The Greenland ice-sheet margin - a mine of ice for paleo-environmental studies, *Palaeogeography, Palaeo-climatology, Palaeoecology*, vol. 58.
- Reeh, N., 1989, Evolution dynamique et climatique de l'inlandsis du Groenland, *in Le Quaternaire du Canada et du Groenland*, sous la direction de Fulton, R.J., Commission géologique du Canada, Géologie du Canada, vol. 1.
- Robin, G. de Q., 1983, Profile data, Greenland region, *in The climatic record in polar ice sheets*, ed. G. de Q. Robin, Cambridge University Press, Cambridge.
- Shackleton, N.J., Backman, J., Zimmerman, H., 1984, Oxygen isotope calibration of the onset of ice-rafting and history of glaciation in the North Atlantic region, *Nature*, 307, 620-623.
- Souchez, R. et Jouzel, J., 1984, On the isotopic composition in δD and $\delta^{18}O$ of water and ice during freezing, *Journal of Glaciology*, vol. 30, n° 106.

Bibliographie.

- Souchez, R. et Lorrain, R., 1991, Ice composition and glaciers dynamics, Springer Series in Physical Environment, Springer Verlag, Germany.
- Souchez, R., 1988, Les glaces polaires, Editions de l'Université Libre de Bruxelles, Bruxelles.
- Souchez, R., Janssens, L., Lemmens, M. et Stauffer, B., 1995 b, Very low oxygen concentration in basal ice from Summit, Central Greenland, Geophysical Research Letters, vol. 22, n°15.
- Souchez, R., Lemmens, M., Lorrain, R., Tison, J.-L. et Sugden, D., 1990, Influence of hydroxyl-bearing mineral on the isotopic composition of ice from the basal zone of an ice sheet, Nature, vol. 345.
- Souchez, R., Lemmens, M., Tison, J.-L., Lorrain, R. et Janssens, L., 1993, Reconstruction of basal boundary conditions at the Greenland Ice Sheet margin from gas composition in the ice, Earth and Planetary Science Letters, vol. 118.
- Souchez, R., Lemmens, M. et Chappellaz, J., 1995 a, Flow-induced mixing in the GRIP basal ice deduced from CO₂ and CH₄ records, Geophysical Research Letters, vol. 22, n° 1.
- Souchez, R., Lorrain, R., Tison, J.-L. et Jouzel, J., 1988, Co-isotopic signature of two mechanisms of basal - ice formation in arctic outlet glaciers, Annals of Glaciology, vol. 10.
- Souchez, R., Tison, J.-L., Lorrain, R., Lemmens, M., Janssens, L., Stievenard, M. et Jouzel, J., 1994, Stable isotopes in the basal silty ice preserved in the Greenland Ice Sheet at Summit; environmental implications, Geophysical Research Letters, vol. 21, n° 8.
- Stauffer, B. et Oeschger H., 1985, Gaseous components in the atmosphere and the historic record revealed by ice cores, Annals of Glaciology, vol. 7.

Bibliographie.

- Stauffer, B., Neftel, A., Oeschger, H. et Schwander, J., 1985, CO₂ concentration in air extracted from Greenland ice samples, American Geophysical Union, Spring Meeting, Philadelphia, Proceedings.
- Sugden, D., Knight, P., Livesey, N., Lorrain R., Souchez, R., Tison, J.-L. et Jouzel, J., 1987, Evidence of two zones of debris entrainment beneath the Greenland ice sheet, *Nature*, vol. 328, n°6127.
- Tison, J.-L., 1994, Diamond wire-saw cutting technique for investigating textures and fabrics of debris-laden ice and brittle ice, *Instruments and Methods, Journal of Glaciology*, vol. 40, n° 135.
- Tison, J.-L., Thorsteinsson, T., Lorrain, R. et Kipfstuhl, J., 1994, Origin and development of textures and fabrics in basal ice at Summit, Central Greenland, *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 125.
- Weertman, J., 1961. Mechanism for the formation of inner moraines found near the edge of cold ice caps and ice sheets. *Journal of Glaciology*, vol. 3, n° 30
- Weertman, J., 1968, Bubble coalescence in ice as a tool for the study of its deformation history, *Journal of Glaciology*, vol. 7, n° 50.
- Weidick, A., 1976, Glaciation and the Quaternary of Greenland, in *Geology of Greenland*, edited by Escher, A. and Stuart Watt, W., The Geological Survey of Greenland.
- Weiss, R., Bucher, P., Oeschger, H. et Graig, H., 1972, Composition variations of gases in temperate glaciers, *Earth Planetary Science Letters*, vol. 16.
- Wiebe, R., Gaddy, L., et Heins, C., 1933, The solubility of Nitrogen in water at 50, 75 and 100° from 25 to 1000 atmospheres, *Journal of American Chemical Society*, vol. 55.

Bibliographie.

- Wolff, E., Moore, C., Clausen, H., Hammer, C., Kipstuhl, J. et Fuhrer, K., 1995, Long-term changes in the acid and salt concentrations of the Greenland Ice Core Project ice core from electrical stratigraphy, *Journal of Geophysical Research*, vol. 100, n° D8.

