



HAL
open science

Variations de la teneur en CO₂ de l'atmosphère au cours des 4 derniers cycles glaciaire-interglaciaires, à partir de l'analyse de la carotte de Vostok (Antarctique) : implications sur l'évolution du climat et du cycle du carbone

Laurence Pepin

► **To cite this version:**

Laurence Pepin. Variations de la teneur en CO₂ de l'atmosphère au cours des 4 derniers cycles glaciaire-interglaciaires, à partir de l'analyse de la carotte de Vostok (Antarctique) : implications sur l'évolution du climat et du cycle du carbone. Glaciologie. Université Joseph-Fourier - Grenoble I, 2000. Français. NNT: . tel-00701284

HAL Id: tel-00701284

<https://theses.hal.science/tel-00701284>

Submitted on 25 May 2012

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

CENTRE NATIONAL DE LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE



**LABORATOIRE
DE GLACIOLOGIE
ET GEOPHYSIQUE
DE L'ENVIRONNEMENT**

Associé à l'UNIVERSITE JOSEPH FOURIER - GRENOBLE I



**VARIATIONS DE LA TENEUR EN CO₂ DE L'ATMOSPHERE AU COURS
DES 4 DERNIERS CYCLES GLACIAIRE-INTERGLACIAIRES, À PARTIR
DE L'ANALYSE DE LA CAROTTE DE VOSTOK (ANTARCTIQUE).
IMPLICATIONS SUR L'ÉVOLUTION DU CLIMAT ET DU CYCLE DU
CARBONE.**

Laurence PEPIN

Thèse de doctorat de l'Université Joseph Fourier - Grenoble I
(Arrêtés ministériels du 5 Juillet 1984 et 30 mars 1992)

Spécialité : Géophysique, Géochimie, Géomécanique

Date de la soutenance : 22 mai 2000

En présence de:

M. Laurent CHARLET	Président
M. Laurent LABEYRIE	Rapporteur
M. Roland SOUCHEZ	Rapporteur
Mlle Valérie MASSON	Examinatrice
M. Dominique RAYNAUD	Directeur de Thèse
M. Jean-Marc BARNOLA	Co-Directeur de Thèse

Laboratoire de Glaciologie et Géophysique de l'Environnement - CNRS
Tél (33) 04.76.82.42.00 - Fax (33) 04.76.82.42.01
54, Rue Molière - BP 96 - 38402 Saint Martin d'Hères Cedex France

RESUME

Les 420 000 ans d'archives du climat et de la composition de l'atmosphère, constituées par la carotte de Vostok, offrent la possibilité unique de reconstruire l'évolution de la teneur en dioxyde de carbone (CO₂) de l'atmosphère au cours des 4 derniers cycles glaciaire-interglaciaires. La représentativité atmosphérique de la teneur en CO₂ de cette carotte est discutée en tenant compte des processus physiques susceptibles d'altérer l'information et de la mesure du rapport O₂/N₂ mise au point au cours de ce travail. La représentativité de l'enregistrement CO₂ de Vostok est aussi discutée à partir de sa comparaison avec différents enregistrements glaciaires antarctiques.

On constate que la teneur en CO₂ de l'atmosphère pendant les interglaciaires est de 280 à 300 ppmv (partie par million en volume) hors de l'influence anthropique, alors que la concentration caractérisant les périodes glaciaires est d'environ 180 ppmv. Ces variations sont à mettre en parallèle à celles de la température en Antarctique qui présente des oscillations d'environ 10°C.

Les causes des changements climatiques sont encore mal comprises. En comparant l'évolution temporelle du CO₂ à celle des températures aux hautes latitudes Sud et Nord, du niveau des mers et de la quantité de poussières continentales parvenant à Vostok, ce travail met en évidence des liens de causalité possibles entre les variations de ces différentes paramètres. Par confrontation avec d'autres enregistrements climatiques (Groenland, enregistrements marins), nous proposons également des mécanismes susceptibles d'expliquer les changements glaciaire-interglaciaires de la teneur en CO₂ de l'atmosphère, ainsi que l'enchaînement des événements caractérisant les oscillations climatiques.

Il ressort de cette étude que le rôle de l'hémisphère Sud semble prépondérant et que l'étendue de la glace de mer, en Atlantique Sud en particulier, pourrait jouer un rôle clef dans la genèse des changements climatiques glaciaire-interglaciaires.

ABSTRACT

The 420 000-year climatic and atmospheric record represented by the Vostok ice core, gives a unique opportunity to reconstruct evolution of atmospheric carbon dioxide (CO₂) content for the last 4 glacial-interglacial cycles. The atmospheric significance of CO₂ deduced from the Vostok core is discussed taking into account physical processes likely to alter information and measurements of O₂/N₂ ratio developed in this work. We also compare Vostok CO₂ record with ones from other Antarctic ice cores.

We show that atmospheric CO₂ content for the interglacial stages is 280-300 ppmv (part per million by volume), until anthropogenic disturbance, whereas CO₂ concentration into the atmosphere is about 180 ppmv during glacials. These variations parallel those of Antarctic temperature, which have amplitude of about 10°C.

Reasons of climatic changes are still poorly understood. By comparing variations of CO₂ with regard to those of high North latitude temperatures, sea level and dust concentration in Vostok ice, this work points out the causality links between these parameters.

Comparing Vostok with other climatic records (from the North or marine ones), we propose mechanisms able to explain glacial to interglacial changes of atmospheric CO₂ content and able to link the events characterising climatic oscillations. This work stresses on the major role of the Southern Hemisphere and particularly that of sea-ice in Southern Ocean.

AVANT PROPOS

Le travail que j'ai effectué au LGGE, d'abord en DEA, puis au cours de cette thèse a représenté pour moi la chance d'aborder ce domaine qui me tient tant à cœur : l'étude du fonctionnement de notre planète à travers son climat. Pour cela, je tiens à remercier Dominique Raynaud à double titre : d'une part pour m'avoir accueillie dans ce laboratoire, mais surtout pour avoir dirigé mon travail de recherche. J'ai apprécié sa disponibilité, tant pour les questions scientifiques que matérielles. Nos discussions m'ont beaucoup aidé, surtout en fin de parcours. Un grand merci également à Jean-Marc Barnola, sa co-direction a pour moi été essentielle. Son soutien et ses conseils (ah! le papier millimétré ...) m'ont été précieux devant cette manip' qui, malgré son grand âge, est restée espiègle et m'a réservé quelques surprises. Merci enfin aux membres du jury : Valérie Masson, Laurent Charlet, et surtout aux deux rapporteurs Laurent Labeyrie et Rolland Souchez d'avoir bien voulu accorder leurs emplois du temps pour évaluer mon travail et de m'avoir permis, par leurs commentaires, d'améliorer ce document.

Les journées passées dans le temple du "labo gaz" ont été largement partagées avec Marc Delmotte. Sans sa compagnie, nos ballets en chambre froide et aux glaciaires, cette période aurait été beaucoup moins agréable. Marc m'a également permis de présenter ici des résultats que je n'aurais pas pu obtenir sans son aide, je lui en suis très reconnaissante.

Ces quatre années (presque cinq !) passées au laboratoire m'ont apporté beaucoup d'autres choses que la formation scientifique. L'amitié que nous avons partagée au cours de nos légendaires pauses thé sur les marches de la cafet', face aux peupliers (combien de thésards connaîtront encore ces délices ?), des matchs de badminton endiablés ou de simples sorties ciné est tout aussi importante. L'enthousiasme qui m'a porté pendant ce travail n'aurait sans doute pas été le même sans tous ces moments partagés avec Adeline, Audrey, Bruno, Delphine, Patrick, Stephan...

Un grand merci à l'ensemble des personnels du laboratoire qui par leur efficacité rendent la vie plus simple et par leur gentillesse la vie plus agréable. C'est grâce à tous que le Laboratoire de Glaciologie est un endroit où la science fait rêver.

Le soutien quotidien de Laurent m'a été indispensable dans les moments de doute et surtout parce qu'il rend la vie plus belle...

Enfin, mes parents m'ont toujours soutenu, entouré et accompagné, sans eux je n'aurais pas pu mener à bien de si longues et passionnantes études. Je tiens à profiter de cette occasion pour les remercier de cette chance qu'ils m'ont offerte.

TABLE DES MATIERES

RESUME

ABSTRACT

AVANT PROPOS

Liste des figures et des tableaux.....13

CHAPITRE I: INTRODUCTION19

I-1	CONTEXTE	19
I-2	DESCRIPTION DU CYCLE DU CARBONE ACTUEL	22
I-2.1	La lithosphère	23
I-2.2	L'atmosphère	24
I-2.3	Les écosystèmes continentaux	25
I-2.4	Les océans	27
I-3	PRESENTATION DE LA THESE.....	28
I-3.1	Objectifs	28
I-3.2	Organisation du document	28

CHAPITRE II: TECHNIQUES EXPERIMENTALES31

II-1	QUELQUES NOTIONS DE CHROMATOGRAPHIE EN PHASE GAZEUSE.....	31
II-1.1	Principe	31
II-1.2	Les colonnes de séparation.....	32
II-1.3	Les détecteurs	32
II-1.3.1	Détecteur de conductibilité thermique (TCD).....	32
II-1.3.2	Détecteur à ionisation de flamme (FID)	33
II-2	LA LIGNE D'ANALYSE	34
II-2.1	Ligne initiale	34
II-2.2	Modifications apportées	34
II-2.3	Caractéristiques techniques des composants et paramètres courants d'utilisation du chromatographe	36
II-3	SEQUENCE DE MESURE.....	38
II-3.1	Ligne d'extraction	38

II-3.2	Préparation des échantillons	39
II-3.3	Séquence de mesure	39
II-3.4	Présentation d'un chromatogramme caractéristique	41
II-4	DIFFERENTS TYPES D'ETALONNAGE	41
II-5	CONCLUSIONS.....	43
CHAPITRE III : LES ARCHIVES GLACIAIRES : VALIDITE DES ENREGISTREMENTS		45
III-1	PIEGEAGE DES GAZ DANS LA GLACE	45
III-1.1	Formation des bulles d'air.....	46
III-1.2	Différence d'âge air-glace.....	48
III-1.3	Altération du signal atmosphérique au cours du transport et du piégeage des gaz	49
III-1.4	Formation des clathrates	52
III-1.5	Conclusions	55
III-2	COMPARAISON DES ENREGISTREMENTS CO ₂ ANTARCTIQUE ET GROENLAND	55
III-3	MESURE DU RAPPORT O ₂ /N ₂ :	57
III-3.1	Intérêt théorique de la mesure de O ₂ /N ₂ :	58
III-3.2	Représentativité du rapport O ₂ /N ₂ : l'Holocène	61
III-3.2.1	Description des échantillons utilisés.....	61
III-3.2.2	Profils obtenus par extraction sèche.....	61
III-3.2.3	Hypothèses sur la divergence des enregistrements dans la partie basse des profils ...	63
III-3.2.4	Mesures du rapport O ₂ /N ₂ par micro-spectrométrie Raman.....	65
III-3.2.5	Evolution du δ(O ₂ /N ₂) obtenu par fusion-regel.....	66
III-3.2.6	Mesure des variations du δ(O ₂ /N ₂) dans l'air du névé	68
III-3.2.7	Conclusion sur la représentativité des mesures du rapport O ₂ /N ₂	69
III-3.3	Mesures du δ(O ₂ /N ₂) sur la période 420 000 – 150 000 ans BP	70
III-3.3.1	Comparaison des variations simultanées du CO ₂ et du δ(O ₂ /N ₂). Extraction sèche ...	71
III-3.3.2	Mesure du δ(O ₂ /N ₂) extrait par fusion-regel.....	74
III-3.4	Conclusions sur la mesure du δ(O ₂ /N ₂) dans les glaces polaires, conséquences sur celle du CO ₂	76
CHAPITRE IV : QUATRE CYCLES CLIMATIQUES A VOSTOK.....		79
IV-1	HISTOIRE DU CLIMAT DE LA TERRE.....	79
IV-2	LE FORAGE DE VOSTOK.....	80
IV-2.1	Présentation.....	80
IV-2.2	Les différents paramètres et espèces mesurés le long de la carotte et leur signification climatologique.	83
IV-2.3	Datation de la carotte	88
IV-3	LE CLIMAT EN ANTARCTIQUE AU COURS DES DERNIERS 420 000 ANS	89

IV-4 LES VARIATIONS DE LA TENEUR ATMOSPHERIQUE EN CO ₂ AU COURS DES 4 DERNIERS CYCLES CLIMATIQUES	91
IV-4.1 Description détaillée du profil de CO ₂	92
IV-4.1.1 Description des mesures.....	93
IV-4.1.2 Les variations du CO ₂	94
IV-4.2 Comparaison des données CO ₂ de Vostok avec d'autres données existantes	96
IV-4.2.1 Comparaison avec d'autres enregistrements sur le premier cycle climatique	96
IV-4.2.2 Comparaison avec une autre série de mesures pour les transitions climatiques II et III	97
IV-4.2.3 Conclusion.....	100
IV-5 LA RELATION CO ₂ -CLIMAT, QUELS SCENARIOS POSSIBLES?.....	101
IV-6 AUTRES PARAMETRES CLIMATIQUES ENREGISTRES DANS LA CAROTTE DE VOSTOK ET LEUR CORRELATION AVEC L'ENREGISTREMENT DU CO ₂	104
IV-6.1 Variations de la concentration en CH ₄ et température de l'hémisphère Nord ...	105
IV-6.2 δ ¹⁸ O _{atm} et niveau des mers	106
IV-6.4 Concentration en poussières comme reflet des conditions environnementales en Amérique du Sud	114
IV-6.5 Récapitulatif des enregistrements comparés aux variations du CO ₂ atmosphérique et signification climatique qui leur est attribuée.....	117
IV-7 EXAMEN DE LA SEQUENCE TEMPORELLE DES EVENEMENTS LORS DES 4 DERNIERES TRANSITIONS CLIMATIQUES.....	118
IV-7.1 Séquence à mi-variation.....	120
IV-7.2 Séquence lors des débuts de transition.....	122
IV-7.2.1 Variations du CO ₂ et du CH ₄	124
IV-7.2.2 Relation CO ₂ -climat en Antarctique	125
IV-7.2.3 Relation CO ₂ -volume de glace.....	127
IV-7.2.4 Relation CO ₂ -conditions environnementales en Amérique du Sud.....	130
IV-7.2.5 Relation CO ₂ -Température de l'hémisphère Nord.....	131
IV-7.2.6 Température Nord et volume de glace.....	131
IV-7.3 Durée des transitions climatiques	132
IV-7.4 Particularité de la transition Dernier Maximum Glaciaire (DMG)-Holocène ...	133
IV-8 PERIODICITE DES ENREGISTREMENTS ET THEORIE ASTRONOMIQUE DES CLIMATS	135
IV-8.1 Rappels concernant la théorie astronomique des climats	135
IV-8.1.1 Les paramètres orbitaux de la Terre	136
IV-8.1.2 Le paradoxe du cycle de 100 000 ans	138
IV-8.2 Analyse spectrale	141
IV-8.2.1 Choix des paramètres de l'analyse spectrale	142
IV-8.2.2 Présentation des spectres	142
IV-8.2.3 Analyse spectrale croisée	145
IV-8.3 Conclusions	151
IV-9 CONCLUSIONS GENERALES.....	152

CHAPITRE V: MECANISMES SUSCEPTIBLES D'EXPLIQUER LES VARIATIONS GLACIAIRE-INTERGLACIAIRES DE LA TENEUR EN CO₂ DE L'ATMOSPHERE.....	155
V-1 MODIFICATIONS GLACIAIRE-INTERGLACIAIRES DU CYCLE DU CARBONE.....	155
V-1.1 Les écosystèmes continentaux	156
V-1.2 L'océan.....	158
V-1.2.1 Influence de la physico-chimie de l'océan sur la quantité de CO ₂ dissous.....	158
V-1.2.2 Production biologique marine et cycle du carbone.....	159
V-1.2.3 Circulation océanique et cycle du carbone	162
V-1.3 Conclusion.....	164
V-2 SCENARIOS PROPOSES PRECEDEMMENT.....	164
V-3 RETOUR SUR LA PLACE DES CHANGEMENTS DU NIVEAU MARIN DANS LA SEQUENCE DES EVENEMENTS.....	167
V-3.1 δ ¹⁸ O _{atm} : marqueur temporel des variations du niveau marin ?.....	168
V-3.2 Scénarios basés sur l'augmentation du niveau des mers	174
V-3.3 Conclusion quant à l'implication des changements du niveau des mers sur les variations de la teneur en CO ₂ de l'atmosphère	177
V-4 PARALLELISME DES VARIATIONS DU CO ₂ DANS L'ATMOSPHERE ET DE LA QUANTITE DE POUSSIERES CONTINENTALES PARVENANT A VOSTOK.....	178
V-4.1 Relation CO ₂ -poussières continentales à Vostok.....	178
V-4.2 Causes possibles de la variation de la concentration en poussières de la glace de Vostok.....	182
V-4.2.1 Conditions environnementales actuelles en Amérique du Sud (Patagonie)	182
V-4.2.2 Modifications de ces conditions en période glaciaire	182
V-5 MECANISMES POSSIBLES DES VARIATIONS GLACIAIRE-INTERGLACIAIRES DU CO ₂ DANS L'ATMOSPHERE.....	185
V-5.1 Apport éolien vers l'océan	186
V-5.1.1 Fertilisation de l'Océan Austral par apport éolien de fer	188
V-5.1.2 Variation de l'alcalinité (du pH) de l'Océan Austral.....	189
V-5.2 Modifications de l'étendue de glace de mer dans l'Océan Austral.....	190
V-5.2.1 Influence de l'insolation	193
V-5.2.2 Influence de la circulation océanique	195
V-6 CONCLUSIONS	199
 CHAPITRE VI : CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES	199
 REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES	203
 ANNEXE A: CALCUL DU δO₂/N₂.....	217
 ANNEXE B : PUBLICATIONS ASSOCIEES A CE TRAVAIL	221

LISTE DES FIGURES ET TABLEAUX

FIGURES DU CHAPITRE I

<u>Figure I- 1</u> : Evolution de la température moyenne annuelle globale depuis 1856.....	20
<u>Figure I- 2</u> : Le cycle global du carbone (d'après IPCC, 1995).....	23

TABLEAU DU CHAPITRE I

<u>Tableau I- A</u> : Quantification des différentes sources anthropiques de CO ₂ et répartition au sein des différents réservoirs, sur la période 1980-1989 (d'après IPCC, 1995).....	25
---	----

FIGURES DU CHAPITRE II

<u>Figure II- 1</u> : Configuration initiale de la ligne d'analyse.....	34
<u>Figure II- 2</u> : Ligne d'analyse modifiée.	35
<u>Figure II- 3</u> : Schéma de la ligne d'extraction.....	38
<u>Figure II- 4</u> : Exemple de chromatogramme	41
<u>Figure II- 5</u> : Déviation de la teneur en CO ₂ d'un échantillon par rapport à la moyenne sur un niveau, en fonction de la quantité d'eau présente.....	43

TABLEAUX DU CHAPITRE II

<u>Tableau II-A</u> : Caractéristiques techniques des colonnes utilisées	37
<u>Tableau II-B</u> : Températures d'utilisation des différentes composantes du chromatographe..	37
<u>Tableau II-C</u> : Débits des différents gaz.....	37
<u>Tableau II-D</u> : Temps de rétention des espèces étudiées	37

FIGURES DU CHAPITRE III

<u>Figure III- 1</u> : Transformation de la neige en glace à la surface des calottes polaires.	46
<u>Figure III- 2</u> : Comparaison des mesures CO ₂ issues de différentes carottes antarctiques et réalisées avec différents processus expérimentaux avec les mesures directes de l'atmosphère.	51

<u>Figure III- 3</u> : Diagramme des pressions de dissociation des hydrates en fonction de la température, comparaison avec l'apparition des clathrates observée à 3 sites différents.	53
<u>Figure III- 4</u> : Variations temporelles du $\delta(O_2/N_2)$ et du CO_2 enregistrées dans les carottes antarctiques de BH7 et D47.	62
<u>Figure III- 5</u> : Comparaison des enregistrements CO_2 issus de l'analyse des carottes de BH7 et de Taylor Dome, entre 0 et -12 000 ans.	63
<u>Figure III- 6</u> : Comparaison des valeurs du $\delta(O_2/N_2)$ obtenues à BH7 et D47 en fonction de la méthode d'extraction des gaz.	67
<u>Figure III- 7</u> : Evolution du $\delta(O_2/N_2)$ dans l'air des névés de Queen Maud Land et Devon Island en fonction de la profondeur.	68
<u>Figure III- 8</u> : Variations simultanées du CO_2 et du $\delta(O_2/N_2)$ à Vostok entre 420 et 150 ka BP.	71
<u>Figure III- 9</u> : Comparaison des valeurs du $\delta(O_2/N_2)$ obtenues sur les mêmes niveaux, après extraction humide ou sèche des gaz.	75
<u>Figure III- 10</u> : Variations du $\delta(O_2/N_2)$ et du rayon moyen des clathrates à Vostok en fonction de la profondeur.	76

TABLEAUX DU CHAPITRE III

<u>Tableau III- A</u> : Paramètres caractérisant deux névés différents.	47
<u>Tableau III- B</u> : Variation glaciaire-interglaciaire de la température et de la profondeur du close-off à Vostok.	50
<u>Tableau III- C</u> : Caractéristiques des forages et des échantillons à BH7 et D47.	61
<u>Tableau III- D</u> : valeurs moyennes du $\delta(O_2/N_2)$ à D47 en fonction de la profondeur et de la méthode d'extraction.	67
<u>Tableau III- E</u> : Caractéristiques principales des données $\delta(O_2/N_2)$ à Vostok (4 Γ et 5 Γ).	71
<u>Tableau III- F</u> : Résultats de l'expérience de remontée en température de l'échantillon BH7 201.	73

FIGURES DU CHAPITRE IV

<u>Figure IV- 1</u> : Le continent antarctique et les principaux sites de forage.	81
<u>Figure IV- 2</u> : Les différents forages profonds entrepris à Vostok depuis 1980.	82
<u>Figure IV- 3</u> : Comparaison des enregistrements CO_2 et δD en fonction de la profondeur, dans la section 3220-3350 m de la carotte de Vostok.	84
<u>Figure IV- 4</u> : Comparaison des enregistrements CO_2 et δD en fonction de l'âge, dans la section 3320-3350 m de la carotte de Vostok.	85
<u>Figure IV- 5</u> : Comparaison des chromatogrammes de 3 types d'échantillons différents.	85
<u>Figure IV- 6</u> : Variations temporelles du CO_2 , du CH_4 , du $\delta^{18}O_{atm}$, du δD et de la concentration en poussières, mesurées à partir de la carotte de Vostok.	86

<u>Figure IV- 7</u> : Variations temporelles du δD et déviation équivalente par rapport à la température de surface actuelle moyenne (-55.5°C).....	90
<u>Figure IV- 8</u> : Variations temporelles de la teneur en CO_2 de l'atmosphère mesurée à partir de l'analyse de l'air piégé dans la carotte de Vostok.....	93
<u>Figure IV- 9</u> : Vitesse de variation de la teneur en CO_2	95
<u>Figure IV- 10</u> : Comparaison de différentes données CO_2 sur l'Holocène et la dernière transition climatique, en Antarctique.....	97
<u>Figure IV- 11</u> : Comparaison de notre enregistrement CO_2 avec celui du SIO, autour des transitions climatiques II et III.....	98
<u>Figure IV- 12</u> : Comparaison des évolutions temporelles du CO_2 et du δD	101
<u>Figure IV- 13.a</u> : Mise en évidence des périodes transitoires ,dans la relation $CO_2 = f(\delta D)$, dans l'espace de phase.....	103
<u>Figure IV- 13.b</u> : Mise en évidence des périodes transitoires dans le domaine temporel.....	103
<u>Figure IV- 14</u> : Variations temporelles du $\delta^{18}O_{atm}$ et du $\delta^{18}O_{océan}$ exprimées en fonction des chronologies d'origine.....	107
<u>Figure IV- 15</u> : Comparaison et synchronisation des variations du $\delta^{18}O_{atm}$ et de l'insolation du solstice d'été à 20° Nord.....	108
<u>Figure IV- 16</u> : Variations du $\delta^{18}O_{atm}$ en fonction de celles de l'insolation du solstice d'été à 20 ° Nord.....	109
<u>Figure IV- 17</u> : a. Différentiation des relations $\delta^{18}O_{atm} = f(Insol)$;.....	110
b. Visualisation des différentes périodes dans le domaine temporel.....	110
<u>Figure IV- 18</u> : Comparaison de la composante du $\delta^{18}O_{atm}$ non influencée par l'insolation avec les variations du $\delta^{18}O_{océan}$	111
<u>Figure IV- 19</u> : Comparaison des variations du $\delta^{18}O_{atm}$ et de ces composantes δ_{insol} et δ_{mer} en fonction de la chronologie GT4.....	112
<u>Figure IV- 20</u> : Comparaison des variations de la température isotopique et de la concentration en poussières continentales mesurées dans la glace de Vostok.....	115
<u>Figure IV- 21</u> : Comparaison des variations du CO_2 avec celles de la concentration en poussières de la glace et du logarithme Népérien de cette quantité.....	117
<u>Figure IV- 22</u> : Evolutions temporelles du δD , de la quantité de poussières continentales, du CO_2 , du CH_4 et du $\delta^{18}O_{atm}$ à Vostok, lors des 4 dernières transitions glaciaire-interglaciaires.....	119
<u>Figure IV- 23</u> : Schéma décrivant réponses relatives de 2 systèmes à un forçage extérieur.....	122
<u>Figure IV- 24</u> : Evolutions temporelles du CO_2 et du CH_4 , enregistrées à Byrd lors de la dernière transition glaciaire-interglaciaire.....	124
<u>Figure IV- 25</u> : Comparaisons des profils CO_2 obtenus à partir de la carotte de Vostok, au LGGE et au SIO, autour des transitions climatiques II et III.....	126
<u>Figure IV- 26</u> : Variations des insolutions du solstice d'été à 60° Nord et 60° Sud.....	129
<u>Figure IV- 27</u> : Comparaison de l'évolution de la température isotopique des 2 pôles par rapport aux variations du CO_2 , à partir de la synchronisation des enregistrements du CH_4	134
<u>Figure IV- 28</u> : Variations de l'excentricité de l'orbite de la Terre autour du Soleil.....	136

<u>Figure IV- 29</u> : Variations de l’obliquité.....	136
<u>Figure IV- 30</u> : Configuration orbitale de la Terre, de nos jours il y a 11 000 ans.....	137
<u>Figure IV- 31</u> : Illustration du paradoxe du cycle de 100 ka (d’après Imbrie et al., 1993)....	138
<u>Figure IV- 32</u> : Apparition des cycles glaciaire-interglaciaires il y a environ 700 ka.	140
<u>Figure IV- 33</u> : Spectres en fréquences des enregistrements climatiques de Vostok.....	143
<u>Figure IV- 34</u> : Représentation des déphasages calculés pour chaque cycle, entre le δD et les autres paramètres.	147
<u>Figure IV- 35</u> : a. Modification de la forme du profil CO_2 au niveau du stade isotopique 5.5, b. Impact de cette modification dans le domaine spectral.	150

TABLEAUX DU CHAPITRE IV

<u>Tableau IV-A</u> : Espèces et paramètres principaux mesurés sur la carotte de Vostok, et les informations qu’ils procurent.	83
<u>Tableau IV-B</u> : Informations caractérisant le profil CO_2 de l’enregistrement de Vostok sur la période [2342BP – 418 908 BP].....	94
<u>Tableau IV-C</u> : Résumé des variables de l’enregistrement de Vostok sélectionnées, et signification climatologique attribuée.	118
<u>Tableau IV-D</u> : Séquence des événements à mi-variations.	121
<u>Tableau IV-E</u> : Séquence des débuts de transitions climatiques à Vostok.....	123
<u>Tableau IV-F</u> : Durée des transitions pour chaque variable climatique à Vostok.....	132
<u>Tableau IV-G</u> : Analyse spectrale croisée par rapport au deutérium sur les enregistrements de Vostok avec la chronologie GT4	146

FIGURES DU CHAPITRE V

<u>Figure V- 1</u> : Représentation de la circulation océanique globale.	162
<u>Figure V- 2</u> : Variations des différents paramètres lors de la transition climatique I en fonction de la chronologie calée sur les variations du CH_4 à GRIP.	170
<u>Figure V- 3</u> : Comparaison des variations du δD , du CO_2 , du δ_{mer} et du $\delta^{18}O_{atm}$ sur les 2 dernières transitions climatiques.	174
<u>Figure V- 4</u> : Variations du CO_2 et du $\ln(Dust)$ sur 420 000 ans.	178
<u>Figure V- 5</u> : Relation CO_2 - $\ln(Dust)$ dans l’espace de phase.....	179
<u>Figure V- 6</u> : Relation CO_2 - $\ln(Na)$ dans l’espace de phase.....	180
<u>Figure V- 7</u> : Variations simultanées de la concentration en poussières de la glace de Vostok et du pourcentage de présence de Eucampia Antarctica.	185
<u>Figure V- 8</u> : Scénario 1 basé sur l’apport éolien de particules continentales.	187
<u>Figure V- 9</u> : Scénario 2, basé sur l’influence de la glace de mer sur les échanges de CO_2 océan-atmosphère.	191
<u>Figure V- 10</u> : Comparaison des insolation d’été à 65° Nord et 45° Sud.....	194

Figure V- 11 : Proposition de scénario complet des variations glaciaire-interglaciaires de la teneur en CO₂ de l'atmosphère en parallèle à la concentration en poussières de la glace de Vostok..... 198

TABLEAU DU CHAPITRE V

Tableau V- A : Revue des mécanismes proposés pour expliquer les variations glaciaire-interglaciaires de la teneur en CO₂ de l'atmosphère, avantages et inconvénients..... 166

CHAPITRE I

INTRODUCTION

I-1 CONTEXTE

La prévision d'éventuels changements du climat, induits par les activités humaines, passe par une connaissance approfondie du système climatique et des multiples interactions existant entre ses différentes composantes.

Le climat et le cycle du carbone sont en particulier étroitement liés, la teneur en dioxyde de carbone (CO₂) de l'atmosphère étant le témoin privilégié de cette connexion. En effet, la quantité de CO₂ présent dans l'atmosphère reflète la dynamique des échanges de carbone avec les autres réservoirs : océans et continents. Rappelons que les archives polaires à l'origine de ce travail donnent accès à la composante atmosphérique du cycle du carbone. Il est donc essentiel de bien comprendre les interactions possibles entre les différents réservoirs pour interpréter les variations du CO₂ atmosphérique mesurées dans les enregistrements glaciaires.

Depuis la révolution industrielle (vers 1850), les activités humaines consomment de plus en plus d'énergie. Celle-ci est majoritairement extraite des sous-sols de notre planète sous forme de gaz, de pétrole ou de charbon. La combustion de ces produits induit en particulier le rejet de dioxyde de carbone (CO₂) vers l'atmosphère. Les mesures effectuées sur la teneur en CO₂ de l'atmosphère à partir des archives glaciaires portant sur le dernier millénaire, ont mis en évidence une grande stabilité de celle-ci: 280 ± 10 ppmv (partie par million en volume) (Barnola et al., 1995, Etheridge et al., 1996). Elles ont également montré que les rejets anthropiques de CO₂ ont fait passer la concentration de ce gaz dans l'atmosphère à 365 ppmv environ à l'heure actuelle en atmosphère non polluée.

Cette augmentation est à mettre en parallèle avec les variations naturelles de la concentration de ce gaz lors des transitions glaciaire-interglaciaires, qui atteignent environ 100 ppmv en

quelques milliers d'années. Ceci signifie que la modification anthropique de la composition de l'atmosphère en CO₂ est équivalente en amplitude, mais 10 à 20 fois plus rapide que les changements naturels les plus importants.

Le CO₂ fait partie de la famille des gaz dits "à effet de serre" (comme la vapeur d'eau, le méthane (CH₄) ou encore le protoxyde d'azote (N₂O)), ce qui signifie que ces molécules possèdent la propriété de capter l'énergie émise par la surface de la Terre dans les grandes longueurs d'ondes (InfraRouge) et d'en restituer une partie en direction de la surface.

L'effet de serre, majoritairement assuré par la vapeur d'eau, est essentiel à la vie puisqu'on peut montrer par le calcul que, sans lui, la température qui régnerait à la surface de la Terre serait en moyenne de -19° C au lieu des +15° C observés.

La courbe d'évolution de la température moyenne depuis 1856 (Parker et al., 1994) semble par ailleurs indiquer un réchauffement global.

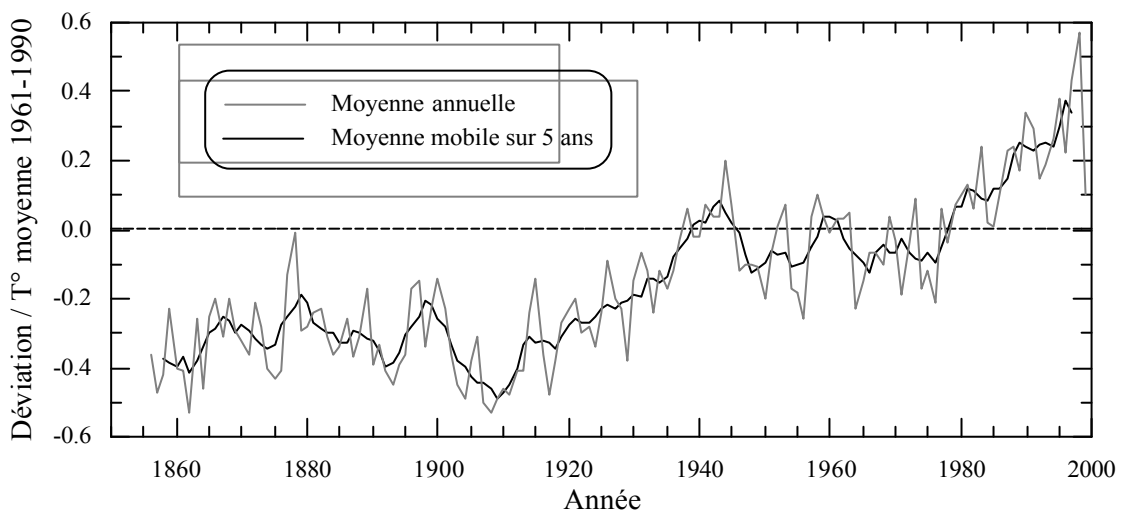


Figure I-1 : Evolution de la température moyenne annuelle globale depuis 1856.

Malgré la variabilité importante des températures d'une année sur l'autre, on constate que la fin du XX^e siècle enregistre la vague de chaleur la plus intense de la période instrumentale. Il semble donc logique de penser que l'effet de serre additionnel, introduit par l'augmentation anthropique des concentrations dans l'atmosphère des gaz à effet de serre participe au réchauffement du climat, mais les mécanismes sont complexes.

Il existe au sein même du système climatique de nombreuses rétroactions susceptibles d'amplifier (rétroaction positive) ou au contraire d'atténuer (rétroaction négative) les

perturbations initiales. De plus, d'autres forçages ont pris place au cours de la même période. On peut ainsi citer l'effet, dans l'hémisphère Nord, des aérosols anthropiques soufrés, qui tendent à refroidir l'atmosphère et donc à masquer une partie du réchauffement induit par l'effet de serre additionnel.

Dans le cas de l'augmentation actuelle de la teneur en CO₂ de l'atmosphère, le rôle de l'océan est important. En effet, ce réservoir contient environ 50 fois plus de carbone que l'atmosphère. Si, dans l'avenir, plus de CO₂ est capté par l'océan, par augmentation de l'activité biologique en réponse à la hausse des températures de surface par exemple, ce milieu va agir comme modérateur des changements climatiques. D'un autre côté, cette même hausse de température diminue la capacité de l'océan à dissoudre le gaz carbonique et la rétroaction, sur la teneur en CO₂ de l'atmosphère, peut donc être positive.

On peut également se demander quel va être l'impact d'une augmentation prévisible du niveau des mers (si la température augmente effectivement aux pôles en particulier) sur la teneur en CO₂ de l'atmosphère.

Les rétroactions entre le climat et les écosystèmes continentaux sont également importantes à prendre en compte. Elles sont, elles aussi, nombreuses et leurs effets peuvent être très différents. Ainsi, une augmentation des températures et des précipitations peut favoriser la photosynthèse et donc la croissance des plantes. Le résultat de ce processus est l'augmentation du stockage du carbone dans ce compartiment (rétroaction négative). Par contre, le stockage de carbone dans les sols tend à diminuer quand la température s'élève, à cause de l'augmentation de la vitesse de décomposition de la matière organique, dans ce cas la rétroaction du cycle du carbone sur le changement climatique est donc positive.

Dans ce travail, nous aborderons l'étude de la composition passée de l'atmosphère, dans le cas du CO₂, en relation avec les changements climatiques naturels (cycles glaciaire-interglaciaires), afin de mieux comprendre les mécanismes responsables de ces variations. Comme le CO₂ de l'atmosphère découle de l'état d'équilibre et des échanges entre les différentes composantes du cycle du carbone, il nous paraît intéressant, dans cette introduction, de dresser un rapide état des lieux de l'état actuel de ce cycle.

I-2 DESCRIPTION DU CYCLE DU CARBONE ACTUEL

Le carbone est l'une des molécules fondamentales à l'élaboration de la vie, combiné à d'autres atomes il existe également sur Terre sous forme inorganique. On rencontre en fait du carbone sous différentes formes dans tous les compartiments qui composent le système planétaire, à savoir, les sous-sols, l'atmosphère, les continents et les océans. Comme nous l'avons vu plus haut, la teneur de l'atmosphère en CO₂ reflète la répartition du carbone au sein des différents réservoirs

Etant donnée la stabilité de la teneur en CO₂ de l'atmosphère avant la révolution industrielle (avant 1800), on considère que les échanges de carbone entre les différents réservoirs étaient, à cette époque, en équilibre dynamique. De nos jours, cet équilibre est perturbé par l'action de l'homme via l'utilisation massive des combustibles fossiles (pétrole, charbon, gaz naturel) et les modifications apportées aux écosystèmes continentaux (agriculture, déforestation).

La situation actuelle est pourtant celle que l'on peut décrire avec le plus de précision même si l'évaluation des stocks et des flux de carbone est difficile et que par conséquent ces estimations sont encore entachées d'incertitudes. Nous nous appuyerons ici principalement sur la description du cycle du carbone pour la décennie 1980-1989 basée sur les estimations des stocks et flux compilés par le "Intergovernmental Panel on Climatic Change" (IPCC dans la suite de ce chapitre) en 1995.

Comme le montre le schéma suivant, les réservoirs de carbone sont de tailles très inhomogènes (données en giga tonnes (10^9 t ou 10^{15} g) de carbone (GtC)) et les flux de carbone échangés entre deux réservoirs (exprimés en GtC/an) sont également très disparates.

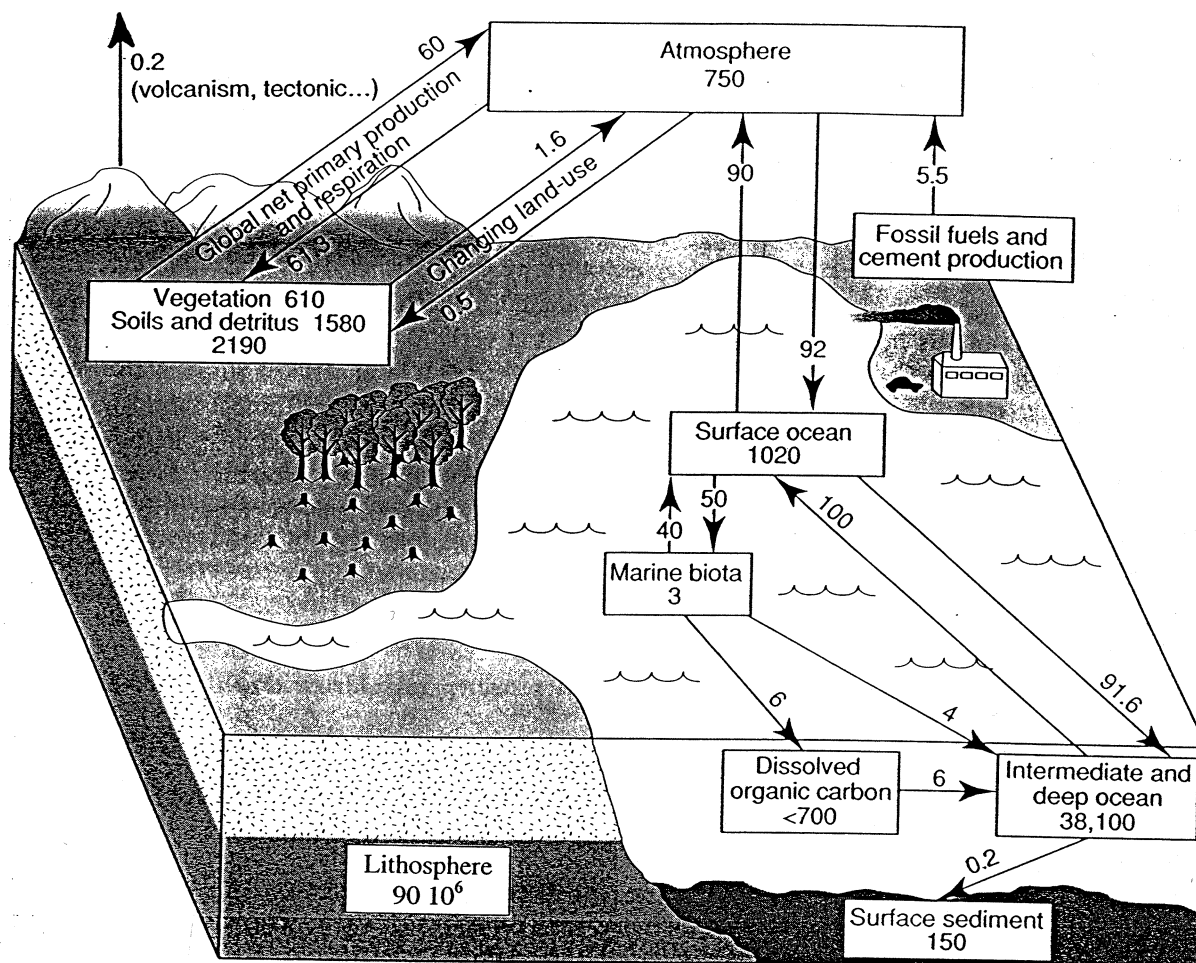


Figure I-2 : Le cycle global du carbone (d'après IPCC, 1995).

Le contenu des réservoirs est exprimé en GtC et les échanges entre les réservoirs en GtC/an.

I-2.1 LA LITHOSPHERE

La croûte terrestre constitue un stock de carbone gigantesque puisqu'elle contient environ 90×10^6 Gt de cet élément (Sundquist, 1993), ce qui représente une quantité de carbone plus de 2 000 fois supérieure à l'ensemble des autres réservoirs réunis. Par contre, les échanges avec ce réservoir sont lents, comme ceux liés à la tectonique des plaques : subduction ou expansion des fonds océaniques, ou encore sporadiques comme les éruptions volcaniques. Les flux d'entrée et de sortie du réservoir lithosphérique sont estimés à 0.2 GtC/an (Sundquist, 1993), ils sont donc très faibles par rapport aux autres flux (cf. figure I-2). De ce fait, on peut

considérer que la lithosphère est relativement inerte vis à vis du cycle naturel du carbone à l'échelle de temps de la centaine de millier d'années qui nous intéresse ici.

Dans ce travail nous nous intéressons essentiellement aux stocks de carbone susceptibles de réagir assez rapidement aux variations climatiques, nous négligerons donc l'influence de la lithosphère sur le cycle du carbone.

Pourtant, il ne faut pas oublier que depuis l'industrialisation massive de la société, l'homme puise l'énergie qu'il consomme dans les sous-sols de notre planète et qu'il a rejeté en moyenne sur la décennie 80 environ 5.5 GtC/an par ce biais (IPCC, 1995).

Un autre processus d'échange de carbone impliquant la croûte terrestre est l'érosion des sols par les eaux de pluie et les rivières, mais cet impact sur la dynamique du cycle du carbone est assez faible (0.8 GtC d'après Siegenthaler et Sarmiento, 1993).

I-2.2 L'ATMOSPHERE

Dans ce réservoir, le carbone est essentiellement présent sous forme de dioxyde de carbone (CO₂) puisque seul 1 % du stock de carbone de l'atmosphère correspond aux autres gaz : le méthane (CH₄) et autres hydrocarbures et le monoxyde de carbone (CO). Dans les budgets de carbone de l'atmosphère ces composés sont négligés (IPCC, 1995).

Actuellement le CO₂ représente environ 0.036 % du volume de l'atmosphère, c'est à dire une masse équivalente à 750 GtC. L'atmosphère ne constitue en fait pas un réservoir de carbone très important, par contre cette quantité augmente à cause de la combustion des énergies fossiles et de la production de ciment au rythme de 3.3 GtC/an sur la décennie 80. En fait, seulement 50 % environ des 7 GtC engendrées chaque année en moyenne par les activités humaines, s'accumulent dans l'atmosphère. Le reste est stocké par les écosystèmes continentaux ou dans l'océan.

Au total, la quantité de carbone anthropique accumulée dans l'atmosphère se monte à environ 160 GtC, ce qui signifie que plus de 20 % du contenu en carbone de l'atmosphère est aujourd'hui une conséquence des activités humaines.

Le détail des estimations de l'impact anthropique sur la répartition du carbone entre les différents réservoirs est donné dans le tableau suivant :

		Flux annuel de carbone vers l'atmosphère (GtC/an)
Sources de CO ₂	(1) Combustion des énergies fossiles et production du ciment	+5.5 ± 0.5
	(2) Modification des écosystèmes tropicaux	+1.6 ± 1.0
	(3) Emissions anthropiques totales : (1) + (2)	+7.1 ± 1.1
Devenir du CO ₂ anthropique	(4) Stockage dans l'atmosphère	+3.3 ± 0.2
	(5) Absorption par l'océan	-2.0 ± 0.8
	(6) Reboisement des forêts de l'hémisphère Nord	-0.5 ± 0.5
	(7) Autres puits terrestres (fertilisation par le CO ₂ , l'azote; effets climatiques) : (3)-(4)+(5)+(6)	-1.3 ± 1.5

***Tableau I- Erreur ! Argument de commutateur inconnu.** : Quantification des différentes sources anthropiques de CO₂ et répartition au sein des différents réservoirs, sur la période 1980-1989 (d'après IPCC, 1995).*

Le flux de carbone anthropique reste cependant faible par rapport aux quantités naturellement échangées chaque année entre l'atmosphère et les autres réservoirs. Il est toutefois suffisant pour perturber le cycle naturel du carbone. En effet, les flux échangés entre l'atmosphère et les réservoirs adjacents (océan et continents) sont élevés (90 et 60 GtC/an respectivement). Le temps de renouvellement de l'atmosphère, c'est à dire le temps nécessaire pour vider complètement ce réservoir de son carbone à flux d'entrée nul et flux de sortie constant, est de l'ordre de 5 ans. L'atmosphère est par conséquent capable d'enregistrer des modifications rapides des échanges avec les autres réservoirs.

I-2.3 LES ECOSYSTEMES CONTINENTAUX

Au total, près de 2 200 GtC sont stockées sur les terres émergées, mais cette quantité est répartie entre deux sous réservoirs de tailles inégales. A la surface de la planète, la végétation

constitue un réservoir d'environ 610 GtC, qui échange activement son carbone avec l'atmosphère (~60 GtC/an). Les 75 % de carbone continental restant (~ 1 600 GtC) sont présents dans les sols et l'humus. On peut calculer que le temps de renouvellement de ce carbone vis à vis de l'atmosphère est approximativement de 40 ans, c'est à dire que des modifications de la quantité mais aussi de la qualité de la biomasse végétale terrestre sont assez rapidement répercutées sur la teneur en CO₂ de l'atmosphère. Les échanges de carbone entre ces deux réservoirs sont assurés par trois processus : la photosynthèse, la respiration et la biodégradation et ils sont régis par l'équilibre chimique suivant :



La photosynthèse, prédominante en présence de radiations solaires, implique la consommation d'une molécule de CO₂ pour le rejet d'une molécule d'oxygène et la synthèse d'une molécule de matière organique. Au contraire la respiration consomme de l'oxygène et rejette du gaz carbonique dans l'atmosphère. La matière organique stockée dans la plante est oxydée à la mort de cette dernière, restituant ainsi du carbone à l'atmosphère.

Il est difficile de quantifier l'impact de l'action humaine sur les interactions entre les écosystèmes continentaux et l'atmosphère, mais depuis la révolution industrielle les écosystèmes continentaux auraient perdu 120 GtC (Siegenthaler et Sarmiento, 1993). Plusieurs processus sont en fait en compétition : d'une part la déforestation qui tend à restituer du carbone à l'atmosphère et d'autre part l'augmentation anthropique du CO₂ dans l'atmosphère qui peut avoir un effet stimulant sur la végétation (phénomène de fertilisation) et par-là même augmenter le stockage du carbone dans ce réservoir. Ajoutons à cela le reboisement actuel de l'hémisphère Nord.

Ces phénomènes ainsi que la fertilisation par l'azote (déposé directement par l'homme pour fertiliser les sols ou par l'intermédiaire de l'atmosphère en tant que résidu de combustion des fuels fossiles) ou encore les effets des changements climatiques sont difficiles à quantifier, mais il semble que le résultat net attribue aux écosystèmes continentaux un rôle de puits global pour les dernières décennies vis à vis du CO₂ anthropique.

Le bilan donné par IPCC (1995) quantifie ce puits à 0.2 GtC/an pour la décennie 80. Il existe par contre une grande disparité géographique du rôle joué par la biosphère continentale puisque les tropiques constituent une zone source de CO₂ pour l'atmosphère (déforestation), contrairement aux moyennes et hautes latitudes (reboisement et croissance des forêts existantes dans l'hémisphère Nord). De plus, l'importance de ce puits extra-tropical semble

beaucoup varier dans le temps (Tans et al. 1990, Ciais et al. 1995, Francey et al. 1995), et pourrait donc répondre à des changements climatiques à une échelle de temps allant de l'année à la décennie (Keeling et al., 1995).

I-2.4 LES OCEANS

Dans les océans, le carbone est présent sous forme organique (~5 %) ou inorganique (~95 %) et peut être dissous ou particulaire. Le réservoir le plus important est constitué par le carbone inorganique dissous total (ΣCO_2) qui inclut CO_2 dissous (~1%), mais surtout les ions bicarbonate (HCO_3^-) et carbonate (CO_3^{2-}). Globalement les $40 \cdot 10^3$ GtC contenues dans les océans constituent le réservoir de carbone le plus important de la planète (après la lithosphère), 50 fois plus gros que le réservoir atmosphérique.

La répartition de ce carbone n'est pas homogène, puisque à elles seules, les eaux intermédiaires et profondes stockent plus de 95 % du carbone océanique. Par contre, seule la fraction présente dans la couche superficielle de l'océan (~1 000 GtC) est susceptible d'échanger directement avec l'atmosphère de telle façon que la pression partielle de CO_2 (p_{CO_2}) dissout dans l'océan de surface tende vers un équilibre local avec celle de l'atmosphère.

Les échanges entre les 2 milieux dépendent des caractéristiques locales de la masse d'eau (température, salinité) et de l'atmosphère (turbulence à l'interface avec l'océan), ils présentent donc des disparités géographiques, ce qui implique que p_{CO_2} varie de manière importante notamment en fonction de la latitude. Afin de tendre vers un équilibre global, les différences sont compensées par le transport du CO_2 dans l'atmosphère. Dans un schéma général, le CO_2 est transporté par la circulation océanique depuis les régions sources (eaux équatoriales chaudes) vers les régions puits (eaux froides des hautes latitudes).

Les biomes marins ne représentent pas un gros stock de carbone (3 GtC), par contre, ils échangent activement ce carbone avec l'atmosphère via les eaux de surfaces, et ils contribuent à exporter du carbone, sous forme de matière organique particulaire, des eaux superficielles vers le fond (pompe biologique).

Vis à vis de la perturbation anthropique, l'océan global agit comme un puits, le flux de carbone de l'atmosphère vers l'océan s'élevant à environ 2 GtC/an sur la décennie 80 (IPCC, 1994). Par contre nous verrons que lors des déglaciations par exemple, l'océan agit comme une source de carbone pour l'atmosphère.

I-3 PRESENTATION DE LA THESE

I-3.1 OBJECTIFS

La récente extension à plus de 3600 m de profondeur du forage glaciaire de Vostok, en Antarctique de l'Est, offre l'opportunité unique d'analyser les variations de la teneur atmosphérique en CO₂ au cours des 420 000 dernières années. Nous pouvons ensuite comparer ce signal aux variations d'autres paramètres d'intérêt climatique enregistrés par cette carotte (CH₄, température, volume de glace, aérosols). Cette étude sur 4 cycles glaciaire-interglaciaires complets, permet de mieux appréhender les interactions complexes existant entre le climat et le cycle du carbone, par l'examen des profils et des relations de phase qui les lient les uns aux autres.

Des mesures préliminaires dans la glace montraient qu'il était possible de mesurer le $\delta(O_2/N_2)$ avec une précision de l'ordre du centième de pour cent, précision suffisante pour permettre la mesure des variations glaciaire-interglaciaires de la concentration en O₂ de l'atmosphère.

Celles-ci sont liées aux changements de teneur en CO₂ de l'atmosphère par les phénomènes de photosynthèse-respiration, mais relativement indépendantes des processus océaniques influençant le CO₂. La mesure du $\delta(O_2/N_2)$ complète donc celle du CO₂ et peut être un moyen de discerner la composante biosphérique des variations du CO₂ de celle imputable à l'océan.

Dans cette perspective nous avons conçu un dispositif expérimental permettant l'analyse en parallèle de la concentration en CO₂ et du rapport O₂/N₂ dans les échantillons de glace.

I-3.2 ORGANISATION DU DOCUMENT

Dans un premier temps (Chapitre II), j'exposerai brièvement les techniques expérimentales (broyage et analyse) retenues pour cette étude, en faisant apparaître les modifications que j'ai apportées pour permettre l'analyse simultanée des composés CO₂, O₂ et N₂.

Je discuterai ensuite de la légitimité de l'utilisation des archives glaciaires comme témoins des changements de composition de l'atmosphère en particulier du point de vue du CO₂. Pour

cela, les différents processus conduisant au piégeage des gaz au sein de la glace ainsi que les modifications de composition du mélange atmosphérique qu'ils peuvent engendrer seront examinés (section 1 du chapitre III). Nous verrons également que l'analyse du rapport O_2/N_2 par différentes méthodes (chromatographie, spectrométrie Raman) permet de tester l'influence de la méthode d'extraction des échantillons sur les résultats (paragraphe III-3).

Au chapitre IV, après un bref aperçu de l'histoire du climat de notre planète, les enregistrements issus de la carotte de Vostok seront abordé plus spécifiquement. L'enregistrement CO_2 sera décrit en détail puis comparé aux autres variables mesurées (δD , CH_4 , $\delta^{18}O_{atm}$, poussières continentales) dont je donnerai une interprétation climatique (cf. IV-6). Enfin, j'étudierai sous 2 angles différents (domaine temporel (section 7) et spectral (section 8)) les relations de phase existant entre les variables mesurées dans l'enregistrement de Vostok, dans le but d'éclaircir les mécanismes provoquant les variations glaciaire-interglaciaires de la teneur en CO_2 de l'atmosphère.

Finalement le chapitre V sera consacré à l'élaboration de plusieurs scénarios visant à expliquer les changements de concentration de l'atmosphère en CO_2 lors des transitions climatiques. Pour cela, les contraintes temporelles mises en évidence dans le chapitre précédent seront exploitées. J'intégrerai également les informations prodiguées par d'autres enregistrements et études paléo-climatiques dans ces schémas. A la section 5, l'interprétation des variations du $\delta^{18}O_{atm}$, en tant que marqueur temporel des changements du niveau marin, sera discutée et les implications sur la séquence des évènements lors des transitions climatiques étudiées.

Le sixième et dernier chapitre sera quant à lui consacré aux conclusions à apporter à ce travail de thèse et aux perspectives qui en découlent.

CHAPITRE II

TECHNIQUES EXPERIMENTALES

II-1 QUELQUES NOTIONS DE CHROMATOGRAPHIE EN PHASE GAZEUSE

Dans ce paragraphe je ne rappellerai que les éléments de base de la chromatographie en phase gazeuse. Pour plus de détails voir par exemple le livre de J. Tranchant et les références qui y sont citées.

II-1.1 PRINCIPE

Le principe de base en chromatographie est la séparation puis la détection quantitative des éléments composant un mélange, gazeux dans notre cas. La séparation des différents solutés est assurée par une colonne contenant des poudres adsorbantes. Elle est suivie d'un détecteur dont le rôle est de quantifier la présence de ces éléments.

Quand on introduit un soluté en phase vapeur dans la colonne chromatographique, il est poussé par le gaz qui parcourt continuellement cette colonne (gaz vecteur). Il s'établit en chaque point de la colonne un équilibre entre la fraction de soluté retenue par la phase fixe et celle qui perdure dans la phase mobile, le coefficient de partage K définit cette répartition.

Le temps total de parcours de la colonne par le soluté appelé temps de rétention dépend de K . Si on introduit un mélange de solutés dont les coefficients de partage vis à vis de la phase fixe sont différents, ils sortent de la colonne à des temps différents et sont donc séparés.

A débit constant du gaz vecteur, on sépare en général d'autant mieux les solutés que la température de la colonne est basse. Par contre les pics sont plus élargis, et même déformés si la température est trop basse. Le jeu consiste donc à obtenir un compromis entre la définition des pics, leur séparation et les temps d'élution.

II-1.2 LES COLONNES DE SEPARATION

Pour l'étude des composés atmosphériques, il existe essentiellement deux types de colonnes séparatrices intéressantes : celles qui séparent le CO₂ des autres gaz dans un temps raisonnable, et celles qui permettent la séparation de O₂ et N₂, mais qui retiennent le CO₂ très longtemps.

Pour les besoins de notre étude, il faut séparer de l'échantillon gazeux initial à la fois O₂, N₂ et CO₂ dans de bonnes conditions, c'est à dire des pics les plus fins et symétriques possible et des temps de rétentions compatibles avec l'analyse de nombreux échantillons.

Pour répondre à cet objectif, nous utilisons d'abord une colonne Porapak qui sépare le CO₂ du reste de l'échantillon, puis un Tamis Moléculaire d'où (O₂+Ar) et N₂ sont élués à des temps différents. Les caractéristiques techniques de ces deux colonnes sont données ultérieurement.

La séparation entre O₂ et Ar n'est pas réalisée par notre dispositif, elle est en fait délicate parce que les deux molécules possèdent des tailles comparables ($3.467 \cdot 10^{-8}$ et $3.541 \cdot 10^{-8}$ cm respectivement pour les diamètres de collision d'après Craig et al., 1988), elles présentent donc des affinités voisines pour les phases stationnaires des colonnes. La séparation de O₂ et Ar est néanmoins possible sur tamis moléculaire à basse température (-70°C) ou avec des colonnes très longues (10 m par exemple).

II-1.3 LES DETECTEURS

Ils sont destinés à transmettre les profils des courbes d'éluion des constituants, à la sortie de la colonne de chromatographie. Un bon détecteur doit posséder : une bonne stabilité, une grande sensibilité et un temps de réponse suffisamment court pour suivre les changements de composition de l'effluent.

On peut distinguer les détecteurs différentiels des détecteurs intégraux. Les premiers mettent en jeu la différence entre deux grandeurs physiques tandis que les autres intègrent une grandeur.

II-1.3.1 Détecteur de conductibilité thermique (TCD)

Principe : un courant d'intensité constante parcourt un élément (fil métallique ou thermistance) sensible à la température, placé dans un flux gazeux. Quand l'équilibre

énergétique est atteint, cet élément est porté à une certaine température. Celle-ci est fonction de l'intensité du courant, de la conductibilité thermique du milieu gazeux et des autres pertes d'énergie. L'arrivée d'un soluté ayant une conductivité différente de celle du gaz vecteur provoque une modification de la conductibilité thermique du milieu. Dans ces conditions il y a variation de la température de l'élément sensible et par conséquent de sa résistance électrique. C'est le contraste de conductivité thermique qui détermine la sensibilité du détecteur.

Le TCD est le détecteur différentiel par excellence, il mesure la différence de conductibilité thermique entre la cellule de référence et celle de mesure. Dans notre cas, on détecte la différence de conductivité thermique des composés par rapport à celle de l'hélium.

Ce type de détecteur présente l'avantage d'être universel et de ne pas détruire les produits analysés. Cette propriété importante nous a permis d'insérer en aval du TCD un autre détecteur, plus sensible : le FID.

Afin d'assurer la stabilité du TCD tout ce qui contribue à modifier la température de l'élément sensible doit être exclu. Il est nécessaire que le débit du gaz vecteur soit constant, ainsi que la température de la cellule. Dans notre cas, le détecteur est placé dans une enceinte thermostatée à 100 °C.

II-1.3.2 Détecteur à ionisation de flamme (FID)

Le FID fait partie de la classe des détecteurs spécifiques très sensibles, il est également l'un des plus utilisés. Contrairement au TCD, il effectue une mesure destructive.

Principe : une flamme d'hydrogène brûle dans l'air en produisant des ions, la présence dans la flamme d'un produit inflammable modifie cette production. Le courant ionique (environ 10^{-12} A) est collecté par une électrode. La réponse du FID est proportionnelle à la masse de soluté qui passe par seconde dans le brûleur.

Ce système est particulièrement stable si les débits des différents gaz sont maintenus constants. L'expérience montre que plus le débit d' H_2 est faible, plus le rapport signal / bruit est bon. Par contre un débit minimum est nécessaire au maintien de la flamme lors des variations de débits du gaz vecteur occasionnées par les mouvements de vannes. Les variations du débit d'air ont beaucoup moins d'influence, mais il existe tout de même un minimum au-dessous duquel la flamme est instable.

II-2 LA LIGNE D'ANALYSE

I.2.1 LIGNE INITIALE

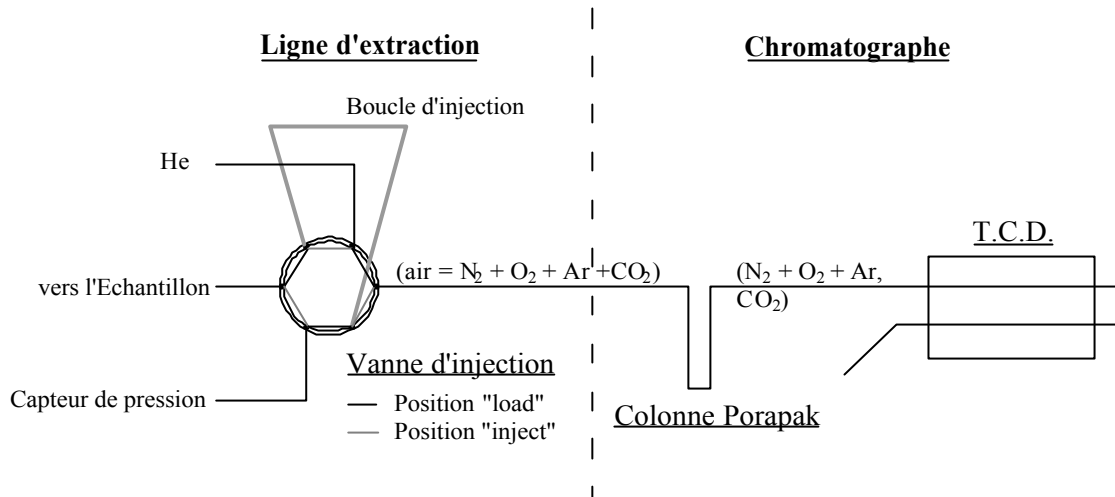
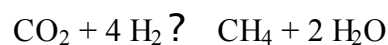


Figure II-1 : Configuration initiale de la ligne d'analyse.

Avec cette ancienne configuration le CO_2 est séparé du reste de l'échantillon ("air") par une colonne de type Porapak, la détection s'effectue ensuite grâce à un détecteur de conductibilité thermique (TCD). Dans ce cas de figure, la précision obtenue sur le CO_2 est d'environ 5 ppmv (Barnola et al., 1991).

II-2.2 MODIFICATIONS APPORTEES

Des modifications de la ligne originelle ont été effectuées afin de répondre à 2 objectifs distincts. En priorité, il s'agissait d'améliorer la détection du CO_2 . Nous avons donc choisi de mesurer les quantités de ce gaz présentes dans nos échantillons au moyen d'un FID, détecteur plus sensible que le TCD. Pour cela, il faut d'abord transformer le CO_2 en CH_4 . Cette transformation se fait grâce à un méthaniseur, qui consiste en fait en une colonne à l'intérieur de laquelle le CO_2 est réduit sur un lit de nickel après ajout d'hydrogène selon la réaction :



La précision sur la détection du CO₂ que nous obtenons maintenant est de 2 à 3 ppmv, elle a donc été améliorée d'un facteur 2 environ par rapport à l'ancienne configuration de la ligne et à la détection du CO₂ par un TCD.

De plus, nous voulions rendre possible l'analyse simultanée du dioxyde de carbone, de l'oxygène et de l'azote, pour des raisons qui seront exposées au paragraphe III-3. Comme la présence d'oxygène est incompatible avec le bon fonctionnement du méthaneiseur, nous avons placé une vanne de dérivation (4 voies) en amont de celui-ci, et profité de cette opportunité pour mettre en place l'analyse de l'azote et de l'oxygène.

Mais, d'autres modifications ont dû être effectuées pour parvenir à cet objectif. La séparation de (O₂ + Ar) et de N₂ est assurée par une colonne supplémentaire (Tamis Moléculaire) placée en aval de la colonne Porapak, et isolée du reste de la ligne d'analyse (méthaneiseur, FID) par une vanne 4 voies installée dans le corps du chromatographe.

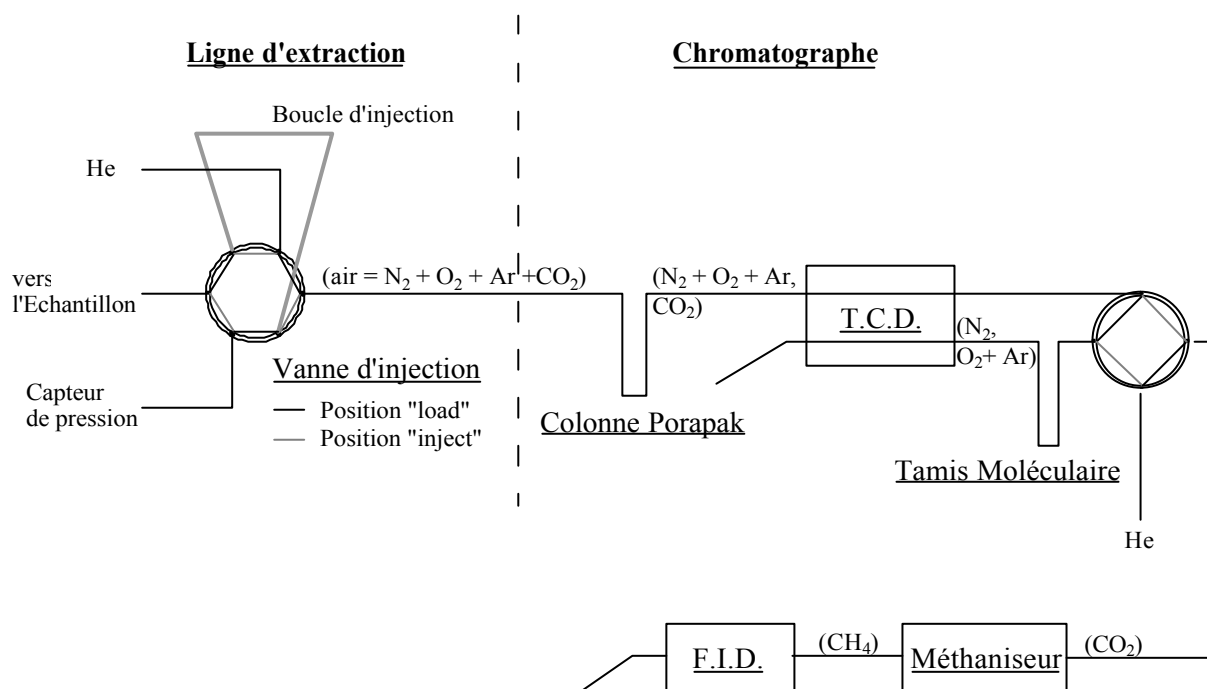


Figure II- 2 : Ligne d'analyse modifiée.

Comme nous l'avons signalé, la séparation de O₂ et Ar est délicate étant donné que notre objectif principal demeure l'analyse de la teneur en CO₂ de nos échantillons. En conséquence, les pics dénommés "O₂" dans nos chromatogrammes prennent en compte le nombre total de molécules d'O₂ et d'Ar. Malgré tout, l'argon étant une espèce chimiquement inerte et sa

quantité supposée constante à l'échelle de temps qui nous intéresse, il m'a été possible de corriger mes résultats de ce biais (voire Annexe).

Il reste cependant qu'une amélioration de la mesure du $\delta(\text{O}_2/\text{N}_2)$ passe par la séparation de l'Ar et l' O_2 .

Dans la position "load" de la vanne d'injection (6 voies), le gaz à analyser envahit la boucle d'injection, on en lit la pression sur le capteur Barocel. Dans cette position, la ligne d'analyse est maintenue sous un flux constant d'hélium.

Lorsque la vanne d'injection bascule dans la position "inject", le gaz composé d'un mélange de N_2 , O_2 , Ar, CO_2 (plus les composés mineurs qui ne sont pas étudiés dans ce travail) est poussé par le gaz vecteur (He) vers le chromatographe. Le gaz est d'abord introduit dans la colonne Porapak à 40°C. Les propriétés d'adsorption-désorption de cette colonne permettent la séparation de "l'air" ($\text{N}_2+\text{O}_2+\text{Ar}$) et du CO_2 respectivement 1.91 et 4.14 minutes après l'injection du mélange.

Dans un premier temps la vanne 4 voies dirige l'air vers la seconde colonne, le Tamis Moléculaire sépare le mélange en O_2+Ar et N_2 . Les temps d'élution de ces espèces sont respectivement 2.52 et 2.79 minutes, elles sont détectées par le TCD sur la seconde branche de ce détecteur différentiel.

Avant la désorption du CO_2 de la colonne Porapak, la vanne 4 voies est basculée afin d'acheminer ce gaz vers le méthaniseur.

Au total un chromatogramme dure 5.12 minutes, au lieu d'environ 4 minutes avec l'ancienne configuration de la ligne d'analyse. D'après les principes de base de la chromatographie, plus le temps d'élution d'un composé (ici le CO_2) est tardif, moins bonne est la définition du pic. Cependant, grâce à la détection par le FID nous avons tout de même améliorée la précision de la détection du CO_2 d'un facteur 2 environ.

II-2.3) CARACTERISTIQUES TECHNIQUES DES COMPOSANTS ET PARAMETRES COURANTS D'UTILISATION DU CHROMATOGRAPHE

Le chromatographe utilisé dans ce travail est un appareil Varian, de type GC 3 300. Les caractéristiques des colonnes de séparation sont les suivantes :

	Porapak	Tamis Moléculaire 5Å
Nature du tube	Inox	Inox
Longueur	2 m	1 m
Diamètre intérieur	1/8''	1/8''
Remplissage	80/100 Mesh	80/100 Mesh

Tableau II-A : Caractéristiques techniques des colonnes utilisées

De nombreuses mises au point ont été nécessaires afin de déterminer le jeu de paramètres (débits des différents gaz, températures des colonnes et des détecteurs) permettant de concilier amplitude et séparation maximales des pics, et durée d'analyse raisonnable.

Finalement, les conditions d'utilisation du chromatographe sont résumées dans les deux tableaux suivant.

	Détecteurs (TCD et FID)	Méthaniseur	Colonnes (Porapak et Tamis Moléculaire)
Température	100°C	400°C	40°C

Tableau II-B : Températures d'utilisation des différentes composantes du chromatographe

	He (gaz vecteur)	H₂ FID	H₂ méthaniseur	Air
Débits (ml/min)	24.5	35.2	30.5	365

Tableau II-C : Débits des différents gaz

En respectant les conditions fixées par les 2 tableaux ci-dessus, on obtient des chromatogrammes où chaque composé gazeux est caractérisé par un temps de rétention qui lui est propre. Ces temps sont répertoriés dans le tableau suivant

Composé gazeux	O ₂ +Ar+N ₂ ("air")	O ₂ +Ar	N ₂	CO ₂
Temps de rétention (minute)	1.91	2.52	2.79	4.14

Tableau II-D : Temps de rétention des espèces étudiées

Ces paramètres ont pu légèrement varier au cours du temps en fonction des conditions extérieures et l'état d'encrassement des colonnes par exemple, mais ils étaient vérifiés et ajustés régulièrement.

Afin de débarrasser le Tamis Moléculaire d'impuretés rendant la séparation des pics O_2 et N_2 moins efficace, la colonne est régulièrement chauffée à $120\text{ }^\circ\text{C}$ pendant 10 heures.

II-3 SEQUENCE DE MESURE

II-3.1 LIGNE D'EXTRACTION

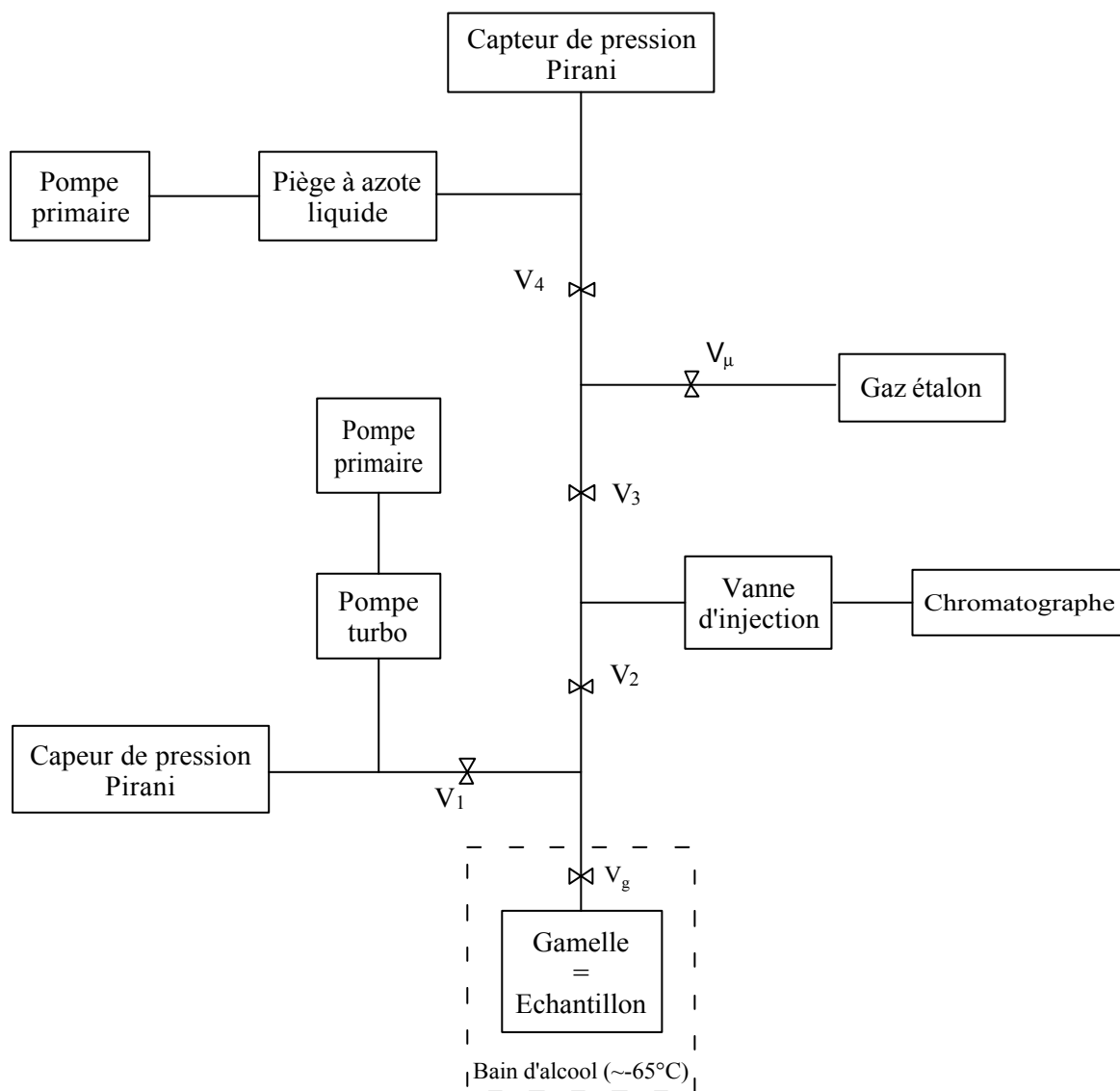


Figure II- 3 : Schéma de la ligne d'extraction.

II-3.2 PREPARATION DES ECHANTILLONS

La glace est découpée en chambre froide à -20°C . L'échantillon est tout d'abord examiné à l'œil nu, afin de repérer d'éventuelles fractures apparues lors de l'extraction de la carotte, de sa relaxation, du transport ou pendant son stockage.

Dans une zone saine, on découpe si possible un cube d'environ 4 cm de côté, équivalant à 40-50 g de glace. Si la carotte présente des fractures visibles à l'œil nu, on y prélève la masse totale en 2 morceaux de glace compacte. La masse totale de l'échantillon est mesurée précisément.

L'échantillon est ensuite introduit dans un récipient en inox (gamelle) contenant 8 billes de tailles différentes (3 d'un diamètre de 12 mm et 5 de 8 mm) également en inox, le tout préalablement refroidi à la température de la chambre froide.

La gamelle est fermée, l'étanchéité est assurée par un fin ruban d'indium placé entre le corps de la gamelle et son couvercle. Le tout est placé dans un bain isotherme (T°_{bain} en début de séquence $\sim -65^{\circ}\text{C}$) d'alcool refroidi à l'azote liquide.

II-3.3 SEQUENCE DE MESURE

Le système décrit plus haut est connecté à la ligne d'extraction par l'intermédiaire d'un raccord Leybold. La vanne V_2 est fermée, isolant l'échantillon du reste du dispositif. Les vannes V_1 et V_g sont ouvertes. Grâce au groupe de pompage l'air présent dans la gamelle est évacué pendant une demi-heure, la pression contrôlée sur le capteur Pirani devient alors inférieure à 10^{-3} mbars.

Simultanément, on procède à l'étalonnage. Cette étape consiste à déterminer la réponse des détecteurs à partir d'un gaz (gaz étalon) dont les concentrations en CO_2 , O_2 et N_2 connues, dans une gamme de pression (de 5 à 25 mbars en moyenne), correspondant à celle que l'on récupère généralement dans un échantillon. Pratiquement le gaz étalon utilisé dans ce travail contient 258 ppmv de CO_2 (± 2 ppmv), 20.79 % d' O_2 (± 1 %) et le complément en N_2 .

Le gaz étalon a fait l'objet de plusieurs inter-calibrations, afin d'assurer la validité des mesures. Lors de la dernière en date (Sowers et al., 1997), notre gaz étalon a été comparé à des mélanges de référence fournis par la NOAA. Il en résulte que la teneur en CO_2 du gaz étalon que nous utilisons est de 258 ± 1 ppmv.

Pendant la phase d'étalonnage, V_2 et V_4 sont fermées, V_3 est ouverte. A l'aide de la vanne micrométrique V_μ , on fixe la pression de gaz étalon, contrôlée par le capteur Barocel situé au niveau de la boucle d'injection, la vanne d'injection étant en position "load". On bascule ensuite cette vanne en position "inject", le gaz étalon est alors poussé par le gaz vecteur dans le chromatographe.

A l'issue des 30 min de pompage sur la gamelle, on teste l'étanchéité de celle-ci en la laissant en vide statique : V_1 et V_3 sont fermées, V_2 est ouverte. On contrôle la qualité du vide par l'intermédiaire du capteur Barocel connecté à un enregistreur Sefram qui permet la visualisation de l'évolution du vide entre la gamelle et le capteur de pression. Si aucune fuite n'est détectée dans le système, V_g et V_2 sont fermées et la gamelle est déconnectée de la ligne afin de procéder à l'étape suivante.

De retour en chambre froide, la gamelle sous vide est installée sur le broyeur qui lui communique un mouvement vertical. Les billes d'inox qu'elle contient vont heurter la glace. Les chocs inox-glace et glace-glace vont contribuer à réduire l'échantillon de glace en poudre, libérant ainsi le gaz qui y était emprisonné. Le temps de broyage total est de 1.5 minutes, mais il est divisé en 3 séquences de 15 , 45 et 30 s. Avant le broyage et entre chaque séquence, le serrage des 4 boulons assurant la fermeture de la gamelle est vérifié à l'aide d'une clef dynamométrique.

La gamelle est replacée dans le bain d'alcool et reconnectée à la ligne d'extraction. V_1 est ouverte, on pompe jusqu'à V_g (fermée) pendant environ 15 minutes afin de purger la connexion, alors que l'étalonnage se poursuit.

On procède finalement à trois détente successives de l'échantillon. V_3 et V_1 sont fermées, V_2 est ouverte, et la vanne d'injection est en position "load". On ouvre V_g : le gaz se détend alors dans la boucle d'injection. Une fois l'équilibre (contrôlé sur le Sefram et le Barocel) atteint, on ferme V_g et la vanne d'injection est basculée en position "inject". On ouvre V_1 pour évacuer le gaz restant et maintenir la ligne d'extraction sous vide pendant l'analyse de la première détente.

Avec notre méthode d'extraction il s'écoule environ 20 minutes entre le broyage de l'échantillon et l'analyse de la première détente. Cette attente est plutôt longue par rapport à d'autres méthodes (voire Anklin et al., 1997 par exemple), mais elle permet une meilleure relaxation de la glace, donc un meilleur rendement du broyage. Comme nous le discutons au

paragraphe 3 du chapitre III, la durée de la relaxation revêt une importance particulière dans la zone où les gaz sont emprisonnés dans la matrice de glace sous forme d'hydrates.

Une étude précédente (Raynaud et Barnola, 1985) a d'autre part permis de vérifier sur un échantillon de glace sans bulles (donc sans gaz) baigné dans une atmosphère de concentration en CO₂ connue, que le broyage n'influait pas la composition en CO₂ du gaz recueilli.

II-3.4 PRESENTATION D'UN CHROMATOGRAMME CARACTERISTIQUE

Le chromatogramme suivant est un exemple caractéristique de ce que l'on obtient avec notre méthode. Les segments verticaux entre les différents pics correspondent aux limites d'intégration des pics.

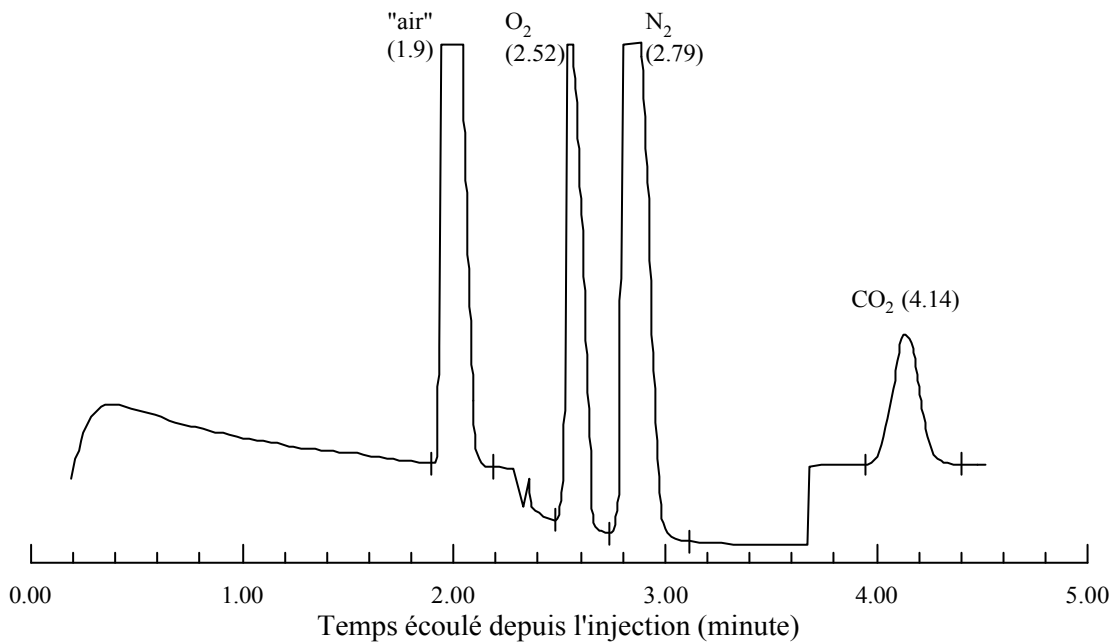


Figure II- 4 : Exemple de chromatogramme

II-4 DIFFERENTS TYPES D'ETALONNAGE

Les signaux issus des détecteurs sont transmis à un intégrateur. Les informations qui y sont traitées concernent entre autres la hauteur et la surface de chaque pic détecté, et en particulier

celles de l'air, de l'oxygène (+argon), de l'azote et du gaz carbonique. La pression d'échantillon injecté (P_{barocel}) est notée par ailleurs.

On préfère en général travailler avec les hauteurs de pic parce que ce paramètre est moins sensible que la surface aux variations d'intégration qui peuvent être engendrées par une instabilité de la ligne de base, ou le chevauchement de plusieurs pics. Pour déterminer les concentrations en CO_2 des échantillons analysés, plusieurs combinaisons s'offrent à nous.

L'étalonnage peut être réalisé à partir de la relation liant la hauteur du pic de CO_2 à la pression de gaz étalon introduite :

$$H_{\text{CO}_2} = f(P_{\text{barocel}})$$

Cette relation est effectivement linéaire et caractéristique de la composition du gaz étalon.

En revanche quand on passe aux échantillons il y a un risque de présence de vapeur d'eau dans la ligne d'extraction malgré le maintien des gamelles dans un bain froid, dans ce cas P_{barocel} s'écrit en fait $P_{\text{air sec}} + P_{\text{eau}}$. La pression lue au Barocel est une pression totale, l'étalonnage en fonction de cette quantité peut donc être faussé par la présence accidentelle d'eau, ce qui induit un artéfact de mesure sur les valeurs du CO_2 (Barnola et al., 1987).

On peut également se baser sur la relation existant entre la hauteur du pic de CO_2 et la surface de celui de l'air pour étalonner nos analyses.

$$H_{\text{CO}_2} = f(S_{\text{air}})$$

La vapeur d'eau étant retenue par les colonnes chromatographiques, le pic d'air enregistré par le détecteur est celui de l'air sec, on évite donc ainsi l'écueil précédent dû à la vapeur d'eau.

Il est d'ailleurs possible d'utiliser cette propriété afin de déterminer la quantité de vapeur d'eau présente dans les échantillons par comparaison de P_{barocel} avec $P_{\text{air sec}}$ déterminée à partir de la surface du pic d'air. Dans la pratique on constate que la présence de vapeur d'eau dans la ligne d'extraction introduit un "rétro-pompage" d'une partie du gaz extrait par le broyage. Sur l'enregistreur, on visualise effectivement une 1^{ère} phase d'augmentation rapide de la pression, mais elle n'est pas suivie d'une stabilisation comme attendu. Au contraire on constate ensuite une diminution brutale de la pression de gaz échantillon dans la boucle d'injection.

Nous avons cherché à évaluer la conséquence d'un tel effet sur les concentrations en CO_2 mais aussi sur le $\delta(\text{O}_2/\text{N}_2)$ déterminés par notre étalonnage. Pour établir la figure suivante

nous avons sélectionné les 21 niveaux analysés au moins 2 fois. A partir de ces données, nous présentons la déviation de chaque mesure CO₂ par rapport à la valeur moyenne calculée sur le niveau, en fonction de la quantité d'eau présente dans la ligne d'extraction.

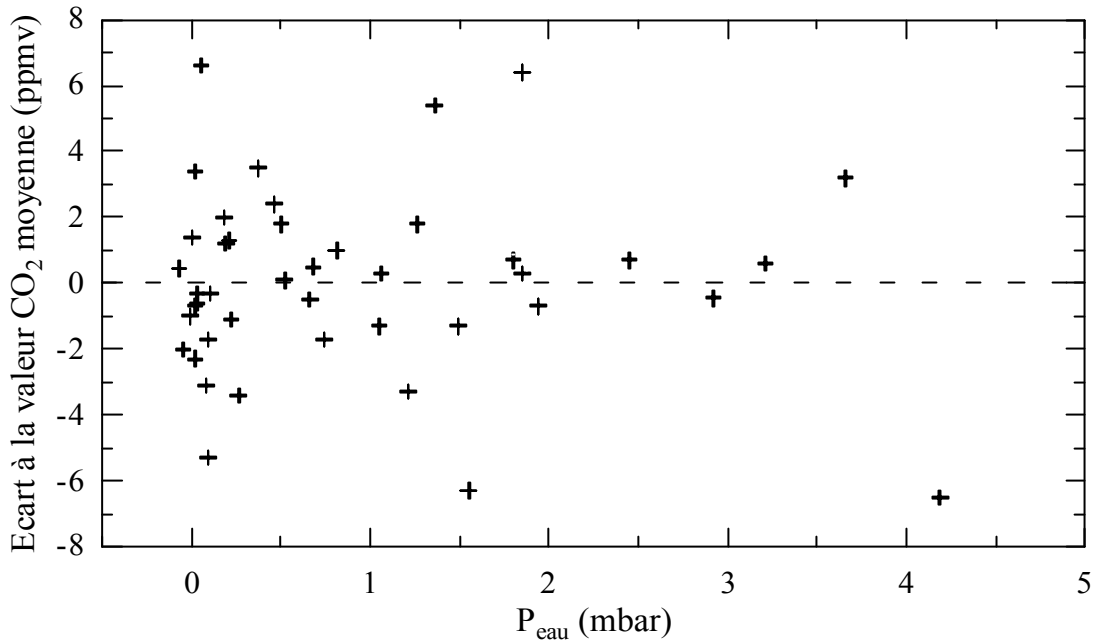


Figure II- 5 : Déviation de la teneur en CO₂ d'un échantillon par rapport à la moyenne sur un niveau, en fonction de la quantité d'eau présente (moyenne : 0.03 ppmv, $\sigma = 2.8$).

Nous concluons qu'il ne semble exister aucun fractionnement systématique du CO₂ causé par la présence d'eau dans la ligne d'extraction.

Des investigations similaires ont été conduites sur les mesures du $\delta(\text{O}_2/\text{N}_2)$, mais sur deux échantillons répliqués seulement. Nos conclusions sur l'influence de la vapeur d'eau sur les valeurs du $\delta(\text{O}_2/\text{N}_2)$ sont les mêmes que dans le cas du CO₂.

II-5 CONCLUSIONS

Les modifications apportées à la ligne d'analyse chromatographique nous ont permis d'améliorer d'un facteur 2 la sensibilité de la détection du CO₂. Celle-ci est dorénavant de ± 2.5 ppmv.

D'autre part, nous sommes maintenant en mesure d'analyser simultanément les teneurs en CO₂, en azote et en oxygène des échantillons, et donc de calculer le $\delta\text{O}_2/\text{N}_2$ de ceux-ci. La

précision sur cette mesure est en moyenne de 1 ‰, mais peut parfois être inférieure (quelques dixièmes de ‰).

Par ailleurs, l'étude que nous avons menée quant à l'influence de la présence d'eau, sur la détermination des quantités de CO₂, de O₂ et de N₂ présentes dans le gaz analysé, ne semble montrer aucun biais. Par contre, l'étalonnage en fonction de la surface du pic d'air et non de la pression de gaz injecté, s'avère nécessaire.

CHAPITRE III

LES ARCHIVES GLACIAIRES :

VALIDITE DES ENREGISTREMENTS

III-1 PIEGEAGE DES GAZ DANS LA GLACE

La reconstruction des paléo-atmosphères, directement à partir de l'analyse des gaz piégés dans les glaces polaires, suppose que la composition du mélange gazeux que l'on mesure représente celle de l'atmosphère régnant en surface de la calotte lors du piégeage de l'air dans la glace.

Or, les gaz ne sont pas emprisonnés lors du dépôt neigeux à la surface de la calotte, mais seulement lorsque la glace se forme, piégeant ainsi des bulles d'air en son sein. A Vostok cette étape cruciale de l'archivage de l'information atmosphérique se déroule entre 80 et 100 m de profondeur. Il existe donc une couche poreuse d'épaisseur variable suivant les sites, à travers laquelle les différents gaz composant l'atmosphère sont transportés par plusieurs mécanismes (diffusion, gravitation...).

Les processus de transport et de piégeage peuvent engendrer des phénomènes de ségrégation entre les différentes molécules et provoquer ainsi des différences de composition entre l'atmosphère à la surface de la calotte et l'air piégé dans la glace que nous analysons.

L'intérêt réel d'une déconvolution rigoureuse et systématique du signal recueilli dans la glace pour la reconstruction de l'histoire de l'atmosphère dépend en fait du gaz analysé ainsi que de la représentativité temporelle des échantillons. L'opportunité de prendre en compte tel ou tel processus (transport et piégeage) afin de reconstituer l'histoire de l'atmosphère sera discutée dans la perspective de l'étude de la concentration en CO₂.

Pour les glaces profondes telles que nous les rencontrons à Vostok, un autre phénomène participe à l'archivage et, à ce titre, peut engendrer des altérations de la composition initiale de l'air piégé : la disparition des bulles sous l'effet de la pression. En effet, à partir de 750 m

de profondeur à Vostok, les gaz sous pression présents dans les bulles vont déformer le réseau de la glace et créer des structures cristallines nommées hydrates. En dessous de 1250 m à Vostok, tout le gaz présent dans la carotte est piégé sous cette forme.

III-1.1 FORMATION DES BULLES D'AIR

C'est le processus physique de densification qui conduit des flocons de neige tombés individuellement à la surface de la calotte, à la formation de glace bulleuse contenant environ 10 % de gaz.

En l'absence de fusion comme c'est le cas à Vostok, on distingue 3 étapes dans le processus de transformation de la neige en glace.

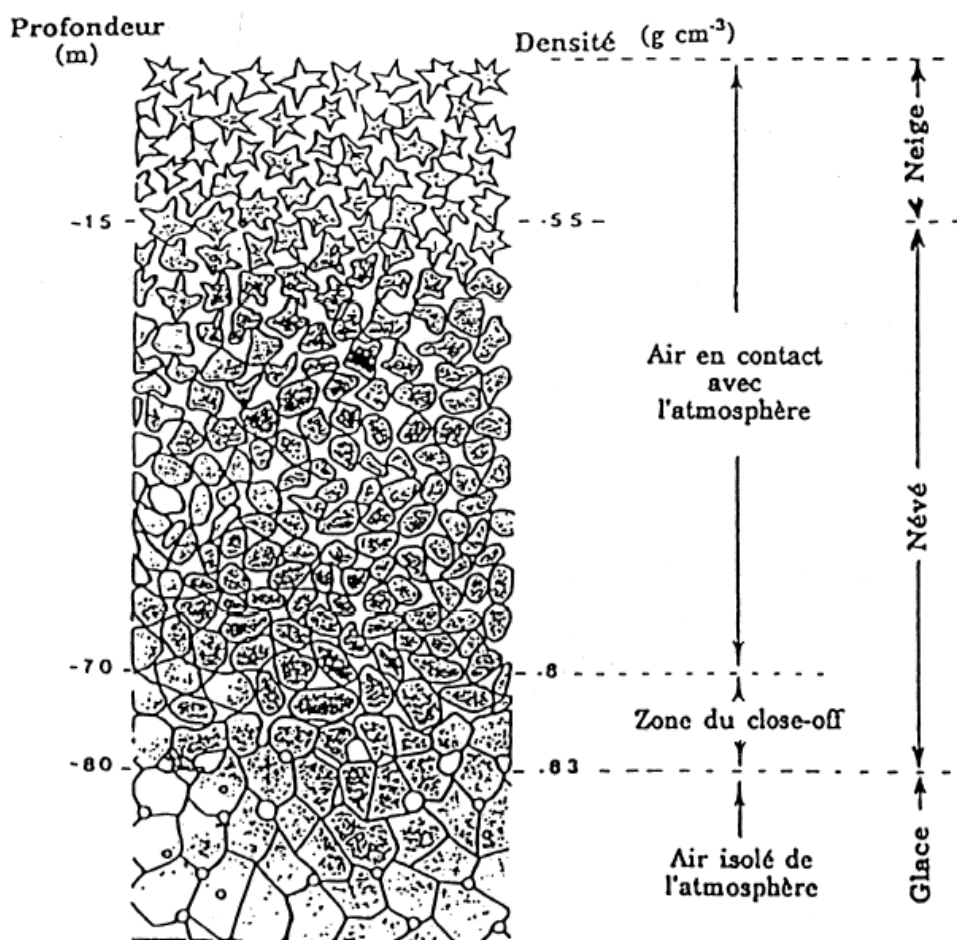


Figure III- 1 : Transformation de la neige en glace à la surface des calottes polaires.

La neige fraîche tombée à la surface de la calotte polaire possède une densité d'environ 0.3. Dans la couche superficielle, sous l'action mécanique des vents et des fortes différences

d'énergie de surface entre les zones convexes et les zones concaves des grains, ceux-ci vont s'arrondir et des liaisons inter-grains vont se créer améliorant ainsi leur empilement (Benson, 1962 ; Alley 1987).

De plus, il existe de forts gradients de température dans les premiers mètres sous la surface. A Vostok par exemple, la température de surface en hiver peut atteindre -80°C , alors qu'on estime qu'à environ 10 m de profondeur les variations saisonnières de la température sont totalement amorties et qu'il y règne donc la température moyenne annuelle du site (-55°C environ). Ce gradient thermique induit un transport de matière par évaporation-condensation (Anderson et Benson, 1963) qui tend lui aussi à arrondir les grains de neige.

En glissant les uns par rapport aux autres sous l'action de leur propre poids, l'empilement des grains de neige s'améliore jusqu'à atteindre finalement une compacité maximale. Au terme de ce stade, le matériau qu'il est maintenant convenu d'appeler "névé" possède une densité proche de 0.55.

La densification se poursuit ensuite dans un milieu quasi isotherme. Dans cette portion de la calotte, le frittage par déformation plastique, sous charge, des zones de contact entre grains est le processus moteur de la densification. Les premières bulles commencent à se former dès que le matériau atteint une densité de 0.8. Cette limite marque l'entrée dans la zone dite de "fermeture des pores" (close-off) qui s'étend jusqu'à la densité 0.84 environ où l'on estime que la totalité des pores sont isolés de la surface.

La transition névé-glace caractérise le passage d'un milieu à porosité ouverte c'est à dire en contact avec l'atmosphère régnant en surface (le névé), à un milieu isolé par rapport à celle-ci (la glace). La profondeur et l'âge de la glace correspondant à cette zone dépendent de la température et du taux d'accumulation du site considéré. Le tableau suivant illustre le lien existant entre climat et conditions de fermeture des pores à travers les conditions actuelles très différentes rencontrées pour deux sites antarctiques (Barnola et al., 1991).

Site	Température moyenne annuelle ($^{\circ}\text{C}$)	Accumulation ($\text{g cm}^{-2} \text{ an}^{-1}$)	Zone de fermeture des pores (m)	Age moyen de la glace (an)
Vostok	-55.5	2.2	86 - 96	2 600
Byrd	-28	16	57 - 64	250

Tableau III- Erreur ! Argument de commutateur inconnu. : Paramètres caractérisant deux névés différents.

III-1.2 DIFFERENCE D'ÂGE AIR-GLACE

On voit que le processus de transformation de la neige en glace est relativement lent. En revanche, le transport des gaz à travers le névé est de l'ordre de quelques dizaines d'années (Rommelaere et al., 1997).

Les comportements différents des 2 phases impliquent que lors de la fermeture des pores, l'air emprisonné dans les bulles est plus jeune que la glace environnante. Cette différence notée Δ âge, dépend essentiellement de la vitesse de densification du névé et varie en fonction des périodes climatiques. De plus, du fait des phénomènes de diffusion et de fermeture progressive des pores, l'âge de l'air au close-off ne peut pas être exprimé par une seule valeur, mais doit être décrit par une distribution (Schwander, 1989 ; Rommelaere et al., 1997), ce qui va influencer la précision de la détermination du Δ âge. La connaissance la plus précise de Δ âge est pourtant d'importance cruciale pour les études paléo-climatiques, puisqu'elle permet de comparer les enregistrements des paramètres issus de la glace elle-même, à ceux que l'on extrait des gaz emprisonnés dans la matrice.

Comme nous l'avons vu dans le cas de Vostok, l'âge de la glace au moment de la fermeture des pores est de 2 600 ans dans les conditions climatiques actuelles, il est encore plus important en période glaciaire (~6 000 ans) (Barnola et al., 1991). Dans le cas de Vostok, l'âge de la glace est déterminé à l'aide d'un modèle de densification du névé (Barnola et al., 1991) et d'une relation empirique basée sur la mesure de la teneur en air pour remonter à la densité du milieu lors de la fermeture des pores (Martinerie et al., 1990).

Les modèles de transport des gaz dans le névé (Rommelaere et al., 1997) montrent, dans le cas de Vostok, que l'air est âgé d'une vingtaine d'année au moment de la fermeture des pores. A ce niveau, la glace est vieille de plusieurs milliers d'années. En pratique, on néglige donc l'âge du gaz dans le calcul du Δ âge, ce qui implique que celui-ci est assimilé à l'âge de la glace. L'incertitude sur le Δ âge est alors estimée à 10 %. C'est le paramètre qui influence le plus les incertitudes sur la datation des enregistrements gazeux.

Cependant, comme le montre la figure III-2 de la page 51, on observe que les teneurs en CO₂ déduites des enregistrements glace, recourent parfaitement les mesures atmosphériques directes sur la période commune à ces 2 types d'enregistrements. Ceci suggère, que les

modèles de densification sont suffisamment précis pour attribuer le bon âge à la glace lors de la fermeture des pores pour pouvoir ensuite corriger les datations gaz du Δ âge.

III-1.3 ALTERATION DU SIGNAL ATMOSPHERIQUE AU COURS DU TRANSPORT ET DU PIEGEAGE DES GAZ

On peut définir différentes zones pour le transport des gaz de l'atmosphère initiale jusqu'aux bulles de la glace en relation avec les différentes phases de la transformation de la neige en glace (Arnaud, 1997 ; Schwander, 1989).

Dans la partie supérieure de la calotte définie par la limite neige-névé et appelée "zone de mélange" (Bender et al., 1994a), l'air est homogénéisé sous l'effet des variations de la température et de la pression. Ces dernières découlent à la fois des conditions météorologiques et de l'action du vent de surface au niveau des reliefs à grande échelle (Colbeck, 1989).

Au-dessous de 15 m de profondeur dans la calotte, les gradients de température et de pression qui assurent le mélange de la couche supérieure sont très amortis. A partir de cette profondeur et jusqu'à la zone de fermeture des pores, le transport s'effectue sous l'action de la diffusion moléculaire (Schwander, 1989 ; Arnaud, 1997) ("zone de transport"). En effet, le névé est un milieu poreux et perméable qui permet les échanges entre l'air interstitiel d'un niveau donné avec celui des niveaux adjacents afin de supprimer d'éventuels gradients de concentration.

Les autres processus participant au transport des gaz dans cette zone, sont la différence de masse entre les molécules (effet gravitationnel) et l'entraînement de l'air vers le fond du névé, causé par le piégeage du gaz et l'enfoncement progressif des couches de glace le contenant (Arnaud, 1997).

Enfin, à la suite de la fermeture des pores, les gaz occlus dans les bulles descendent en même temps que la couche de glace dans laquelle ils se trouvent ("zone d'advection").

Examinons les phénomènes susceptibles d'altérer l'information atmosphérique du mélange gazeux contenu dans les bulles de la glace.

Dans la zone de mélange, le gaz présent dans les pores échange rapidement avec l'atmosphère libre, la composition de l'air interstitiel est donc la même que celle de l'atmosphère de surface.

Par contre, dans la zone de transport, il va y avoir enrichissement des basses couches du névé en gaz (et isotopes) les plus lourds sous le simple effet de la gravitation (effet gravitationnel).

Pour calculer cet effet, il faut considérer que dans cette zone, on peut appliquer à l'air contenu dans les pores du névé (considéré comme un gaz parfait) l'équilibre hydrostatique (Craig et al., 1988b ; Sowers et al., 1989). On obtient alors les variations de la quantité de chaque espèce en fonction de la profondeur :

$$\frac{p(z)}{p(0)} = \exp\left(\frac{M \times g \times z}{R \times T}\right)$$

avec : $p(z)$: pression partielle de l'espèce considérée à la profondeur z

M : masse molaire de l'espèce considérée (kg/mol)

g : accélération de la pesanteur (9.81 m/s²)

R : constante des gaz parfaits (8.314 J/mol/K)

T : température du névé à la profondeur z (K)

Dans notre cas, c'est en appliquant cette formule à chaque molécule étudiée par rapport à l'air, que l'on calcule l'effet gravitationnel. On obtient finalement pour les échantillons prélevés dans la glace :

$$c_i^{atm} = \exp\left(\frac{(M_{air} - M_i) \times g \times z_c}{R \times T_c}\right) \times c_i^{ech}$$

Nous avons déjà vu que la profondeur et la température au moment de la fermeture des pores dépendent des conditions climatiques enregistrées à chaque site. Ces caractéristiques varient aussi pour chaque site particulier en fonction de la période climatique.

On peut répertorier, pour la station de Vostok, les variations que subissent profondeur et température du close-off entre les périodes glaciaires et interglaciaires.

Période climatique	Température au close-off	Profondeur du close-off	enrichissement gravitationnel en CO ₂
Interglaciaire	-55.5°C	95 m	0.8 % . 2.3 ppmv
Glaciaire	-65°C*	128 m [#] - 135 m [§]	1.1 % . 2 ppmv

Tableau III- Erreur ! Argument de commutateur inconnu. : Variation glaciaire-interglaciaire de la température et de la profondeur du close-off à Vostok. (*Jouzel et al., 1987 ; #Arnaud, 1997 ; §avec le modèle de densification empirique décrit par Barnola et al., 1991).

La correction gravitationnelle à apporter aux valeurs du $\delta(\text{O}_2/\text{N}_2)$ étant plus complexe, le calcul est détaillé en annexe à ce travail.

Il existe d'autres effets susceptibles de modifier la composition du gaz dans le névé ou lors de la fermeture des pores : fractionnement thermique (Battle et al., 1996), effusion (Craig et al., 1988a et b ; Sowers et al., 1989 ; Bender et al., 1995 ; Battle et al., 1996). Cependant, on peut comparer les enregistrements CO_2 , issus de plusieurs carottages, c'est à dire où les conditions de piégeage des gaz (température et profondeur de fermeture des pores) peuvent être très différentes.

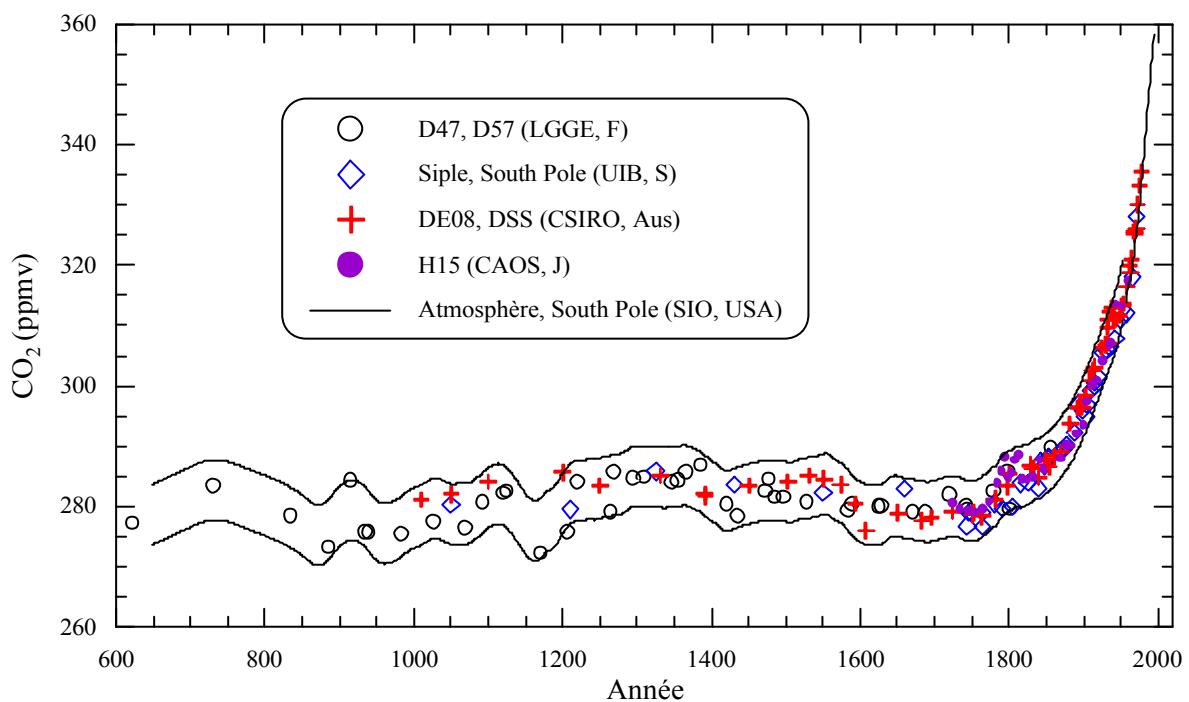


Figure III-2 : Comparaison des mesures CO_2 issues de différentes carottes antarctiques et réalisées avec différents processus expérimentaux avec les mesures directes de l'atmosphère.

On constate alors une excellente adéquation entre les différents profils (± 4.5 ppmv). De plus, certaines de ces mesures chevauchent la période de mesure directe de la teneur atmosphérique en CO_2 (depuis 1957 à Pôle sud, cf. Keeling, 1958). Là aussi, on observe une très bonne continuité entre les différents enregistrements.

Ces constatations suggèrent que les fractionnements cités plus haut soient négligeables par rapport à l'incertitude analytique des mesures CO_2 (~ 2.5 ppmv). Nous garderons néanmoins à

l'esprit, notamment pour l'interprétation de $\delta(O_2/N_2)$ (cf. III-3), que l'effusion en particulier peut engendrer un biais dans les valeurs mesurées.

III-1.4 FORMATION DES CLATHRATES

A l'issue du processus de fermeture des pores, coexistent deux phases : la matrice de glace et l'air qui y est emprisonné sous forme de bulles. Ce milieu continue de se densifier, mais cette fois, simplement par compression des bulles sous l'effet du poids des couches supérieures de neige, de névé et de glace. A grande profondeur, il règne par conséquent une pression très élevée au sein des bulles.

Il a été observé (Gow et al., 1968) le long de la carotte Antarctique de Byrd (2164 m), qu'à partir de 1200 m environ, plus aucune bulle n'est visible. Par contre, après fonte puis regel des échantillons profonds, du gaz est toujours extrait de la glace.

Miller en 1969, relia ses observations à la théorie de la formation des hydrates d'air. Lorsque la pression parvient à un seuil critique appelé "pression de dissociation", tout le gaz présent dans la glace sous forme de bulles d'air est converti en cristaux d'hydrates (et vice versa). Il définit cette pression en fonction de celles des hydrates d' O_2 et de N_2 purs (P^0_i) :

$$P_{air} = x_{N_2} P^0_{N_2} + x_{O_2} P^0_{O_2}$$

x_i sont les fractions molaires en O_2 ou N_2 dans la phase gaz.

Il estime de plus, que la pression de dissociation des hydrates d'air est proche de celle de N_2 pur et que les quantités d'Ar et de CO_2 présentes dans l'air, n'affectent pas ces pressions bien que ces composés soient incorporés dans les clathrates.

A partir de ces calculs théoriques, Miller produit un diagramme de dissociation des hydrates en fonction de la température et de la pression, c'est à dire de la profondeur. Sur un tel diagramme, on peut facilement reporter les températures caractéristiques des différentes stations de forage (voire la figure III-3).

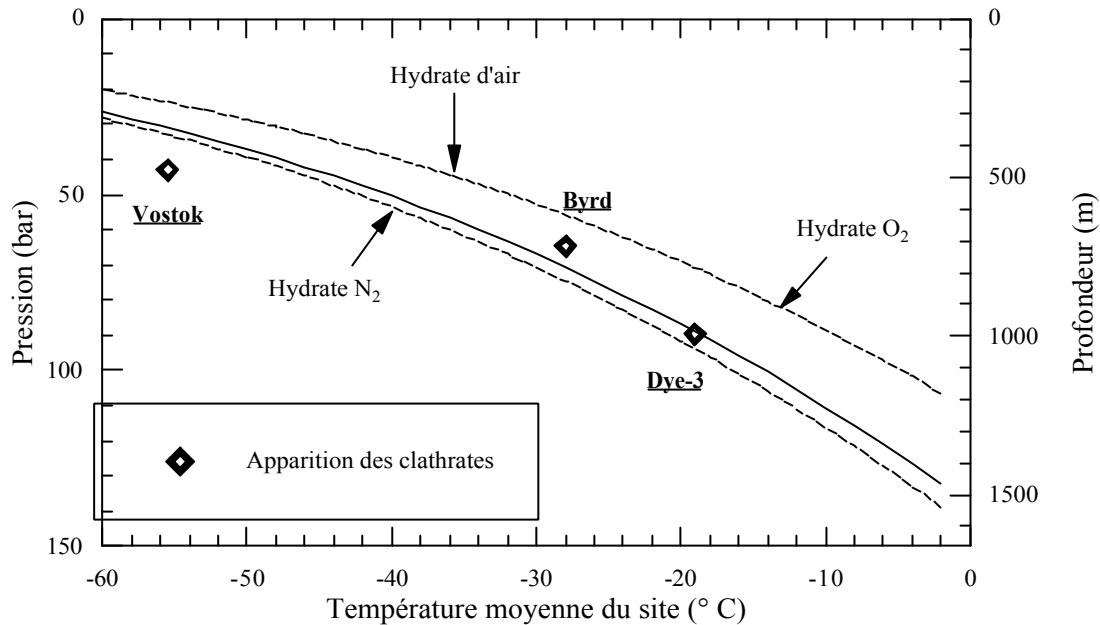


Figure III-3 : Diagramme des pressions de dissociation des hydrates en fonction de la température, comparaison avec l'apparition des clathrates observée à 3 sites différents.

On déduit de ce type de figure qu'à Byrd, par exemple, les clathrates doivent se former à partir de 800 m de profondeur et toutes les bulles doivent avoir disparu à 850 m environ. Les observations (Gow et al., 1968) révèlent des bulles jusqu'à 1 200 m. Miller invoque la possibilité que les bulles entre 800 et 1 200 m soient, en fait, le produit de la décomposition des hydrates lors du stockage de la carotte, ou que la pression régnant dans les bulles soit inférieure à la pression hydrostatique prise en compte dans le calcul.

A Vostok, la théorie prédit la disparition des bulles entre 500 et 600 m. Le comptage visuel des deux phases sur le terrain, immédiatement après extraction des carottes afin de prévenir la décomposition des clathrates en bulles secondaires, montre que la zone de coexistence entre bulles et clathrates se situe entre 500 et 1 250 m de profondeur (Lipenkov, 1989).

Shoji et Langway (1987) notent également la présence de clathrates dans la glace de plusieurs sites du Groenland et d'Antarctique, plus de 20 ans après leur forage. Ces deux études semblent donc invalider l'hypothèse selon laquelle les bulles observées en dessous de la zone de transition "théorique" sont des clathrates décomposés après l'extraction de la carotte.

De différents travaux, il ressort que l'apparition des clathrates semble coïncider avec la profondeur de formation des hydrates de N₂ dans la théorie de Miller, alors que l'étendue de la zone de coexistence des deux phases défie cette théorie.

De plus, si l'étendue de la zone de transition est toujours supérieure aux prévisions, elle couvre des durées très différentes d'un site à l'autre, par exemple 6 000 ans à Dye-3 (Groenland) contre 60 000 ans à Vostok. On ne peut donc pas expliquer l'étendue de la zone de transition par des arguments liés à la vitesse de transformation des bulles en clathrates.

Diverses hypothèses ont été énoncées afin d'expliquer la singulière stabilité des bulles d'air à grandes profondeurs. Pour certains, il s'agit essentiellement d'un problème de nucléation (Shoji et Langway, 1982, 1987 ; Uchida et al., 1992 ; Uchida et al., 1993, Ikeda et al., 1993). Des observations microscopiques (Uchida et al., 1994a) montrent que la transformation des bulles en clathrates démarre à la frontière entre la glace et la bulle, se propage rapidement le long de la paroi, puis, plus lentement, vers le centre de la bulle. Une fois la transformation initiée, elle s'accomplit rapidement, à savoir environ 1 000 fois plus vite que la durée observée de la zone de transition d'après Uchida et al. (1994a)). On constate d'autre part (Uchida et al., 1994b) que, sous la zone de transition, le nombre de clathrates par unité de volume de glace tend à diminuer en fonction de la profondeur, alors que leur volume moyen augmente. Ce résultat suggère (Uchida et al., 1994c) que la croissance des hydrates pourrait être causée par diffusion des molécules d'eau et de gaz dans la glace.

Selon Price (1995), le processus limitant dans la transformation des bulles d'air en hydrates n'est pas la nucléation, mais la diffusion. Ce mécanisme explique la persistance des bulles en profondeur par la lenteur de la diffusion des molécules d'eau en provenance du réseau de la glace à travers la coquille d'hydrate en formation. Les calculs de coefficients de diffusion aboutissent ici à des résultats très différents de ceux des travaux précédemment cités. Il apparaît donc que la mesure des coefficients de diffusion des molécules d'eau et de gaz dans la glace est le point critique pour améliorer la connaissance de la formation des hydrates et, par-là même, expliquer l'étendue de la zone de transition.

Mis à part le fait que les hydrates d'air contiennent tout le gaz présent dans la carotte à partir d'une certaine profondeur, leur nombre et leur volume renferment également des informations

climatiques (Uchida et al., 1994b) puisqu'ils sont issus de bulles dont la formation dépend également des conditions climatiques (Lipenkov et al., 2000).

III-1.5 CONCLUSIONS

La similitude des teneurs récentes (derniers millénaire) en CO_2 , observées à partir de différentes carottes antarctiques, suggère, que les archives glaciaires sont adéquates pour la reconstruction de la composition de l'atmosphère au moins en ce qui concerne ce gaz.

L'influence de la formation naturelle des clathrates sur la composition de l'air piégé dans la glace est encore mal connue. Cependant, tout l'air contenu dans la glace près la fermeture des pores (environ 10 % du volume) doit être converti en clathrates à moins de se trouver dans la matrice de glace. Dans le paragraphe 3 de ce chapitre nous étudions cette influence sur le rapport O_2/N_2 et la teneur en CO_2 , extraits de l'air analysé dans des échantillons de la zone de transition et au-dessous de cette zone.

III-2 COMPARAISON DES ENREGISTREMENTS CO_2 ANTARCTIQUE ET GROENLAND

Schwander en 1989 distingue 3 types de zones qui peuvent coexister sur un même glacier, en fonction desquelles la reconstruction des atmosphères passées est plus ou moins pertinente.

La zone "tempérée" est au point de fusion partout, sauf à la surface du glacier où la température est négative au moins une partie de l'année. Entre les grains de glace il existe un réseau de canaux capillaires où circule de l'eau liquide. Le contenu en gaz et la composition de celui-ci ne sont pas constants dans ce type de glaciers. Les réactions chimiques, en phase aqueuse, peuvent jouer un rôle de puits ou de source en fonction du gaz considéré, par conséquent, ce type de glacier n'est pas adéquat pour l'étude de la composition des paléo-atmosphères.

Les "glaciers froids" sont les glaciers dont la température est au-dessous du point de fusion; il peut éventuellement exister de la fonte, mais localisée en surface. L'eau de fonte peut pénétrer

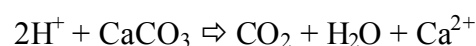
plus profondément par percolation jusqu'à ce qu'elle rencontre une couche plus dense, et regèle en formant un niveau ou une lentille de glace. On considère généralement que la fonte de surface intervient régulièrement aux sites où la température moyenne annuelle de l'air est au-dessus de -25°C . De la fonte peut occasionnellement survenir à des températures plus basses, au Groenland par exemple où la température moyenne annuelle est de l'ordre de -30°C .

Des zones de "glaciers froids et secs" (sans fonte de surface ni percolation) ne se rencontrent qu'en haute altitude, et au centre de la calotte Antarctique, à Vostok par exemple. Ces zones, exemptes de toute fonte, même occasionnelle, sont les lieux idéaux d'investigation pour la connaissance des compositions passées de l'atmosphère.

Même si, selon cette classification, les glaces du Groenland sont à priori moins propices à l'étude des paléo-atmosphères, de nombreux forages ont été réalisés sur la calotte groenlandaise, plus accessible que l'Antarctique. On peut donc comparer les profils de CO_2 issus de l'analyse des glaces des 2 pôles.

Lors des transitions climatiques rapides, on s'aperçoit (Delmas, 1993 ; Anklin et al., 1997) que les teneurs en CO_2 déduites des enregistrements groenlandais sont beaucoup plus importantes que celles issues des carottes antarctiques. Il a par exemple été mesuré à Dye-3 (Groenland), des concentrations en CO_2 atteignant 350 ppmv pendant l'Holocène, alors qu'à Byrd (Antarctique), la valeur maximale pour la même période est de 290 ppmv. Il est, de plus, important de noter que cette brusque augmentation de la teneur en CO_2 de la glace du Groenland est concomitante avec l'augmentation de température et des propriétés chimiques de la glace. Puisque le gaz et la glace d'un même niveau dans la calotte n'ont pas le même âge, comme nous venons de l'expliquer, cette propriété du CO_2 à Dye-3 est difficilement interprétable d'un point de vue glaciologique (Delmas, 1993).

Delmas propose donc un mécanisme où les variations rapides du CO_2 dans la glace groenlandaise sont dues à un artéfact : le dépôt en période glaciaire de carbonates non neutralisés pendant leur transport jusqu'à la surface des calottes et qui pourraient réagir avec les espèces acides présentes dans les niveaux voisins, libérant ainsi du CO_2 selon la réaction acide-base suivante:



Cette réaction peut s'effectuer soit dans la calotte elle-même soit après forage, pendant le stockage de la carotte.

Pendant la période récente, c'est à dire hors transition climatique et donc sans brusque variation de l'apport en impuretés à la surface des calottes, des études montrent que les teneurs en CO₂ déduites des glaces de l'hémisphère Nord sont environ 20 ppmv plus élevées que celles issues des glaces antarctiques (Anklin et al., 1995 ; Barnola et al., 1995). Cette différence ne peut pas être imputée à un gradient inter hémisphérique puisque ce dernier vaut 3.5 ppmv dans les conditions modernes (TRENDS, 1991) et que cette valeur est considérée comme une limite supérieure étant donné que les sources anthropiques de CO₂ sont principalement localisées dans l'hémisphère Nord.

Par ailleurs, Anklin et al. (1995) ont montré que la glace antarctique contient environ 10 fois moins de carbonates que celle du Groenland. Selon le mécanisme proposé par Delmas (1993) la production in situ de CO₂ dans ce type de glace se situe donc dans la fourchette d'erreur associée à chaque valeur.

Le dégagement de CO₂, par oxydation de matières organiques au sein de la glace, pourrait également expliquer l'excès de ce gaz observé dans les glaces du Groenland (Anklin et al., 1995). On constate en effet, là encore, que les carottes de l'hémisphère Nord contiennent environ 10 fois plus de matière organique que celles forées en Antarctique (Anklin et al., 1995).

La conclusion est donc que les enregistrements CO₂ obtenus en Antarctique représentent bien la composition des atmosphères du passé, contrairement à ceux de la calotte Nord dont la fiabilité dépend étroitement de la teneur en carbonates de la glace et probablement aussi de la quantité de matière organique présente.

Un autre argument fort en faveur de la représentativité des enregistrements CO₂ antarctiques est l'excellente continuité des mesures directes dans l'atmosphère à la station de Pôle Sud depuis 1958, avec les enregistrements issus de l'analyse des gaz de plusieurs carottes antarctiques et par différents laboratoires, c'est à dire avec des protocoles expérimentaux eux-mêmes différents (cf. figure III-2 page 51).

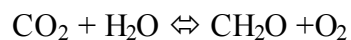
III-3 MESURE DU RAPPORT O₂/N₂ :

Comme expliqué au chapitre II, nous avons décidé, au début de ce travail de thèse, de modifier la ligne d'analyse existante vouée à l'analyse du CO₂ seul. Notre but était de rendre possible l'analyse simultanée du CO₂, de l'azote (N₂) et de l'oxygène (O₂).

III-3.1 INTERET THEORIQUE DE LA MESURE DE O₂/N₂ :

Les cycles bio-géochimiques de l'oxygène et du carbone sont intimement liés. Comme celui du carbone, le cycle de l'oxygène est influencé d'une part, par les mécanismes liés à la biosphère et d'autre part, par les processus physico-chimiques prenant place dans l'océan.

Les influences respectives de ces deux composantes des cycles géochimiques ne sont pas les mêmes. L'oxygène est en effet très peu soluble dans l'eau de mer contrairement au CO₂. Par contre, ces 2 composés sont étroitement liés par les processus impliquant la matière organique : photosynthèse, respiration et combustion (voir Keeling et al., 1993 pour les équilibres chimiques correspondant aux différents processus). Rappelons la réaction chimique régissant l'équilibre entre photosynthèse et respiration :



On s'aperçoit que la création de CO₂ s'accompagne de la destruction d'O₂ et vice versa.

Pour la biomasse terrestre, le rapport O₂/CO₂ moyen est -1.05/1 et dépend, en fait, légèrement de la nature de la matière organique (Keeling et Shertz, 1992). Les caractéristiques liant (photosynthèse-respiration) ou dissociant (physico-chimie de l'océan) les évolutions respectives du CO₂ et de l'O₂ rendent les variations de la teneur en oxygène de l'atmosphère interprétables en termes de flux de carbone entre atmosphère et biosphère.

En principe, la différence entre la diminution (augmentation) de la teneur en oxygène, corrigée de la stœchiométrie, et l'augmentation (diminution) de la concentration en CO₂ de l'atmosphère, doit permettre de quantifier le taux de dissolution (de rejet) du CO₂ dans l'océan (Keeling et Shertz, 1992).

La détection des variations de l'oxygène atmosphérique se fait à travers celles du rapport O₂/N₂, on suppose pour cela, que la concentration d'azote dans l'atmosphère n'a pas varié au cours du temps, ce qui est réaliste étant donné que le temps de résidence de N₂ dans l'atmosphère est d'environ 10⁷ ans (Sowers et al., 1989).

Les mesures directes ont montré que les variations relatives de la quantité d'O₂ dans l'atmosphère sont très faibles ce qui explique que de telles mesures, et surtout leur utilisation

dans la compréhension du cycle du carbone, sont récentes (fin 1988 à la Jolla, Californie (Keeling et Shertz, 1992)).

En pratique, pour rendre plus évidentes les variations du rapport O_2/N_2 , on les exprime par convention sous forme de déviation par rapport à une référence, multipliée par un facteur 10^6 (unité “per meg”) :

$$\delta\left(\frac{O_2}{N_2}\right) = 10^6 \times \left(\frac{\left[\frac{O_2}{N_2}\right]_{\text{échantillon}}}{\left[\frac{O_2}{N_2}\right]_{\text{référence}}} - 1 \right)$$

Les suivis atmosphériques ont permis de mettre en évidence les variations saisonnières anti-phases, et inversées d’un hémisphère à l’autre, du CO_2 et du $\delta(O_2/N_2)$ (Keeling et Shertz, 1992 ; Keeling et al., 1996). L’amplitude des variations observées est de l’ordre de la centaine de per meg pour le $\delta(O_2/N_2)$, et d’une vingtaine de ppmv pour le CO_2 .

Les mêmes auteurs montrent que la teneur globale d’oxygène dans l’atmosphère a diminué dans la période 1989-1991 au taux d’environ 0.018 ‰/an. Cette diminution est à mettre en parallèle avec l’augmentation en CO_2 due à la combustion des énergies fossiles, et à la déforestation. Connaissant le taux de consommation d’ O_2 lors de la combustion des carburants fossiles, il est possible d’interpréter la diminution long terme de la quantité d’oxygène dans l’atmosphère en terme de taux de conversion de la biomasse terrestre en CO_2 (Keeling et al., 1993).

On peut décomposer les variations anthropiques de la teneur en CO_2 de l’atmosphère en plusieurs facteurs (Keeling et Shertz, 1992) :

$$dCO_2/dt = f(\text{indus}) + f(\text{bios}) + f(\text{océan})$$

$f(\text{indus})$ est connu, il représente les rejets annuels de carbone dus aux activités humaines

$f(\text{bios})$ est déduit de l’étude des variations du $\delta(O_2/N_2)$.

Dans ces conditions, on peut déduire $f(\text{océan})$: la part de CO_2 anthropique capturée par l’océan.

Dans l’air du névé de South Pole, Battle et al. (1996), suite à une étude sur celui de Vostok (Bender et al., 1994a), allongent d’une dizaine d’années l’archive des variations du $\delta(O_2/N_2)$. La conclusion de ce travail, est d’abord que l’on peut extraire cette information de l’air pompé dans le névé des calottes polaires. Par ailleurs, les auteurs montrent que pendant la période

1977-1985, la biosphère était en équilibre, c'est à dire qu'elle ne constituait pas une source ni un puits de carbone pour l'atmosphère. Ce résultat implique que le cycle du carbone a subi des modifications après 1985, puisqu'on considère actuellement les écosystèmes continentaux comme des puits pour le carbone atmosphérique (IPCC, 1995).

En mesurant les variations du rapport O_2/N_2 dans les bulles que renferment les glaces polaires, on peut potentiellement différencier les variations du CO_2 d'origine biosphérique, de celles attribuables à l'océan.

L'amplitude caractéristique des variations de la teneur atmosphérique en CO_2 , pour une oscillation glaciaire-interglaciaire, est d'une centaine de ppmv. La capacité de stockage du carbone dans l'océan est 60 fois supérieure à celle de l'atmosphère. Néanmoins, une augmentation de la quantité de carbone dissous dans l'océan entraîne l'augmentation de la dissolution des carbonates, ce qui a pour effet d'augmenter le pH de l'eau et, finalement, le rejet de CO_2 vers l'atmosphère (effet tampon). En fin de compte, à une variation observée du CO_2 dans les glaces polaires, correspond un flux initial de CO_2 7 fois plus important, c'est à dire que, lors des transitions climatiques, la quantité de CO_2 échangée entre les différents réservoirs doit être d'environ 700 ppmv.

Imaginons que des modifications (qualitatives et quantitatives) de la biosphère sont seules responsables de l'augmentation glaciaire-interglaciaire du CO_2 dans l'atmosphère. Ce qui correspond à un déstockage de 1400 GtC contenu initialement dans la biosphère. Dans ces conditions, l' O_2 atmosphérique devrait enregistrer une variation opposée à celle du CO_2 , et d'amplitude $700 * 1.05 = 735$ ppmv. Re transcrite en notation δ , on obtient $\delta(O_2/N_2) = 3.5 \text{ ‰}$.

Or, nous avons vu au chapitre II, que les mesures du $\delta(O_2/N_2)$ sont possibles avec une précision souvent inférieures au ‰ avec notre dispositif expérimental. Nous pouvons donc espérer reconstruire l'histoire des variations du $\delta(O_2/N_2)$ à l'échelles des cycles glaciaire-interglaciaires.

Si on veut utiliser la concentration en O_2 des bulles d'air comme traceur des processus géochimiques, il faut tout d'abord s'assurer de la représentativité de la concentration en O_2 mesurée dans les glaces polaires vis à vis de la composition de l'atmosphère au moment de la fermeture des pores du névé. Pour ce faire, nous avons préféré commencer l'étude des variations du rapport O_2/N_2 par l'analyse d'échantillons correspondant à l'interglaciaire

actuel, période dont le climat est relativement stable. Nous souhaitons ainsi nous assurer de la fiabilité des mesures effectuées après modifications de la ligne d'analyse.

III-3.2 REPRESENTATIVITE DU RAPPORT O₂/N₂ : L'HOLOCENE

III-3.2.1 Description des échantillons utilisés

Pour cette étude, des échantillons issus de deux forages antarctiques de caractéristiques très différentes ont été sélectionnés : BH7 et D47 (tableau III-C). Les deux enregistrements se recoupent sur une période allant d'il y a 200 ans environ jusqu'à 7 800 ans BP.

	BH7	D47
Localisation :	Vostok (78°S 106°E)	Terre Adélie (68°S 137°E)
Date du forage :	1996	1987
Température moyenne annuelle :	-55°C	-25.8°C
Accumulation :	22 kg/m ² /an	268 kg/m ² /an
Longueur de la carotte :	251 m	871 m
Type du forage :	électromécanique	thermique
Nombre de niveaux CO ₂ :	65 (81 échantillons)	98 (165 échantillons)
Résolution temporelle CO ₂ :	120 ans	77 ans
Nombre de niveaux δ(O ₂ /N ₂) :	50 (55 échantillons)	20 (22 échantillons)

***Tableau III- Erreur ! Argument de commutateur inconnu.** : Caractéristiques des forages et des échantillons à BH7 et D47.*

III-3.2.2 Profils obtenus par extraction sèche

Les modifications apportées à la ligne d'analyse autorisent maintenant l'acquisition simultanée des informations concernant le CO₂ et le δ(O₂/N₂). Dans les paragraphes suivants, nous nous intéresserons cependant, principalement aux résultats ayant trait au δ(O₂/N₂) même si les profils de CO₂ sont présentés.

Sur la figure III-4 apparaissent les variations simultanées du $\delta(O_2/N_2)$ et de CO_2 mesurées sur les carottes de BH7 et D47 entre 7 800 ans BP et la période préindustrielle (~200 ans BP).

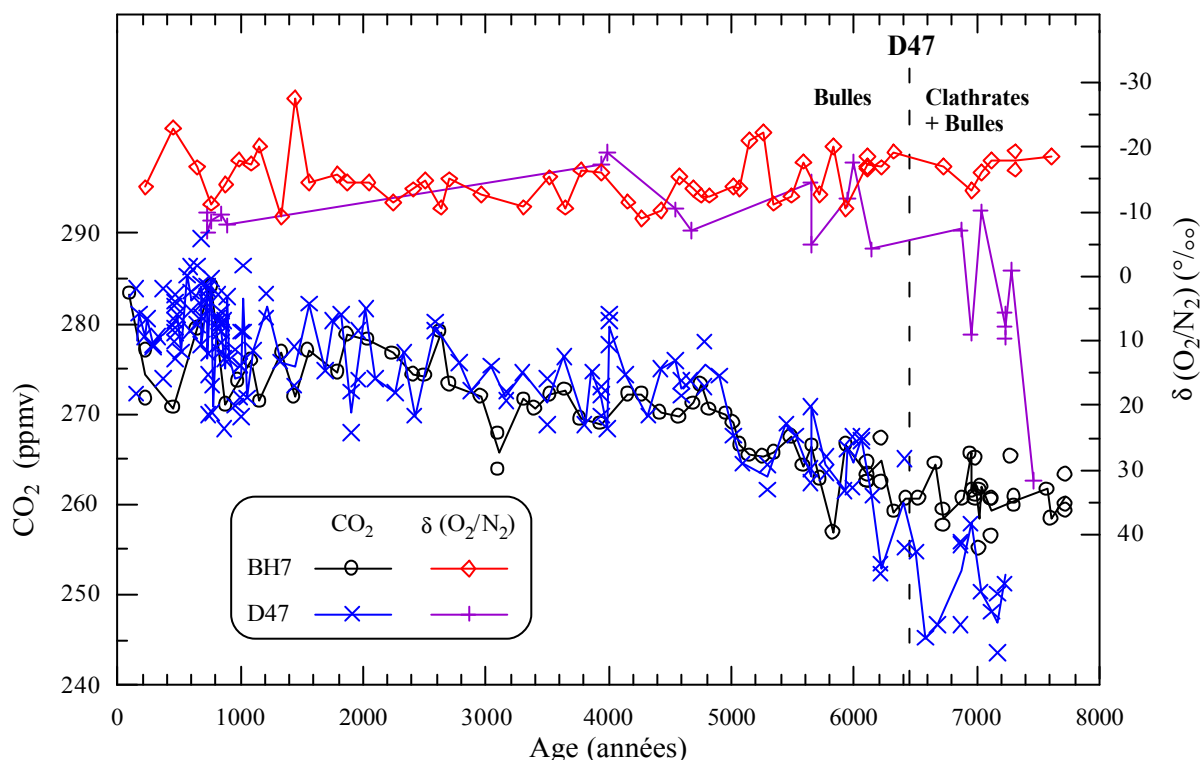


Figure III-4 : Variations temporelles du $\delta(O_2/N_2)$ et du CO_2 enregistrées dans les carottes antarctiques de BH7 et D47.

Remarquons tout d'abord que les valeurs du $\delta(O_2/N_2)$ sont exprimées en "pour mille" (‰) ce qui implique que les variations du $\delta(O_2/N_2)$, obtenues par analyse des gaz piégés dans les glaces, sont environ 100 fois plus élevées que celles mesurées directement dans l'atmosphère. L'autre caractéristique de cette représentation est la mise en évidence des comportements différents du $\delta(O_2/N_2)$ (et du CO_2) à BH7 et D47 pour les échantillons les plus vieux. Ainsi, on constate que les valeurs du $\delta(O_2/N_2)$ restent stables à BH7 vers -15.3 ‰ environ avec un écart type de 3.7 ‰ autour de cette valeur sur toute la durée de l'enregistrement. En revanche, on note à D47 une brusque chute des valeurs du $\delta(O_2/N_2)$ de +30 ‰ environ il y a 7 500 ans, à

-17.7 ‰ il y a 6 000 ans. Par la suite les deux enregistrements sont en accord puisque $\delta(\text{O}_2/\text{N}_2) = -11.2 \pm 4.6 \text{ ‰}$ dans la partie la plus récente de l'enregistrement de D47.

De manière similaire à ce que nous venons de décrire, on note que les profils CO_2 déduits des 2 forages, présentent également une divergence vers 6 000 ans BP, mais cette fois, il s'agit d'une augmentation d'environ 20 ppmv de CO_2 à D47. Nous pouvons remarquer que les évolutions du $\delta(\text{O}_2/\text{N}_2)$ et du CO_2 dans la partie ancienne de cet enregistrement sont donc opposées, en accord avec la "théorie" exposée plus haut.

Notons en revanche que la diminution du $\delta(\text{O}_2/\text{N}_2)$ qui devrait être associée à une augmentation de 20 ppmv de CO_2 est au maximum de 0.7 ‰ alors qu'on observe à D47 une chute de près de 50 ‰ de cette quantité.

La comparaison du profil CO_2 de BH7 avec celui obtenu récemment à Taylor Dome (site antarctique côtier avec une accumulation comparable à celle de D47) (Indermülhe et al., 1999), montre des variations comparables de la teneur en CO_2 enregistrée dans ces 2 carottes.

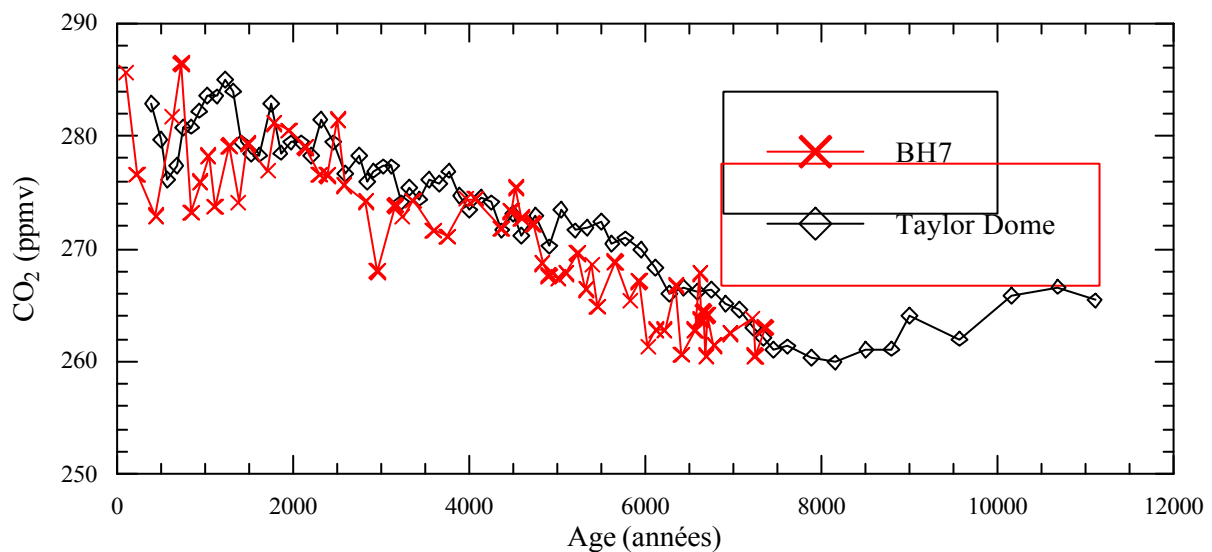


Figure III- 5 : Comparaison des enregistrements CO_2 issus de l'analyse des carottes de BH7 et de Taylor Dome, entre 0 et -12 000 ans.

Ce résultat conforte l'hypothèse que l'enregistrement de D47 est perturbé dans sa partie basse.

III-3.2.3 Hypothèses sur la divergence des enregistrements dans la partie basse des profils

A Vostok, chaque échantillon d'air analysé dans la gamme de profondeur balayée ici intègre une période d'environ 250 ans, contre seulement 20 ans à D47 (à cause de la différence d'accumulation entre les sites). Nous avons vérifié que l'écart entre les deux profils ne correspondait pas au lissage d'une oscillation atmosphérique rapide dans l'enregistrement de Vostok.

Une hypothèse envisageable, pour expliquer les valeurs basses du CO₂ dans la glace âgées de 7 500 à 6 000 ans à D47, est que le gaz se soit dissous en présence d'eau liquide. Lors du regel de cette couche, le CO₂ serait ensuite expulsé (Post Coring Melting décrit par Etheridge et al., 1996). Cette hypothèse est corroborée par le fait que la carotte de D47 est issue d'un forage thermique. Néanmoins, il n'existe pas de raison de penser qu'un tel effet se soit limité à la partie basse de la carotte et que l'influence sur le $\delta(\text{O}_2/\text{N}_2)$ soit opposée à celle exercée sur le CO₂.

Nous avons donc recherché parmi les différentes caractéristiques des deux carottes celle qui pourrait expliquer la divergence des profils entre 6 000 et 7 800 ans BP.

Une des propriétés, qui dépend des caractéristiques de chaque site, est la profondeur d'apparition des cristaux d'hydrates dont nous avons parlé dans un paragraphe précédent. La transition de la glace bulleuse vers de la glace compacte où les gaz sont emprisonnés sous forme de clathrates, dépend en effet de la température du site. La prévision théorique de l'apparition des clathrates vers 500 m de profondeur à Vostok (voire le paragraphe précédent) est confirmée par des observations sur le terrain (Lipenkov, 1989). A D47, la transition théorique, de la glace bulleuse vers une glace où seuls des hydrates sont présents, a lieu autour de 830 m de profondeur. Les 251 m de la carotte de BH7 ne comportent donc que de la glace entièrement bulleuse, alors que la partie analysée la plus profonde, dans la carotte de D47, correspond à la zone de transition (j'ai en effet observé des clathrates dans un échantillon prélevé à 870 m).

Notons également que la glace vieille de 6 000 ans qui marque la divergence des profils de CO₂ et de $\delta(\text{O}_2/\text{N}_2)$ est située à 810 m de profondeur à D47 ce qui semble indiquer que le désaccord entre les enregistrements de BH7 et D47 correspond bien à l'apparition de la phase hydrate dans la carotte de D47.

De fortes variations du $\delta(\text{O}_2/\text{N}_2)$ ont déjà été observées (Bender et al., 1995) dans une autre carotte forée à Vostok (3Γ) et, dans une moindre mesure, dans celle de Byrd. Les auteurs

s'appuyant sur la théorie de Miller, qui prévoit que les hydrate de O₂ pur sont formés les premiers, expliquent les excursions positives du $\delta(\text{O}_2/\text{N}_2)$ dans la zone de transition par la perte préférentielle du gaz contenu dans les bulles persistantes (appauvries en O₂) lors de la relaxation des carottes.

Dans ce schéma, le gaz recueilli pour l'analyse est présent préférentiellement dans les clathrates et donc enrichi en O₂ par rapport à sa composition d'origine, on obtient alors un $\delta(\text{O}_2/\text{N}_2)$ artificiellement très positif, ce qui va dans le sens de nos observations.

III-3.2.4 Mesures du rapport O₂/N₂ par micro-spectrométrie Raman

Cette technique, utilisée lors de mon stage de DEA (Pepin, 1996), permet des mesures non destructives dans de très petits volumes (50 μm^3). On peut également détecter et quantifier la présence de chaque gaz individuellement, dans chaque objet sélectionné (bulle ou clathrate). En spectrométrie Raman, on mesure les pics de diffusion des différentes espèces aux fréquences qui caractérisent ces molécules. On exprime ensuite le rapport de composition par N₂/O₂.

Les analyses que j'ai effectuées sur la carotte de D47 ont été conduites sur 9 clathrates et 3 bulles à la profondeur de 870 m, ce qui correspond bien à la zone de transition prévue par les calculs de Miller. Elles révèlent un très fort appauvrissement en O₂ des hydrates par rapport aux bulles.

Cette constatation est contradictoire avec l'explication de Bender et ses collègues (1995) exposée plus haut. Néanmoins, des expériences Raman sur la glace de la zone de transition à Vostok, menées par mes soins ainsi que par une équipe japonaise (Ikeda et al., 1999), montrent des résultats inverses à ceux de D47. Des études complémentaires, notamment en fonction de la taille des inclusions, devront être entreprises afin de comprendre cette différence entre les sites.

Pour le moment, nous ne pouvons que constater qu'à D47 les analyses que nous avons effectuées par spectrométrie Raman conduisent à un rapport N₂/O₂ moyen dans les clathrates de 15.7 ($\sigma = 4.2$), et de 2.6 ($\sigma = 0.5$) dans les bulles. Convertis en notation δ adoptée dans ce travail, on obtient : $\delta(\text{O}_2/\text{N}_2)_c = -763.12 \text{ ‰}$ et $\delta(\text{O}_2/\text{N}_2)_b = +430.40 \text{ ‰}$, où les indices c et b désignent respectivement les clathrates et les bulles. On est évidemment loin des valeurs mesurées par chromatographie après broyage des échantillons, mais le broyage n'est efficace qu'à 75 % (Barnola et al., 1995).

Sachant que la valeur du $\delta(\text{O}_2/\text{N}_2)$ mesuré après broyage de l'échantillon prélevé à 870 m est de 52 ‰¹ et qu'à cette profondeur le gaz est piégé soit sous forme de bulles, soit dans les clathrates, on peut calculer la proportion de chacune de ces phases dans le gaz extrait. Il en résulte que le gaz analysé après broyage des échantillons correspond à un mélange composé de 32 % de clathrates et de 68 % de bulles.

Le principe de conservation de la matière implique d'autre part que le gaz stocké dans la glace possède la signature de l'atmosphère au moment du piégeage. Si on considère qu'il y a 7 500 la concentration en O_2 n'était pas différente de la valeur actuelle, on a :

$$\beta \delta_c + (1-\beta) \delta_b = 0$$

On calcule alors qu'à la profondeur de 870 m, les inclusions de la glace de D47 sont composés de 36 % de clathrates et 64 % de bulles.

En se basant sur les résultats Raman de D47 exposés ci-dessus, on montre qu'il existe une répartition non homogène des différents gaz entre bulles et clathrates présents à une même profondeur.

De plus, nous confirmons l'hypothèse déjà suggérée par les expériences menées sur les carottes groenlandaises de GRIP (Anklin et al., 1997) ou de Dye 3 (Neftel et al., 1983), à savoir, l'extraction préférentiel des gaz occlus dans les bulles plutôt que dans les clathrates lors du broyage des échantillons.

Une confirmation de cette hypothèse peut être apportée par l'analyse des gaz de la carotte de D47, recueillis par une méthode différente du broyage.

III-3.2.5 Evolution du $\delta(\text{O}_2/\text{N}_2)$ obtenu par fusion-regel

La technique de la fusion-regel permet une efficacité d'extraction proche de 100 %. Elle a été mise au point pour la mesure de la teneur en air des échantillons (Raynaud et Lebel, 1980) et est utilisée pour l'analyse du CH_4 dans les carottes de glace (Chappellaz, 1990).

Comme nous l'avons déjà mentionné, la présence d'eau liquide lors de la formation de la glace ou lors de l'extraction des gaz emprisonnés au sein de celle-ci, est susceptible de fausser la teneur en CO_2 des échantillons. L'extraction par fusion-regel est donc malheureusement

¹ Cette valeur est non corrigée de l'effet gravitationnel pour pouvoir être comparée aux mesures Raman.

inappropriée pour l'analyse quantitative de ce gaz, c'est pourquoi la comparaison des résultats, obtenus par extraction sèche ou humide, a été effectuée uniquement sur le $\delta(O_2/N_2)$. Le résultat de cette comparaison est représenté sur la figure III-6.

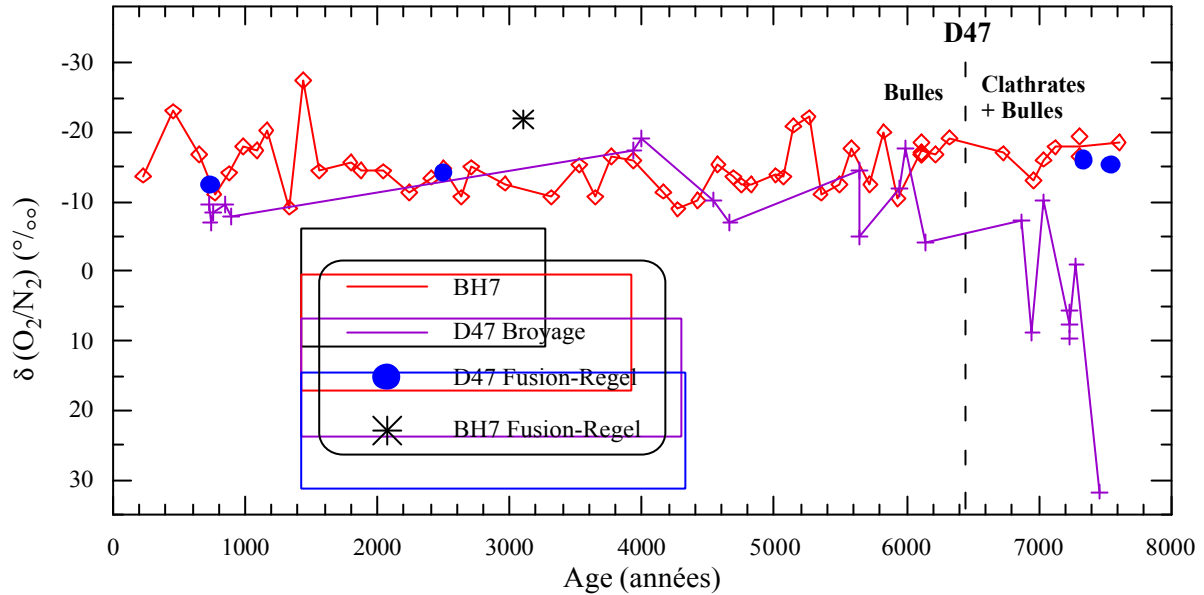


Figure III- 6 : Comparaison des valeurs du $\delta(O_2/N_2)$ obtenues à BH7 et D47 en fonction de la méthode d'extraction des gaz.

Dans le tableau III-D, nous avons répertorié les valeurs moyennes du $\delta(O_2/N_2)$ à D47 calculées après extraction du gaz grâce à chacune des deux méthodes d'extraction. La carotte a été divisée en deux zones : glace bulleuse ($z < 830$ m), et zone de transition ($830 < z < 870$ m).

Profondeur	Méthode d'extraction	
	Broyage	Fusion-Regel
$z < 830$ m Glace bulleuse	-10.7 ‰ $\sigma = 4.8$ ‰	-13.2 ‰ $\sigma = 1.2$ ‰
$830 < z < 870$ m Zone de transition	5.7 ‰ (jusqu'à 31.6 ‰) $\sigma = 12.9$ ‰	-15.6 ‰ $\sigma = 0.5$ ‰

Tableau III- **Erreur ! Argument de commutateur inconnu.** : valeurs moyennes du $\delta(O_2/N_2)$ à D47 en fonction de la profondeur et de la méthode d'extraction..

Nous constatons tout d'abord que dans la glace bulleuse, les résultats sur le $\delta(O_2/N_2)$ moyen, obtenu par l'une ou l'autre des méthodes d'extraction, sont en très bon accord. Un échantillon de la carotte de BH7 a également été analysé après extraction par cette méthode, on mesure $\delta(O_2/N_2) = -21.9 \text{ ‰}$, ce qui correspond bien à la gamme de variations du $\delta(O_2/N_2)$ obtenues sur cette carotte par broyage des échantillons.

Par contre, dans la zone où les bulles se transforment en clathrates, la forte augmentation du $\delta(O_2/N_2)$, observée après broyage, disparaît avec la méthode d'extraction humide.

Les 2 valeurs obtenues par fusion-regel sur la partie basse de la carotte sont à nouveau concordantes avec celles mesurées à BH7. Il semble donc que dans la glace de l'époque actuelle, la valeur du $\delta(O_2/N_2)$ soit de l'ordre de -13 ‰ .

III-3.2.6 Mesure des variations du $\delta(O_2/N_2)$ dans l'air du névé

Nous avons mesuré le $\delta(O_2/N_2)$ de l'air pompé dans les névés de Devon Island (Arctique canadien) et Queen Maud Land (Antarctique de l'Est).

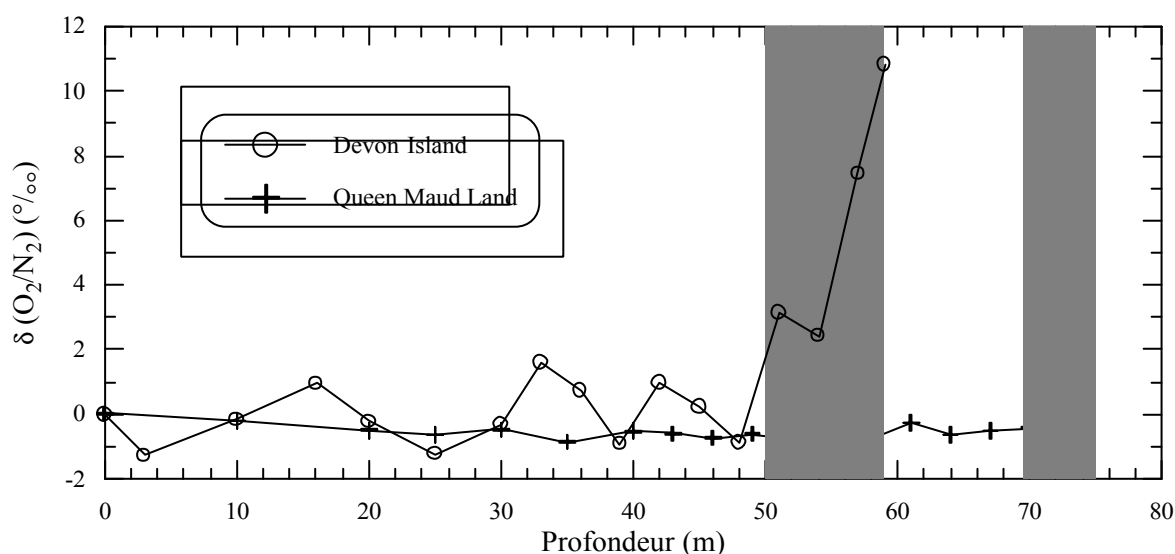


Figure III-7 : Evolution du $\delta(O_2/N_2)$ dans l'air des névés de Queen Maud Land et Devon Island en fonction de la profondeur.

Dans les deux cas, la teneur en O_2 du gaz prélevé fluctue dans un premier temps autour de celle de l'atmosphère. Dans la gamme de profondeur correspondant à la fermeture des pores (zones hachurées sur la figure), le $\delta(O_2/N_2)$ du gaz pompé augmente brutalement. A Queen Maud Land, le dernier niveau analysé (73.5 m) ne correspond pas tout à fait à la fermeture

totale des pores ce qui peut expliquer que la valeur maximale du $\delta(\text{O}_2/\text{N}_2)$ mesurée n'est que de 2 ‰ alors qu'à Devon Island on mesure $\delta(\text{O}_2/\text{N}_2) = 11$ ‰ à 59 m, c'est à dire en toute fin de zone de fermeture. Il est donc possible que le $\delta(\text{O}_2/\text{N}_2)$ tende vers +11 ‰ au fond du névé quel que soit le site considéré.

De telles mesures confirment qualitativement l'enrichissement en O_2 constaté à la base des névés de Vostok (0.7 ‰ d'après Bender et al., 1994a) et de Pôle Sud (~3.5 ‰ d'après Battle et al., 1996). Pourtant, Bender et al. (1995) rejettent l'hypothèse de la ségrégation des gaz dans le névé et au moment du close-off comme cause de la déviation négative du $\delta(\text{O}_2/\text{N}_2)$ observée dans la glace. L'explication mettant en cause la qualité des carottes après relaxation est préférée par les auteurs. Ils invoquent un processus de diffusion rapide à travers les imperfections des cristaux et dépendant de la taille des molécules pour expliquer les valeurs négatives du $\delta(\text{O}_2/\text{N}_2)$ dans la glace.

Il nous semble qu'au contraire les informations apportées par les mesures du $\delta(\text{O}_2/\text{N}_2)$ dans l'air de fond du névé et dans la glace sont cohérentes au moins d'un point de vue qualitatif vis à vis du respect du principe de conservation de la matière (en l'occurrence O_2) : $\delta(\text{O}_2/\text{N}_2) > 0$ dans le fond du névé et $\delta(\text{O}_2/\text{N}_2) < 0$ dans l'air piégé dans la glace. La ségrégation des gaz aurait donc lieu au moment de la fermeture des pores. Néanmoins, la similitude des valeurs du $\delta(\text{O}_2/\text{N}_2)$ dans les glaces récentes de BH7 et D47 nous amène à dire que ce fractionnement ne dépend pas de la vitesse de fermeture des pores, puisque les conditions de piégeage des gaz sont très différentes entre ces 2 sites.

III-3.2.7 Conclusion sur la représentativité des mesures du rapport O_2/N_2

La cohérence qualitative entre les valeurs du $\delta(\text{O}_2/\text{N}_2)$ obtenues dans le névé (11 ‰) et celles issues de la glace récente (~-13 ‰) suggère que les variations de la concentration d' O_2 dans l'atmosphère soient masquées par des fractionnements lors de la fermeture des pores.

Dans la glace, à partir de la profondeur d'apparition des clathrates, il apparaît que le $\delta(\text{O}_2/\text{N}_2)$ est sensible à la méthode d'extraction utilisée. Quand celle-ci n'est pas totalement efficace (broyage), les échantillons recueillis sont fortement enrichis en O_2 par rapport à l'atmosphère actuelle. Les mesures Raman suggèrent que le résidu de broyage contient préférentiellement des clathrates plutôt que des bulles.

Des remarques que nous avons formulées et des expériences ultérieures, il ressort donc que la présence d'hydrates à D47 est une explication plausible de la divergence des profils du CO₂ et du $\delta(\text{O}_2/\text{N}_2)$ de cette carotte par rapport à ceux issus de la glace de BH7.

L'extraction par fusion-regel étant inadéquate pour l'analyse du CO₂, et la spectrométrie Raman jusque là trop peu sensible pour la détection de ce gaz dans les hydrates, il nous est impossible de conclure directement à un fractionnement du CO₂ dans la zone de transition qui serait causé par le caractère incomplet de l'extraction.

Une expérience menée par Neftel et al. (1983) consiste à comparer l'évolution de la teneur en CO₂ en fonction de la durée de la détente de l'échantillon avant analyse, ainsi que de type de glace utilisée. Dans la glace bulleuse et quand seuls des clathrates sont présents, la durée de la détente n'influence pas le résultat. En revanche, quand des hydrates et des bulles secondaires coexistent (cas de figure que l'on peut assimiler à la zone de transition), plus l'attente avant analyse est longue, plus la concentration en CO₂ des échantillons est élevée. Comme le gaz se détend moins rapidement dans le cas d'échantillons avec clathrates, ce résultat suggère que le CO₂ soit préférentiellement présent dans cette structure. Il se peut, en effet, qu'en formant des complexes H₂CO₃ avec les molécules d'eau de la glace, le long de la paroi des bulles, le CO₂ soit incorporé préférentiellement dans les clathrates.

Pour respecter l'adage célèbre "Rien ne se perd, rien ne se crée, tout se transforme", il faut pourtant que la totalité du gaz emprisonné dans les bulles soit stocké sous forme d'hydrates en dessous de la zone de transition. Passé cette zone, l'extraction sèche doit donc permettre l'analyse d'échantillons représentatifs de la composition du gaz piégé au moment de la fermeture des pores, hypothèse d'ailleurs confirmée par le travail de Neftel et al (1983).

III-3.3 MESURES DU $\delta(\text{O}_2/\text{N}_2)$ SUR LA PERIODE 420 000 – 150 000 ANS BP

Nous partons des hypothèses suivantes :

- Le gaz piégé au départ se retrouve entièrement sous forme de clathrates au-dessous de la zone de transition.
- Le gaz extrait par broyage est représentatif de la composition moyenne du gaz présent dans la glace si la qualité de la carotte, de son transport et de son stockage sont bonnes.

Dans ces conditions il nous semble possible d'examiner les variations simultanées du CO_2 et du $\delta(\text{O}_2/\text{N}_2)$ mesurées avec la méthode d'extraction sèche.

III-3.3.1 Comparaison des variations simultanées du CO_2 et du $\delta(\text{O}_2/\text{N}_2)$.

Extraction sèche

Cette étude porte sur l'essentiel des niveaux de CO_2 , et donc de $\delta(\text{O}_2/\text{N}_2)$ analysés par mes soins, c'est à dire entre 420 000 et 150 000 ans BP. Nous avons néanmoins insisté plus particulièrement sur les stades climatiques 7, 8 et 9 (320 000 – 200 000 ans BP). Dans le tableau suivant sont résumés les principaux renseignements concernant les mesures du $\delta(\text{O}_2/\text{N}_2)$.

Nombre de points de mesures :	132
Nombre de niveaux analysés :	131
Résolution temporelle moyenne :	2060 ans
Résolution temporelle stades 7,8,9 :	1250 ans
Reproductibilité :	$\pm 10 \text{ ‰}$
Incertitude analytique :	$\sim 1 \text{ ‰}$

Tableau III- Erreur ! Argument de commutateur inconnu. : Caractéristiques principales des données $\delta(\text{O}_2/\text{N}_2)$ à Vostok (4 Γ et 5 Γ).

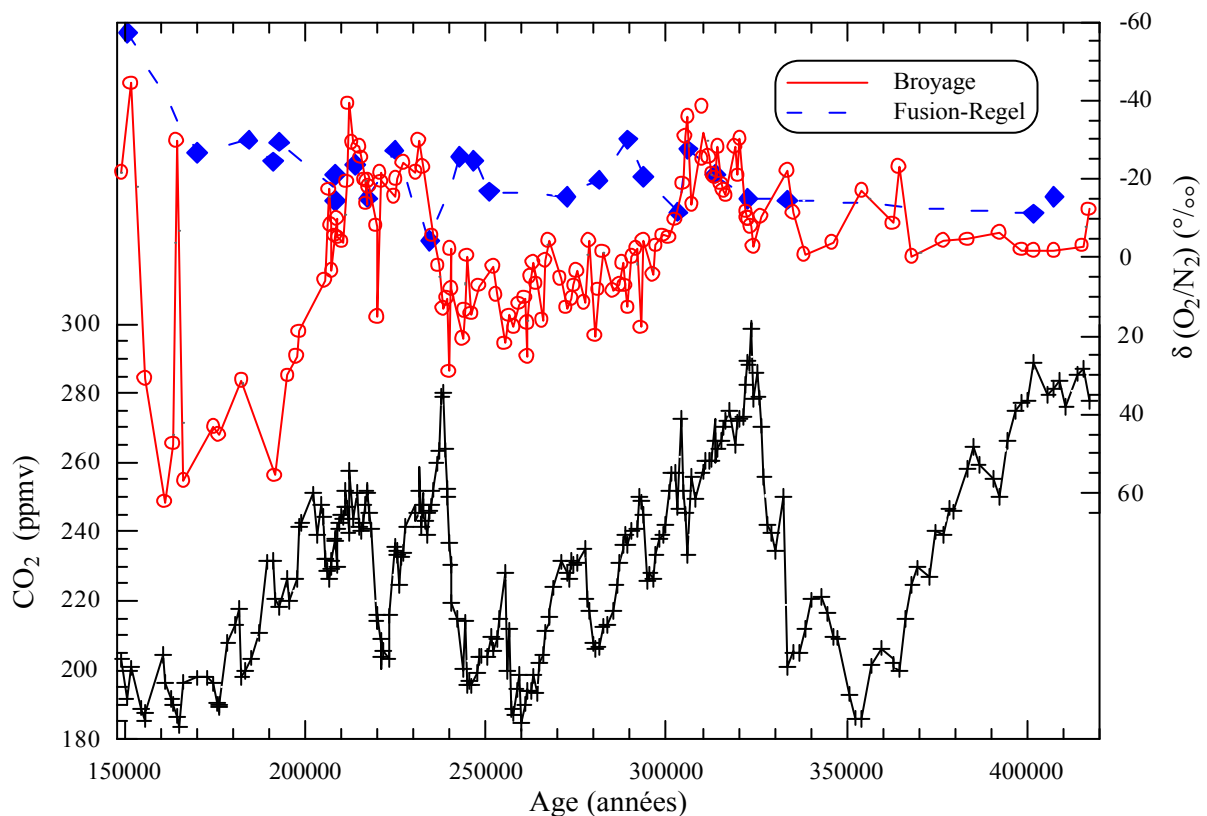


Figure III- 8 : Variations simultanées du CO₂ et du δ(O₂/N₂) à Vostok entre 420 et 150 ka BP.

La figure précédente rapporte quant à elle, les variations du CO₂ et du δ(O₂/N₂) en fonction du temps sur la période d'étude.

La ressemblance des profils est visuellement bonne, même si le coefficient de la corrélation linéaire entre les deux variables est faible ($r^2 = 0.18$). En particulier, on observe nettement une brusque augmentation du δ(O₂/N₂) vers 220 000 ans BP, dont la durée n'excède pas 5 000 ans. Cette oscillation rapide du δ(O₂/N₂) est à mettre en parallèle avec le refroidissement du climat au stade 7.4, que l'on détecte il y a 225 000 ans environ dans l'enregistrement du CO₂.

La valeur moyenne du δ(O₂/N₂) que nous déterminons sur la période est de -2.11 ‰ ($\sigma = 20 \text{ ‰}$). Si nous constatons qu'il existe effectivement des variations du δ(O₂/N₂) qui s'apparentent à des variations glaciaire-interglaciaire et qu'elles sont opposées à celles du CO₂ (l'échelle du δ(O₂/N₂) est inversée), leur amplitude est bien trop importante pour être expliquée par le mécanisme proposé au paragraphe 3.1 de ce chapitre. Par exemple, entre les "stades" 7 et 6, l'amplitude de la variation du δ(O₂/N₂) mesurée est d'environ 80 ‰ et celle-ci reste importante (30 ‰), même si on s'en tient aux transitions 9-8 et 8-7, mieux résolues. Comme nous l'avons déjà signalé en effet, une variation de 100 ppmv de la teneur en CO₂ de l'atmosphère, caractéristique des oscillations glaciaire-interglaciaires, devrait être associé à un changement de quelques ‰ de la valeur du δ(O₂/N₂). Il existe donc un facteur 10 environ entre l'amplitude des variations du δ(O₂/N₂) que nous sommes en droit d'attendre et celle que nous mesurons.

Une autre caractéristique du signal δ(O₂/N₂) est l'apparente atténuation de celui-ci en fonction du temps sur la période d'étude. Nous observons en effet, entre 150 000 et 200 000 ans BP, des variations très importantes du δ(O₂/N₂) (entre -40 ‰ et $+60 \text{ ‰}$) alors qu'elles semblent quasi inexistantes autour de 400 000 ans, pour autant que notre résolution permette d'en juger. Plus l'extraction de la carotte est récente (plus la glace est vieille), plus les variations du δ(O₂/N₂), du gaz recueilli par broyage, semblent atténuées.

Cette constatation nous amène à nous demander, à l'image de Bender et al. (1995), si les variations du δ(O₂/N₂) ne sont pas uniquement dues à des pertes de gaz post forage, d'autant plus importante que le temps écoulé entre le forage de la carotte et l'analyse des échantillons

est long. Le fait que les échantillons les plus récents soient issus de la carotte 4Γ, prélevée lors d'un carottage thermique (jusqu'à la profondeur 2413 m), conforte l'hypothèse d'une forte implication de l'histoire de la glace après extraction dans les variations du $\delta(\text{O}_2/\text{N}_2)$ mesurées. Nous avons essayé de simuler de tels phénomènes sur des échantillons de la carotte de BH7 à la profondeur de 201 m. Nous avons choisi une zone de la carotte correspondant à la période Holocène car il était indispensable de pouvoir analyser des échantillons consécutifs (donc d'âges différents) avec l'assurance que ceux-ci ne présentaient pas des valeurs de CO_2 ou de $\delta(\text{O}_2/\text{N}_2)$ naturellement trop différentes entre elles.

Nous avons donc prélevé et partagé en 2 dans le sens de la longueur, un barreau de glace d'environ 40 cm. Sur le premier $\frac{1}{2}$ cylindre (A), stocké dans des conditions normales (-55°C sur le terrain puis -20°C dans les chambres froides du laboratoire), nous avons procédé à l'analyse de 3 échantillons. Sur le $\frac{1}{2}$ cylindre restant (B), 1 échantillon a été stocké dans les conditions dites normales (B3), les deux autres dans un congélateur réglé à la température de -3°C pendant une semaine avant leur analyse. Pour un de ces échantillons (B2), nous avons analysé séparément la partie interne et la partie externe de la tranche. Les résultats de cette expérience sont résumés dans le tableau suivant. Les marges d'erreur indiquées représentent la dispersion des résultats sur les 3 détentes pour chaque échantillon ou la dispersion autour de la valeur moyenne.

Echantillon	CO_2 (ppmv)	$\delta(\text{O}_2/\text{N}_2)$ (‰)
A1	265.4 ± 0.4	54.90 ± 0.46
A2	264.7 ± 1.6	53.16 ± 0.25
A3	266.8 ± 1.3	55.00 ± 0.38
Moyenne (-20°C)	265.6 ± 1.1	54.35 ± 1.03
B1	271.6 ± 0.2	59.22 ± 1.29
B2 intérieur	259.5 ± 0.77	43.87 ± 2.39
B2 extérieur	265.4 ± 0.5	46.56 ± 0.23
Moyenne (-3°C)	265.5 ± 6	50.88 ± 7.76
B3 (-20°C)	264.7 ± 0.7	54.69 ± 0.27

Tableau III- Erreur ! Argument de commutateur inconnu. : Résultats de l'expérience de remontée en température de l'échantillon BH7 201.

La dispersion des valeurs, tant pour le CO_2 que pour le $\delta(\text{O}_2/\text{N}_2)$, est plus grande pour la série d'échantillons ayant séjourné 5 jours à une température proche de zéro degré. En revanche, on ne note pas de dérive systématique de ces valeurs. Ce résultat est à comparer avec l'augmentation de l'amplitude des variations du $\delta(\text{O}_2/\text{N}_2)$ que nous avons constatées pour les échantillons de la carotte 4Γ, forée thermiquement.

Le $\delta(\text{O}_2/\text{N}_2)$ moyen des échantillons B1 et B2 est inférieur à celui des échantillons de la série A, ce qui peut correspondre à une perte d' O_2 des échantillons ayant séjourné à -3°C par rapport aux échantillons conservés au froid. Cependant, les conclusions sont contradictoires, que l'on considère individuellement l'échantillon B1, ou la moyenne des échantillons B2 par rapport à la moyenne de la série A.

D'autre part, l'expérience menée sur les parties interne et externe de la tranche B2 ne révèle pas d'enrichissement de l'un des échantillons par rapport à l'autre.

Ces résultats ne nous permettent pas de conclure fermement quant à l'existence d'un fractionnement des gaz, éventuellement causé par de mauvaises conditions de transport ou de stockage de la carotte et simulées ici par une remontée de sa température.

III-3.3.2 Mesure du $\delta(\text{O}_2/\text{N}_2)$ extrait par fusion-regel

Nous avons procédé à l'extraction du gaz de 25 échantillons (24 niveaux) de la zone d'étude par fusion-regel. Les résultats de cette expérience sont symbolisés par les losanges pleins de la figure III-8.

Là encore, les variations du $\delta(\text{O}_2/\text{N}_2)$ obtenues avec la méthode humide, ont une amplitude bien inférieure à celle que l'on observe après broyage des échantillons : valeur moyenne sur la période : -21.72 ‰ , $\sigma = 10\text{ ‰}$. De plus, on ne distingue plus d'oscillations caractéristiques des variations glaciaire-interglaciaire dans le profil $\delta(\text{O}_2/\text{N}_2)$ après extraction totale des gaz. La valeur moyenne du $\delta(\text{O}_2/\text{N}_2)$ que nous avons mesurée est en bon accord avec des résultats obtenus par cette méthode sur la carotte de Vostok (Bender et al., 1995)

13 niveaux ont été analysés à la fois après extraction sèche et humide, ce qui nous permet de comparer les deux types de mesures du $\delta(\text{O}_2/\text{N}_2)$. Nous reportons également sur cette figure les valeurs moyennes du $\delta(\text{O}_2/\text{N}_2)$ obtenues à l'issue des 2 méthodes d'extractions sur la glace de la période Holocène (voire le paragraphe III-3.2.5).

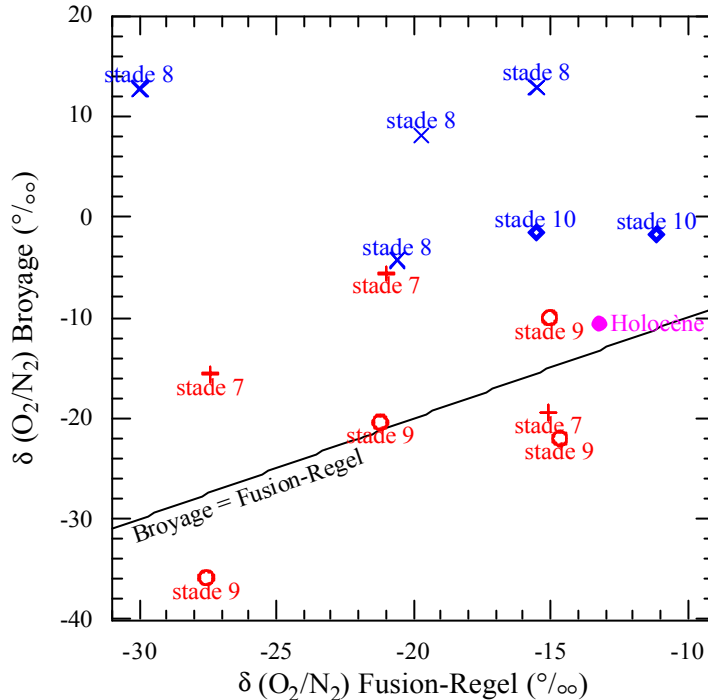


Figure III- 9 : Comparaison des valeurs du $\delta(\text{O}_2/\text{N}_2)$ obtenues sur les mêmes niveaux, après extraction humide ou sèche des gaz.

Il ne semble exister aucune relation liant les valeurs du $\delta(\text{O}_2/\text{N}_2)$, issues de l'extraction sèche, à celles provenant de l'extraction humide. Néanmoins, on peut distinguer deux groupes de mesures : celles concernant les périodes chaudes (stades 7 et 9), et celles qui se rapportent aux périodes glaciaires (stades 8 et 10).

Pour une gamme de variations équivalentes du $\delta(\text{O}_2/\text{N}_2)$ obtenu après fusion-regel, les valeurs du $\delta(\text{O}_2/\text{N}_2)$, mesurées après broyage d'échantillons glaciaires, sont plus élevées que celles des échantillons interglaciaires. Il apparaît en revanche, que pendant les stades chauds 7 et 9, les deux méthodes d'extraction aboutissent à des résultats comparables sur le $\delta(\text{O}_2/\text{N}_2)$. Autrement dit, la sensibilité des échantillons à la méthode d'extraction semble plus importante pendant les périodes froides.

La taille des hydrates, comme celle des cristaux de glace, croît au cours du temps. A cette tendance générale, viennent se superposer des variations d'origine climatique de la taille des

cristaux et des inclusions (Lipenkov, 2000). Pendant les périodes chaudes, il est établi que la taille des clathrates est, en moyenne, plus élevée que pendant les périodes glaciaires, ce qui suggère que le broyage extraie préférentiellement le gaz contenu dans les plus gros clathrates. L'atténuation des variations du $\delta(\text{O}_2/\text{N}_2)$ au cours du temps se justifie alors par le grossissement des inclusions.

Sur la figure suivante, sont présentées les variations du $\delta(\text{O}_2/\text{N}_2)$ conjointement à celles du rayon moyen des clathrates en fonction de la profondeur.

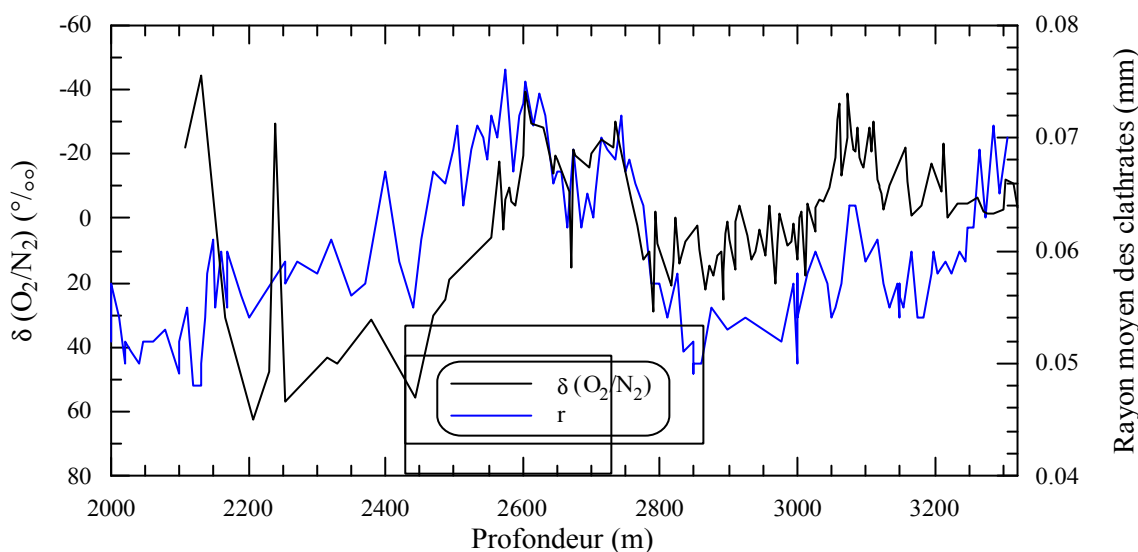


Figure III-10 : Variations du $\delta(\text{O}_2/\text{N}_2)$ et du rayon moyen des clathrates (d'après Lipenkov et al., 2000) à Vostok en fonction de la profondeur.

On constate effectivement une forte ressemblance entre ces 2 enregistrements, ce qui suggère que les causes des variations du $\delta(\text{O}_2/\text{N}_2)$ soient peut être liées aux conditions de formation et d'évolution des clathrates.

III-3.4 CONCLUSIONS SUR LA MESURE DU $\delta(\text{O}_2/\text{N}_2)$ DANS LES GLACES POLAIRES, CONSEQUENCES SUR CELLE DU CO_2

Des différentes expériences que nous avons menées sur la période récente, ainsi que sur les stades 7 à 10, nous tirons les conclusions suivantes :

- Le fractionnement des gaz au fond du névé ne semble pas dépendre de la vitesse de fermeture des pores.
- Les variations temporelles du CO_2 et du $\delta(\text{O}_2/\text{N}_2)$ sont opposées.

- L'amplitude des variations du $\delta(O_2/N_2)$ que l'on mesure après broyage des échantillons est environ 10 fois plus élevée que ce que l'on pouvait attendre.
- L'extraction sèche d'échantillons dans la glace entièrement bulleuse reflète bien la composition de l'atmosphère au moment du piégeage des gaz.
- Il existe une discrimination entre les deux phases à l'extraction quand celle-ci n'est pas totale, le gaz étant plus difficilement extrait des clathrates.
- Dans la zone où les bulles se transforment en clathrates et où les deux espèces coexistent, il y a fractionnement des gaz entre les différents objets.
- En dessous de la zone de transition, il y a atténuation des variations du $\delta(O_2/N_2)$ issu de l'extraction sèche, en fonction de la profondeur.
- Ces variations ne sont plus significatives lors de l'extraction totale des gaz par fusion-regel.
- Le fractionnement des gaz, lors de l'extraction semble influencé par la tailles des inclusions (rôle du climat et du vieillissement de la glace).

Concernant les variations du $\delta(O_2/N_2)$ en tant que telles, obtenues avec notre méthode d'extraction, il apparaît qu'elles ne renferment pas un signal directement exploitable en termes de variations de la composition de l'atmosphère comme nous l'avions espéré en commençant cette étude. Par contre, ces variations semblent contenir un signal climatique, vraisemblablement lié à la taille et au nombre des hydrates et/ou des cristaux de glace.

Les conditions climatiques, lors de la fermeture des pores, influencent les caractéristiques ci-dessus, elles semblent donc être un bon candidat pour expliquer les variations du $\delta(O_2/N_2)$. Par contre, nous avons vu que les valeurs du $\delta(O_2/N_2)$ dans les glaces récentes de BH7 et D47 étaient identiques ($\sim -13 \text{ ‰}$) aux incertitudes de mesure près. D'autre part, les résultats obtenus sur les échantillons d'air pompé dans les névés de Queen Maud Land et Devon Island tendent aussi à montrer que la valeur du $\delta(O_2/N_2)$ peut être indépendante des conditions climatiques.

Pour que ces éléments ne soient pas en contradiction, il faut que le fractionnement des gaz, entre les bulles et les clathrates, et le fractionnement probable entre les clathrates de tailles différentes, ait lieu en aval de la fermeture des pores, c'est à dire plutôt lors de la transformation des bulles en hydrates.

La dépendance de la représentativité du gaz extrait par rapport au gaz initialement occlus, en fonction de la nature et de la taille des inclusions, a été suggérée par la mesure du $\delta(\text{O}_2/\text{N}_2)$. Il est légitime de se demander s'il existe un fractionnement comparable pour le CO_2 , qui serait susceptible de remettre en cause les valeurs obtenues après broyage des échantillons.

Nous avons vu que les investigations directes sur ce gaz ne sont pas possibles pour l'instant, puisque la technique de spectrométrie Raman n'est pas assez sensible et que la méthode d'extraction par fusion-regel est inadéquate. Cependant, plusieurs arguments nous font penser qu'un tel fractionnement, s'il existe, est négligeable et sans effet sur la validité des mesures CO_2 .

D'une part, lors de la dernière déglaciation, des mesures CO_2 ont été effectuées à la fois à Byrd et Vostok. Pour la première carotte, la zone de transition s'étend entre 730 et 1200 m, c'est à dire entre 6 800 et 14 700 ans BP environ. Dans le cas de Vostok, bulles et clathrates coexistent dans la gamme de profondeur 500-1250 m, ce qui correspond à la période 23 000-86 000 ans BP. La bonne concordance des 2 profils (illustrée sur la figure IV-10 de la page 97) indique que les analyses pratiquées sur les échantillons de la zone de transition de l'une ou de l'autre des carottes, ne semblent pas influencées, aux incertitudes analytiques près, par la présence des clathrates.

D'autre part, si les variations du CO_2 et du $\delta(\text{O}_2/\text{N}_2)$ paraissent parallèles et opposées à Vostok, en regardant les profils plus en détail, on s'aperçoit qu'il n'existe pas forcément de corrélation entre ces variations. Par exemple, entre 150 000 et 180 000 ans BP, on note des variations du $\delta(\text{O}_2/\text{N}_2)$ de très forte amplitude (voire la figure X) alors que les valeurs du CO_2 restent stables. Au contraire, lors de la transition climatique il y a 240 000 ans BP, le $\delta(\text{O}_2/\text{N}_2)$ ne présente pas de variations marquées alors que le CO_2 augmente de 80 ppmv. Ces remarques sous-entendent que si les valeurs de la teneur en CO_2 de l'atmosphère déduites de l'analyse de l'air piégé dans les calottes polaires sont biaisées, elles le sont indépendamment du $\delta(\text{O}_2/\text{N}_2)$.

Finalement, on n'observe pas, dans le profil temporel du CO_2 , un amortissement du signal en fonction de la profondeur (de l'âge) comme c'est le cas pour le $\delta(\text{O}_2/\text{N}_2)$.

CHAPITRE IV

QUATRE CYCLES CLIMATIQUES A VOSTOK

IV-1 HISTOIRE DU CLIMAT DE LA TERRE¹

La Terre s'est formée il y a environ 4.6 milliards d'années (Ga). Les détails de l'histoire de son climat ne sont bien sûr pas connus sur une période aussi longue. Par contre on retrouve encore la trace des changements radicaux que sont les glaciations.

A l'époque de la formation de la Terre, la luminosité du Soleil ne correspondait qu'à 75 % de sa valeur actuelle (~ 1 360 W/m²). Or d'après des modèles, une réduction de 5 à 10 % de cette valeur entraînerait la glaciation totale de notre planète, celle-ci aurait donc du naître englacée. Pourtant, les premières traces de glaciation sur Terre ne remontent qu'à 2.3 Ga BP². On explique cette absence de glace par une atmosphère probablement beaucoup plus riche en CO₂, ce qui implique un effet de serre assez intense pour contrebalancer le déficit énergétique en provenance du Soleil.

Les glaciations sont un phénomène rare pendant la majeure partie de l'histoire de la Terre. Les 4 épisodes glaciaires les plus connus sont le Pré-Cambrien (800-600 Ma BP), l'Ordovicien (450-400 Ma BP), le Permo-Carbonifère (320-250 Ma³ BP) et le Pléistocène (depuis la fin de l'ère Tertiaire vers 3 Ma BP).

La réorganisation de la répartition des océans et des continents vers 30 Ma BP avec notamment l'éloignement de l'Australie par rapport à l'Antarctique et l'ouverture du Passage de Drake (vers 15 Ma BP), en permettant l'établissement du courant océanique circumpolaire antarctique, c'est à dire en isolant le continent antarctique des autres courants océaniques plus

¹ Les informations fournies dans ce paragraphe sont tirées du livre d'André Berger " Le climat de la Terre, un passé pour quel avenir ?" dont la référence est donnée à la fin de ce travail.

² Before Present = avant le présent.

³ Million d'années.

chauds, semble avoir joué un rôle prépondérant dans l'apparition des glaciations du Quaternaire.

Vers 3 Ma BP, le développement des glaciers de montagnes dans l'hémisphère Nord et de la glace de mer autour de l'Antarctique, associés à la croissance de la calotte Antarctique elle-même, ont entraîné une chute des températures et finalement l'entrée de la Terre dans l'ère glaciaire du Quaternaire. Cette nouvelle période débute par une importante glaciation (entre 2.4 et 2.3 Ma BP) puis des fluctuations glaciaire-interglaciaires plus modérées.

Enfin, à partir de 900 ka BP⁴, le climat de la Terre enregistre des fluctuations glaciaire-interglaciaires quasi cycliques. Cette période est beaucoup mieux documentée que l'histoire plus ancienne grâce à différents enregistrements, comme les sédiments marins, lacustres, ou continentaux, mais aussi grâce aux cernes des arbres et aux carottes de glace. C'est sur l'étude de ce dernier type d'enregistrement qu'a porté le travail et plus précisément sur l'analyse de la concentration en dioxyde de carbone (CO₂) de l'atmosphère au cours du passé dans l'enregistrement glaciaire de Vostok.

IV-2 LE FORAGE DE VOSTOK

IV-2.1 PRESENTATION

La station russe de Vostok (78° 28' Sud, 106° 48' Est) est située sur le plateau de l'Antarctique de l'Est à 3 488 m d'altitude. Elle est implantée dans la zone où la calotte glaciaire est la plus épaisse (3 750 m à la station).

Les conditions météorologiques rencontrées à Vostok, sont parmi les plus extrêmes enregistrées sur notre planète : la température moyenne annuelle est de -55°C, mais des minima proches de -90°C ont été enregistrés pendant l'hiver austral. De telles températures préviennent évidemment de toute fonte superficielle, même épisodique, et sont responsables d'une très faible accumulation moyenne annuelle, actuellement 2.2-2.5 g/cm²/an.

La conjonction de tous ces paramètres font de Vostok le site idéal pour obtenir une archive glaciaire couvrant une longue période temporelle.

⁴ Milliers d'années.

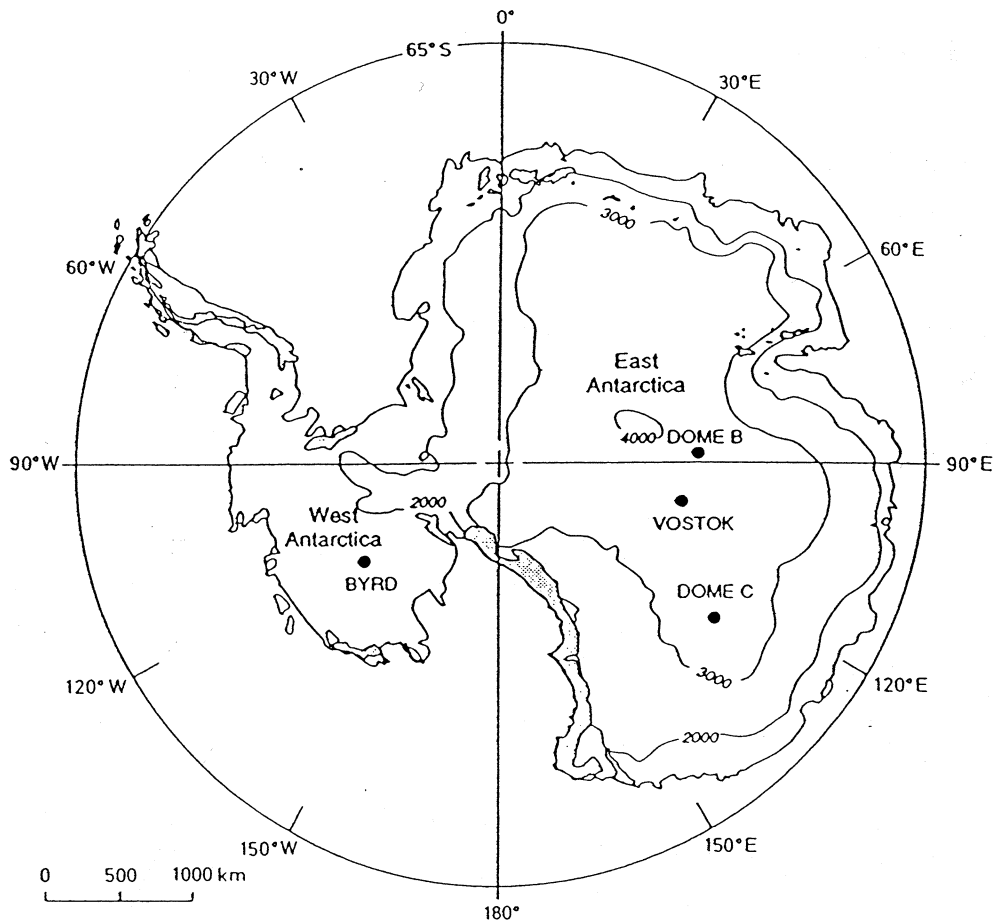


Figure IV-1 : Le continent antarctique et les principaux sites de forage.

Les Soviétiques sont présents sur le site de Vostok depuis l'Année Géophysique Internationale (1957). En 1982, ils informent la communauté scientifique internationale que le forage 3Γ entrepris 2 ans plus tôt (voire le schéma de la figure IV-2), a atteint 2 082 m de profondeur. Dès lors, une collaboration scientifique s'engage entre la France et l'Union Soviétique avec pour objet l'étude de cette glace. En 1985, ce travail est concrétisé sous la forme d'une publication des premiers résultats portant sur un cycle climatique complet (Lorius et al., 1985).

En 1989, les États-Unis se joignent à la Russie et la France, pour poursuivre le projet de forage profond à Vostok, et en 1990 le puits n°5 est amorcé. Vostok est alors un projet tripartite tant sur le plan technique et logistique, que scientifique. La France contribue à ces opérations par le biais de l'Institut Français de Recherche en Terres Polaires (IFRTP) pour la partie logistique, alors que le volet scientifique est confié principalement à deux laboratoires : le Laboratoire de Glaciologie et de Géophysique de l'Environnement (LGGE) et le Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement (LSCE).

En 1994, alors que le forage atteint la profondeur de 2 755 m, la station ferme pour l'hiver. Les opérations se poursuivent alors uniquement pendant les saisons estivales et en fin de saison 1998, le forage est stoppé à la profondeur record de 3 623 m. Cette profondeur ne correspond pas à celle du socle rocheux, puisque environ 120 m plus bas s'étend le lac sous glaciaire de Vostok, d'une superficie de 14 000 km² (280 km × 50 km) pour une profondeur de 600 m à Vostok (Kapitsa et al., 1996). On espère que dans un avenir proche, une nouvelle technologie sera mise au point afin de pénétrer dans le lac pour en analyser l'eau sans la contaminer. Parions donc que le site de Vostok ne nous a pas encore révélé tous ses secrets...

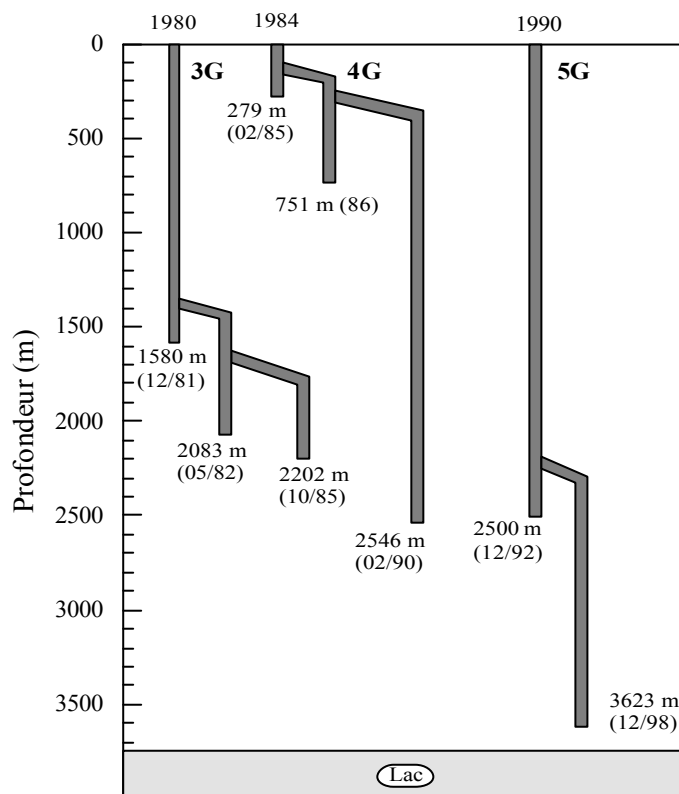


Figure IV- 2 : Les différents forages profonds entrepris à Vostok depuis 1980 (d'après Jouzel et al., 1996).

D'un point de vue climatologique, la carotte de Vostok constitue l'enregistrement direct et continu le plus long des variations de la composition de l'atmosphère dans le passé. Les différentes études précédemment menées sur 1 puis 2 cycles glaciaire-interglaciaires (Lorius et al., 1985 ; Barnola et al., 1987, 1991 ; Jouzel et al., 1987, 1990, 1993, 1996 ; Genthon et al., 1987 ; Chappellaz et al., 1990) peuvent donc maintenant être étendues à 4 cycles climatiques complets (Petit et al., 1997, 1999).

En particulier, l'enregistrement de Vostok procure une possibilité unique de comparer les variations de la teneur en CO₂ de l'atmosphère avec celles des différents paramètres climatiques et atmosphériques qui sont également extraits de cette carotte.

IV-2.2 LES DIFFERENTS PARAMETRES ET ESPECES MESURES LE LONG DE LA CAROTTE ET LEUR SIGNIFICATION CLIMATOLOGIQUE.

Dans ce paragraphe je listerai rapidement les principales mesures effectuées sur la glace et le gaz qu'elle contient (tableau X). Les paramètres spécifiques que nous avons étudiés dans ce travail seront détaillés et expliqués ultérieurement.

Média	Paramètre mesuré	Information
Glace	Conductivité électrique (ECM)	Stratigraphie sur le terrain Repérage des éruptions volcaniques
	Teneur en deutérium (δD en ‰)	Température locale de formation des précipitations
	Teneur en poussières continentales ($\mu g/g$)	Conditions environnementales de la région source Intensité de la circulation atmosphérique
	Teneur en sodium (ng/g)	Intensité des vents de surface Etendue de la glace de mer Position du front polaire
Gaz	Teneur en isotope 18 de l'oxygène atmosphérique ($\delta^{18}O_{atm}$ en ‰)	Cycle hydrologique Volume des glaces continentales
	Teneur atmosphérique en CO ₂ (ppmv)	Forçage radiatif Cycle du carbone (composante océanique principalement)
	Teneur atmosphérique en CH ₄ (ppbv)	Forçage radiatif Cycle du carbone (composante terrestre) Cycle hydrologique

Tableau IV-A : Espèces et paramètres principaux mesurés sur la carotte de Vostok, et les informations qu'ils procurent.

D'autres paramètres comme les compositions isotopiques du CO₂ (Indermuhle et al., 2000) et du CH₄ pourraient être également analysés et devraient fournir des informations sur les sources de ces gaz.

Le fond du forage de Vostok (3310 – 3623 m) n'est actuellement pas exploitable en terme de paléoclimatologie. De 3310 m à 3550 m environ, l'histoire de la glace est incertaine : il est possible que des couches soient mélangées peut être à cause de l'écoulement sur le socle rocheux en amont de la station, comme dans le cas des forages groenlandais de GRIP et GISP2 (Chappellaz et al., 1997). Cette hypothèse est appuyée par la découverte vers 3311 m de profondeur de 2 couches de cendres volcaniques de pendage opposé par rapport à l'axe de la carotte (Petit et al., 1999).

De plus, si on regarde en détail les profils de δD et CO₂ de cette partie de la carotte en fonction de la profondeur (figure IV-3), on constate qu'entre 3320 et 3330 m environ, ces 2 variables présentent une oscillation rapide. Elles passent en effet de valeurs caractéristiques des interglaciaires (-430 ‰ pour le δD et 290 ppmv pour le CO₂) vers des valeurs glaciaires (-480 ‰ et 200 ppmv respectivement) suivies d'un retour aux valeurs précédentes.

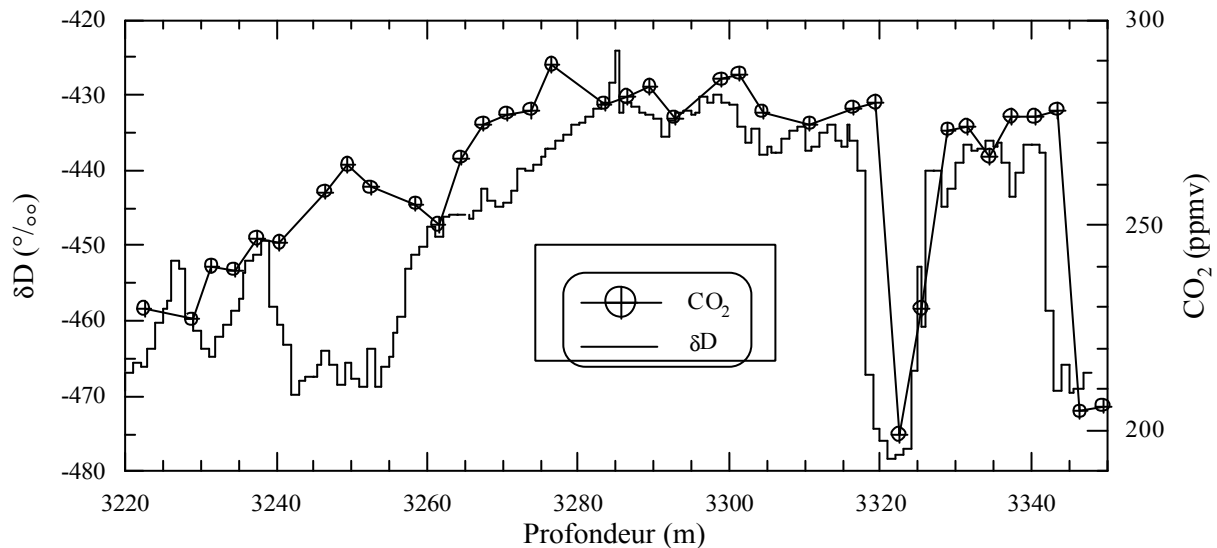


Figure IV- 3 : Comparaison des enregistrements CO₂ et δD en fonction de la profondeur, dans la section 3220-3350 m de la carotte de Vostok.

L'amplitude de cette oscillation est concevable, mais la concomitance des variations de paramètres issus de l'analyse de la glace pour le δD et des gaz en ce qui concerne le CO₂, est suspecte. En effet, nous avons vu au paragraphe III-1.2 qu'il existe une différence d'âge entre le gaz et la glace recueillis à un niveau donné. Par conséquent, un événement survenant à une

époque donnée, ne doit pas être détecté à la même profondeur dans les 2 médias, contrairement à la situation présentée sur la figure IV-4.

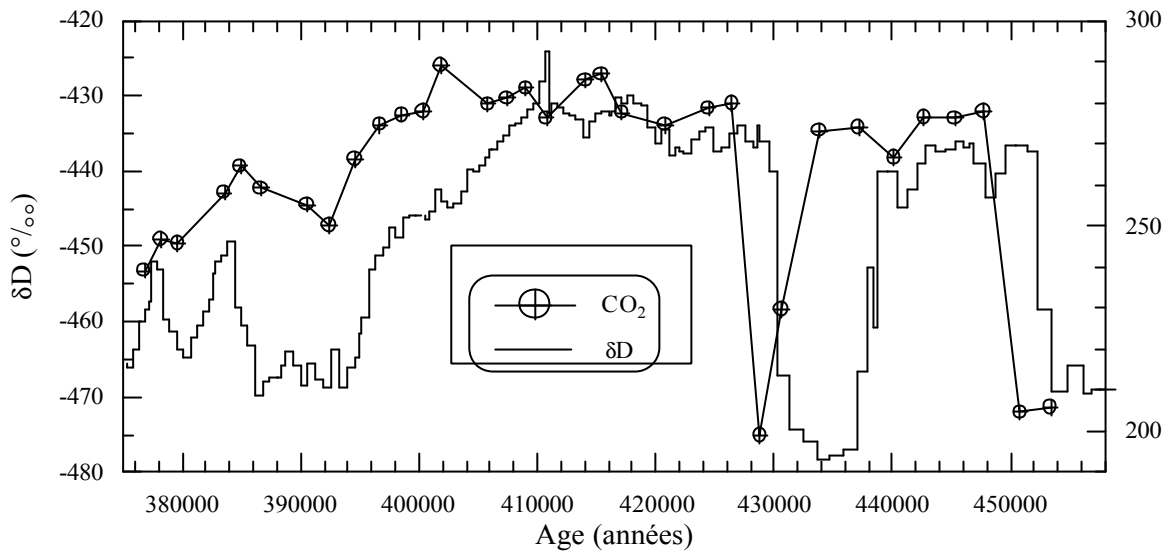


Figure IV- 4 : Comparaison des enregistrements CO₂ et δD en fonction de l'âge , dans la section 3320-3350 m de la carotte de Vostok.

En ce qui concerne la dernière centaine de mètres de la carotte (3550 - 3623 m), il semble maintenant certain qu'il s'agit de glace de regel provenant du lac (Jouzel et al., 1999). Pour ma part, j'ai pu analyser un échantillon prélevé dans cette partie basse de la carotte (3549 m).

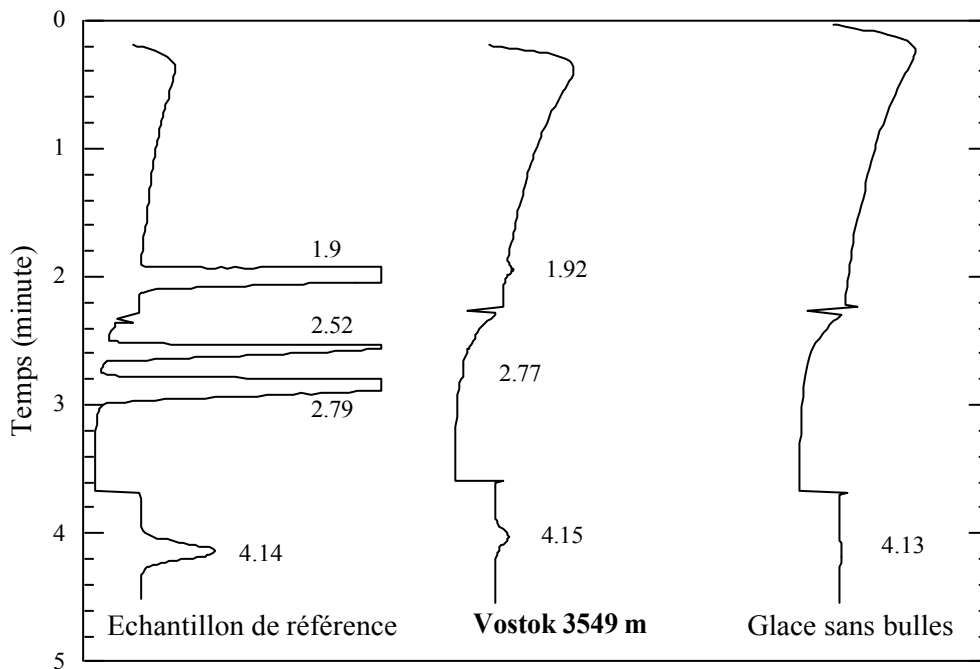
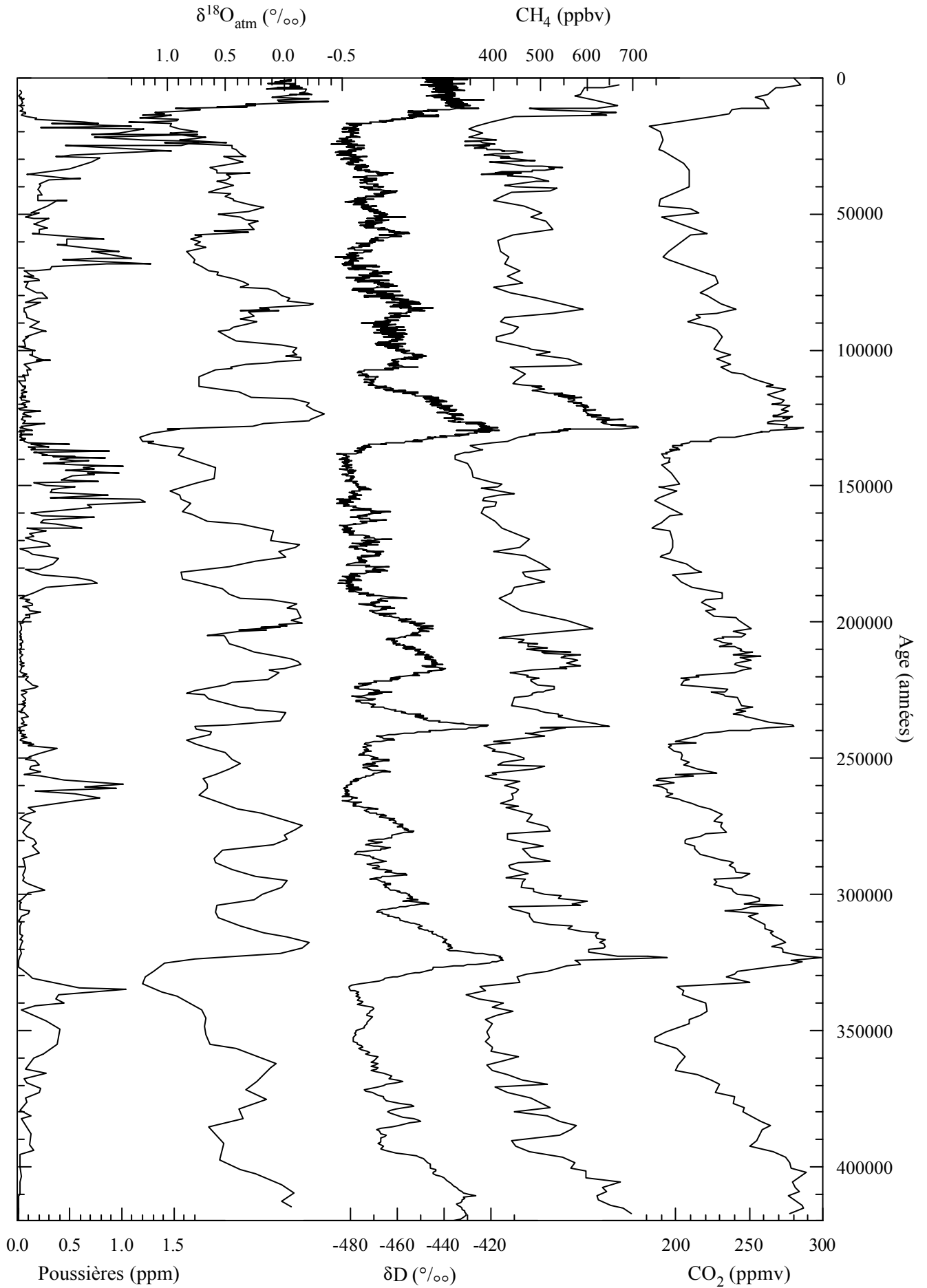


Figure IV- 5 : Comparaison des chromatogrammes de 3 types d'échantillons différents.

Nous constatons effectivement que les caractéristiques de cet échantillon s'apparente à celles de la glace de regel (glace sans bulles).

Pour ces raisons, les variations temporelles des paramètres analysés dans la carotte de Vostok qui seront présenté dans ce travail se limitent aux 420 000 dernières années enregistrées dans les 3310 mètres supérieurs de la carotte (Petit et al., 1999). Sur la figure IV-6 nous présentons les profils que nous interpréterons par la suite.

*Figure IV- 6 : Variations temporelles du CO₂, du CH₄, du $\delta^{18}O_{ann}$, du δD et de la concentration en poussières, mesurées à partir de la carotte de Vostok.
(page suivante)*



IV-2.3 DATATION DE LA CAROTTE

La figure qui vient d'être présentée, est un composite, qui présente sur une même échelle de temps, des enregistrements issus de l'analyse des gaz (CO_2 , CH_4 , $\delta^{18}\text{O}_{\text{amt}}$) et d'autres de celle de la glace (aérosols marins et continentaux, δD). Ce travail suppose donc bien évidemment l'établissement d'une chronologie commune à tous les enregistrements et qui attribut à chaque niveau de profondeur de la carotte un âge donné. Mais il faut aussi connaître la différence d'âge entre la glace et le gaz extraits d'un même niveau ($\Delta\text{âge}$).

Dans cette étude, nous avons adopté la chronologie (GT4) proposée par Petit et al. (1999). Elle est basée sur la modélisation de l'écoulement de la glace, d'où son nom (Glaciological Timescale). Ce procédé implique que, mis à part deux points de calage (1 534 m de profondeur = stade marin 5.4 = 110 000 ans et 3 254 m = stade marin 11.2.4 = 392 000 ans), aucune hypothèse n'a été faite sur les forçages climatiques influençant les enregistrements de Vostok.

Mis à part la datation de ces deux niveaux, les hypothèses sur l'accumulation (a) qui sous-tendent la chronologie GT4 supposent que l'on peut écrire :

$$a(t) = a_0(x) \times \frac{\partial(P)}{\partial(T)}$$

c'est à dire :

- Les variations temporelles de l'accumulation sont proportionnelles à la dérivée de la pression de vapeur saturante (dP/dT). Cette dernière est elle-même une fonction de la température de formation des précipitations (donnée par δD).
- L'accumulation entre les sites de Vostok et de Dome B (en amont de celui-ci et d'où est originaire la glace présente à Vostok) varie linéairement avec la distance entre ces deux sites (a_0).

GT4 est dérivée de la chronologie EGT (Extended Glaciological Timescale) précédemment publiée (Jouzel et al., 1993). La différence entre ces 2 chronologies réside dans la prise en compte, par le modèle d'écoulement de la glace (Ritz, 1992), de la présence du lac sous glaciaire dans le cas de GT4. Cette évolution se manifeste par la possibilité offerte à la glace de subir une légère fonte ainsi qu'un mouvement de glissement à la base. La conséquence de ces modifications par rapport à la chronologie d'origine, est une diminution de l'amincissement des couches profondes produit par le modèle et donc un rajeunissement de

celles-ci. Par exemple, EGT donne un âge supérieur à 1 million d'années à la profondeur de 3 300, alors que GT4 date ce même niveau à 420 000 ans BP. Par contre pour le premier cycle climatique, les deux chronologies ne diffèrent jamais de plus de 2 000 ans.

La fiabilité de GT4 (Petit et al., 1999) est estimée être meilleure que $\pm 15\ 000$ ans sur l'ensemble des 4 cycles et meilleure que $\pm 5\ 000$ ans sur les derniers 110 000 ans. Cette chronologie ne diffère pas de plus de 4 000 ans de la chronologie accordée sur la théorie orbitale établie par Waelbroeck et al. (1995). De plus, une comparaison des dates (GT4) de transitions du $\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$ avec les maxima d'insolation de la mi-juin à 65°N montre que les deux chronologies sont très semblables ($\pm 2\ 000$ ans) jusqu'au stade 7.3 (Petit et al., 1999).

IV-3 LE CLIMAT EN ANTARCTIQUE AU COURS DES DERNIERS 420 000 ANS

Nous considérons ici la composition isotopique de la glace comme indicateur de la température de surface. Comme nous l'avons rapidement présenté dans un paragraphe précédent de ce chapitre (2.2), cette information nous est fournie ici par l'intermédiaire de l'enregistrement du δD , c'est à dire de la teneur en deutérium de la glace par rapport à l'océan mondial moyen (SMOW). La teneur en deutérium (isotope 2 de l'hydrogène) de la neige tombant en Antarctique est en fait reliée à la température de formation de la précipitation (T_I), c'est à dire au-dessus de la couche d'inversion de la température qui se situe à une centaine de mètres au-dessus de la surface. Une relation empirique a été établie pour décrire cette dépendance :

$$\Delta T_I = (\Delta\delta\text{D}_{\text{glace}} - 8\Delta\delta^{18}\text{O}_{\text{océan}})/9$$

où $\Delta\delta^{18}\text{O}_{\text{océan}}$ est la variation moyenne de la teneur isotopique en oxygène 18 de l'eau de mer, par rapport à la valeur actuelle. Les variations passées du $\delta^{18}\text{O}_{\text{océan}}$ utilisées pour reconstruire l'évolution des températures sont celles données par Bassinot et al. (1994); $9\ \text{‰}/^\circ\text{C}$ est la valeur du gradient isotopique spatial actuel autour de Vostok. L'hypothèse est faite que le gradient temporel à Vostok est équivalent à ce gradient spatial moderne. Ceci signifie que l'on attribue à une différence de δD ($\Delta\delta\text{D}$) entre la surface et une profondeur donnée dans la carotte, une différence de température équivalente à ce que l'on mesure actuellement en surface entre 2 points caractérisés par le même $\Delta\delta\text{D}$. On déduit ensuite la température de

surface T_S grâce à la relation basée sur l'observation des moyennes annuelles (Jouzel et al., 1987) :

$$\Delta T_I = 0.67 \Delta T_S$$

La validité de cette expression a été discutée ailleurs (Jouzel et Merlivat, 1984 ; Jouzel et al., 1983, 1987, 1990, 1997). Nous noterons simplement ici que l'interprétation des mesures directes de température dans les puits de forage (Salamatin et al., 1998) suggèrent que cette approche sous estime ΔT_S d'environ 50 % en Antarctique et d'un facteur 2 au Groenland.

Des résultats récents de modèles rendent compte d'une telle déviation de ΔT_S calculée grâce au gradient spatial sur le Groenland (Krinner et al., 1997). Elle serait due à des phénomènes météorologiques locaux (changements de saisonnalité des précipitations). Par contre, le même modèle, confirme l'utilisation du gradient spatial moderne dans le cas de l'Antarctique comme reflet du gradient temporel dans cette région.

Quoi qu'il en soit, dans le type d'étude que nous menons, nous nous intéressons plus aux variations des paramètres au cours des différentes périodes climatiques, qu'aux valeurs absolues de ces derniers. Nous choisissons néanmoins d'ajouter l'échelle de température de surface, calculée à partir du gradient spatial actuel, sur le profil du δD pour fournir un ordre de grandeur des variations de la température en Antarctique. Sur cette figure sont également reportés les stades isotopiques marins, déterminés par Bassinot et al. (1994).

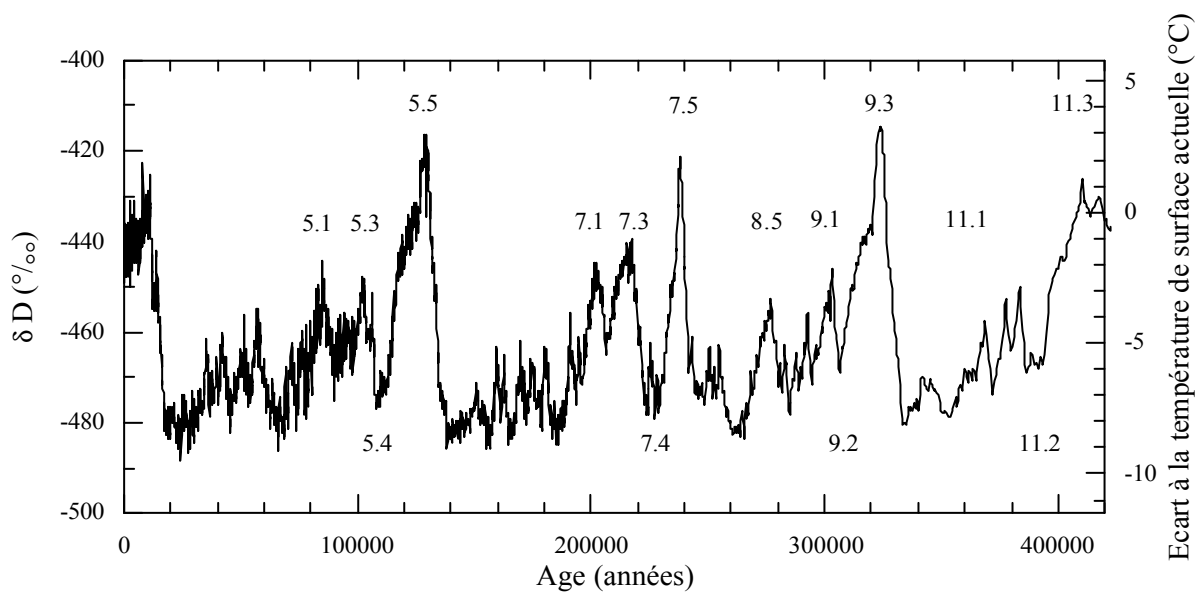


Figure IV- 7 : Variations temporelles du δD et déviation équivalente par rapport à la température de surface actuelle moyenne (-55.5°C).

La visualisation de l'enregistrement de δD des derniers 420 000 ans permet de déterminer la succession de 4 cycles glaciaire-interglaciaires complets, c'est à dire l'alternance de 5 périodes relativement clémentes (δD élevé, autour de -430 ‰) avec 4 périodes plus froides (δD très négatif : $\sim -480 \text{ ‰}$).

Les caractéristiques de l'enregistrement précédemment décrites pour les deux premiers cycles (Jouzel et al., 1987, 1993) sont globalement confirmées. L'extension de l'enregistrement à 4 cycles climatiques permet de constater par exemple que la séquence en "dents de scie" est respectée, à savoir un réchauffement rapide généralement terminé par un maximum de température et suivi par une période chaude plus ou moins stable. Le retour à des conditions froides se fait dans un premier temps par un refroidissement rapide de quelques degrés, puis plus progressivement. Pendant les périodes glaciaires, la température diminue constamment jusqu'à atteindre son minimum en toute fin de période, sauf dans le cas de la transition III où ce minimum survient environ 10 000 ans avant le réchauffement brutal en Antarctique. A cette tendance générale s'ajoutent des variations à plus hautes fréquences mais de moindre amplitude.

Malgré ces caractéristiques générales communes à tous les cycles, il existe des différences d'une oscillation climatique à l'autre. On note par exemple que les cycles glaciaire-interglaciaires 3 et 4 sont plus courts que les deux suivants, et que les minima secondaires de température lors des sous-stades 11.2 et 9.2 sont moins marqués que ceux des sous-stades 5.4 et 7.4.

Les minima de δD ($\sim -480 \text{ ‰}$) présentent une constance remarquable au cours des derniers 420 000 ans. Avec l'échelle que nous avons adoptée, ces valeurs correspondent à des températures antarctiques de surface environ 10°C inférieures à la température actuelle. Les températures interglaciaires sont plus variables, l'Holocène semblant être l'interglaciaire le plus froid enregistré à Vostok. Cette période bénéficie par ailleurs d'un climat stable depuis 10 000 ans, alors que les autres interglaciaires documentés à Vostok présentent des périodes climatiquement stables beaucoup plus courtes.

IV-4 LES VARIATIONS DE LA TENEUR ATMOSPHERIQUE EN CO₂ AU COURS DES 4 DERNIERS CYCLES CLIMATIQUES

Le suivi régulier de la concentration du CO₂ dans l'atmosphère n'est effectué que depuis la fin des années 50 (1958 à Mauna Loa et Pôle Sud, cf. Keeling, 1958), mais a permis de mettre en évidence une forte augmentation de la concentration en CO₂ ces dernières décennies (voire par exemple la figure III-2 de la page 51). Heureusement la nature a préservé l'enregistrement des variations du CO₂ dans l'atmosphère, au sein des archives glaciaires par les processus que nous avons expliqués au chapitre III. Cet archivage nous permet d'accéder à la variabilité naturelle de la teneur atmosphérique en CO₂ afin de replacer l'augmentation anthropique dans un contexte plus large.

Les mesures fiables de ce gaz dans la glace ont été mises au point dans les années 80 parallèlement par les laboratoires de Grenoble (Delmas et al., 1980) et de Berne (Neftel et al., 1982). Le CO₂ est l'un des paramètres importants analysés dans l'enregistrement de Vostok. A cause de ses propriétés radiatives il est supposé agir comme amplificateur des variations de l'insolation, pour aboutir au réchauffement de la terre lors des transitions climatiques (Genthon et al., 1987 ; Lorius et al., 1990 ; Raynaud et al., 1993). En revanche, on n'a toujours pas d'explication quantitative satisfaisante en ce qui concerne la, ou plus probablement les causes des variations glaciaire-interglaciaires de la teneur atmosphérique en CO₂.

Le but de ce travail, en complétant à 4 cycles climatiques les données déjà disponibles, et en insistant plus particulièrement sur les transitions glaciaire-interglaciaires, est de contribuer à une meilleure compréhension des mécanismes aboutissant aux variations de la concentration en CO₂ de l'atmosphère. Pour cela, nous nous aiderons également des enregistrements des autres variables climatiques mesurées à partir de la carotte de Vostok dans un premier temps (ce chapitre), puis dans d'autres types d'archives (chapitre V).

IV-4.1 DESCRIPTION DETAILLEE DU PROFIL DE CO₂

Le profil présentant l'évolution temporelle de la teneur en CO₂ de l'atmosphère, au cours des 420 000 dernières années, est constitué des mesures que j'ai effectuées au cours de ma thèse ainsi que des analyses antérieures (figure IV-8). La plupart de ces données sont publiées (Petit

et al., 1999), à celles-ci s'ajoutent des mesures supplémentaires effectuées ultérieurement, mais qui ne modifient pas les caractéristiques des variations du CO₂ décrites dans l'article cité plus haut.

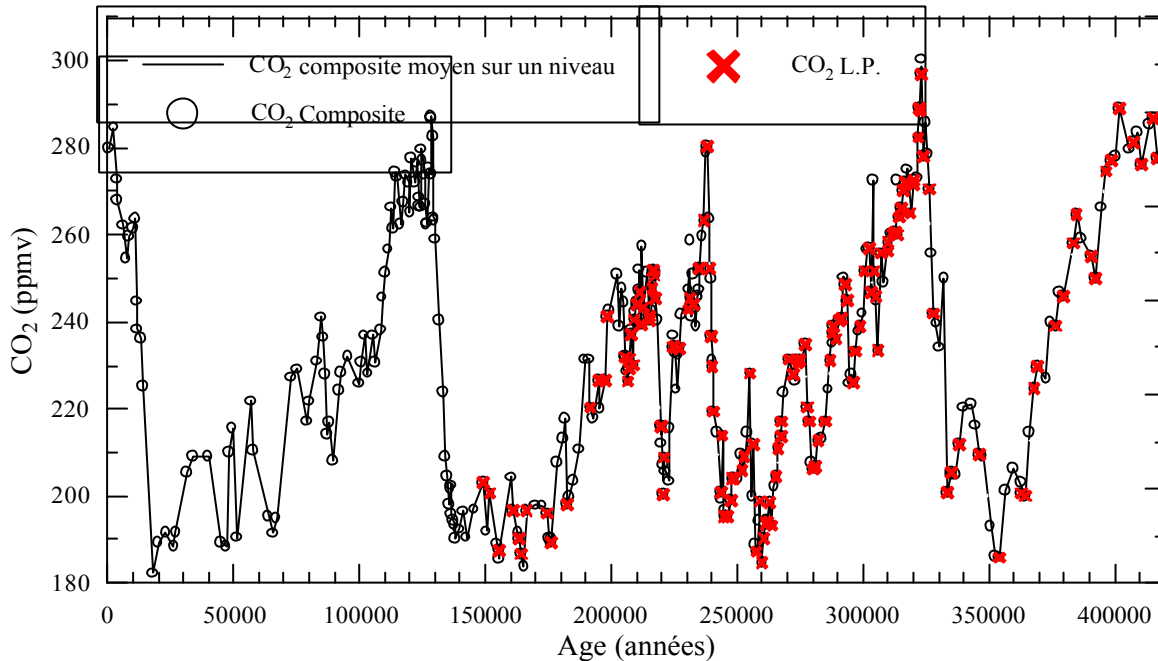


Figure IV- 8 : Variations temporelles de la teneur en CO₂ de l'atmosphère mesurée à partir de l'analyse de l'air piégé dans la carotte de Vostok.

IV-4.1.1 Description des mesures

Les informations concernant le profil du CO₂ à Vostok au cours des 420 000 dernières années, sont regroupées dans le tableau IV-B, où j'ai clairement fait apparaître ma contribution (L.P.) à la constitution de ce profil.

Les valeurs présentées dans ce tableau méritent quelques explications supplémentaires :

Les mesures que j'ai effectuées concernent essentiellement le forage 5Γ, c'est à dire la partie basse du profil. La résolution spatiale maximum permise par la répartition des échantillons entre les différentes nations et laboratoires sur cette carotte, est d'un échantillon tous les 3 m, c'est à dire qu'il ne reste que quelques échantillons du forage 5Γ à analyser par le LGGE.

La résolution temporelle est globalement meilleure pendant les périodes chaudes, en raison de l'intégration temporelle moindre (forte accumulation) que subit ce type d'échantillons. La résolution la plus lâche correspond à la dernière période glaciaire. Dans cette zone, la mauvaise qualité de la carotte (3Γ), n'autorise pas un échantillonnage optimal (Barnola et al.,

1987). Au contraire, la résolution est maximale pendant l'Eémien (précédent interglaciaire), période à forte accumulation et suffisamment récente pour que l'amincissement des couches ne soit pas trop important.

Nombre de mesures effectuées depuis 1985	362
Nombre de mesures effectuées par L.P.	143
Nombre total de niveaux analysés	342
Résolution spatiale sur le forage 5Γ	3.7 m
Résolution temporelle moyenne	1220 ans
minimale	6060 ans
Reproductibilité	±1.9 ppmv
Incertitude analytique avant modification de la ligne d'analyse	±5 ppmv
après modification de la ligne d'analyse	±2-3 ppmv

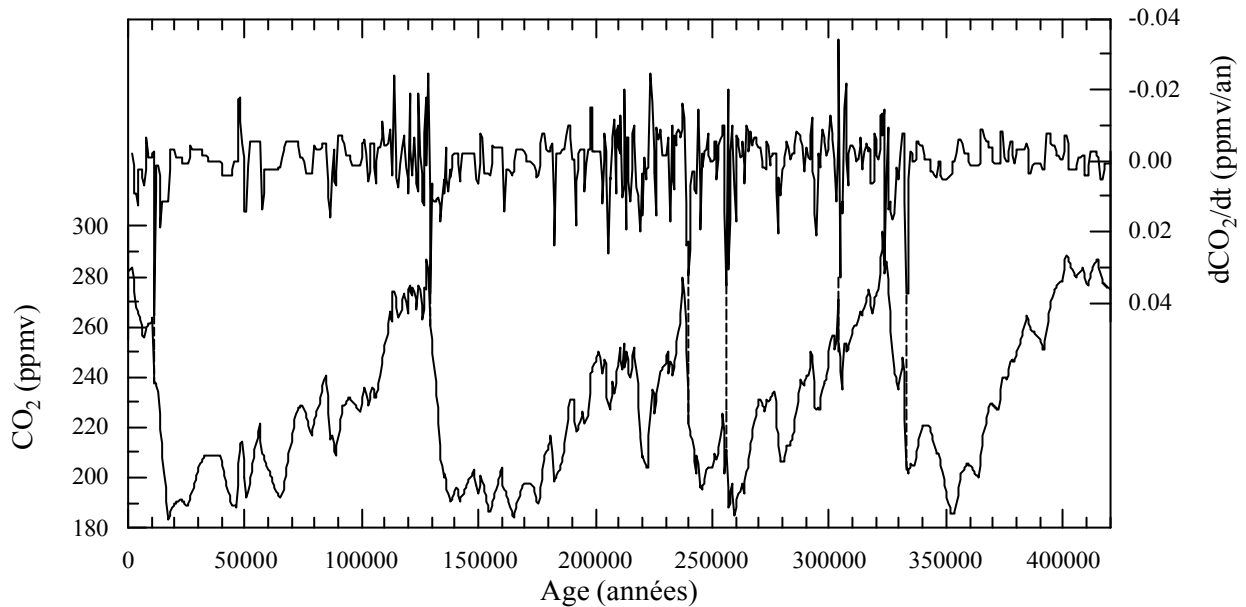
Tableau IV-B : Informations caractérisant le profil CO₂ de l'enregistrement de Vostok sur la période [2342BP – 418 908 BP]

Pour estimer la reproductibilité, nous avons considéré l'écart type sur les différentes mesures de 17 des 19 niveaux d'où au moins 2 échantillons ont été extraits. Cette valeur (±1.9 ppmv) est inférieure à l'incertitude analytique sur chaque mesure, elle peut donc lui être attribuée. Les deux niveaux écartés présentent des dispersions anormalement élevées (σ . 9 ppmv) que nous ne savons pas expliquer. Notons cependant qu'en incluant ces deux valeurs à nos statistiques, la reproductibilité moyenne (±2.8 ppmv) reste équivalente à l'incertitude analytique.

IV-4.1.2 Les variations du CO₂

L'extension à 4 cycles glaciaire-interglaciaires de l'enregistrement CO₂ de Vostok confirme les observations effectuées précédemment (Barnola et al., 1987, 1991). La teneur atmosphérique en CO₂ varie cycliquement, conjointement au climat. On note en effet, que lors des périodes chaudes, le niveau naturel de CO₂ dans l'atmosphère est maximal : 280-300 ppmv, alors que le gaz est plus dilué (~180 ppmv) dans l'atmosphère des fins de périodes glaciaires. Les variations glaciaire-interglaciaires de la concentration en CO₂ sont à peu près constantes d'un cycle à l'autre, entre 80 et 100 ppmv.

Dans le profil du CO₂ on reconnaît également l'évolution en "dents de scie" déjà évoquée pour la température isotopique. Nous avons vérifié l'asymétrie des variations de CO₂ pendant les déglaciations par rapport aux entrées en glaciation, en calculant la dérivée de la teneur en



CO₂ par rapport au temps.

Figure IV- 9 : Vitesse de variation de la teneur en CO₂.

On observe des pics de dérivée positive important lors de l'augmentation de la teneur en CO₂. Ceci signifie que le passage depuis les valeurs basses de la teneur en CO₂, à des niveaux élevés caractérisant les périodes interglaciaires s'effectue rapidement (de 7 000 à 10 000 ans). Suit ensuite, une période climatique clémente où le niveau de CO₂ reste élevé pendant un temps variable.

Les trois interglaciaires les plus anciens sont caractérisés par un niveau maximum de CO₂ atteint au sortir de la déglaciation. La teneur en gaz carbonique de l'atmosphère perd ensuite rapidement 10 à 20 ppmv. Dans le cas de la dernière transition climatique, il existe effectivement un maximum secondaire de CO₂, mais peu marqué. De plus, la teneur en CO₂ de l'atmosphère continue globalement à augmenter pendant toute la période holocène. En ce qui concerne l'interglaciaire précédent, une période d'environ 15 ka au cours de laquelle le niveau de CO₂ est relativement stable (270 ± 5 ppmv), puis une diminution progressive de ce dernier, suivent le maximum de fin de glaciation. Lors des stades 7.5 et 9.3, la première diminution rapide du niveau de CO₂ est relayée directement par la baisse progressive de celui-ci.

Les variations du CO₂ durant les époques glaciaires se caractérisent par une diminution plus ou moins continue de sa teneur atmosphérique tout au long de la période. Comme pour la température, les minima de CO₂ sont généralement atteints juste avant les déglaciations.

IV-4.2 COMPARAISON DES DONNEES CO₂ DE VOSTOK AVEC D'AUTRES DONNEES EXISTANTES

Nous avons vu (III-2) que dans le cas de l'analyse du CO₂, il est préférable de travailler avec des échantillons en provenance de l'Antarctique.

Pour le premier cycle climatique, il existe d'autres enregistrements du CO₂ que celui de Vostok, issus de sites de forage où une plus forte accumulation autorise une meilleure résolution temporelle des profils. Il m'apparaît intéressant de confronter les valeurs du CO₂ mesurées à Vostok avec ce type de profils.

Pour les cycles glaciaire-interglaciaires précédents, il n'existe pour le moment pas d'autres enregistrements que celui de Vostok. Nous avons néanmoins comparé nos mesures à celles effectuées par une autre équipe, avec une autre technique.

IV-4.2.1 Comparaison avec d'autres enregistrements sur le premier cycle climatique

L'enregistrement CO₂ de la carotte de Byrd (80°01' S, 119°32' O) (Neftel et al., 1988; Staffelbach et al., 1991) possède une meilleure résolution temporelle que celui de Vostok, grâce à l'accumulation plus importante à ce site (actuellement 16 g/cm²/an, cf. Gow, 1968). On dispose également des données CO₂ issues d'un carottage Antarctique côtier : Taylor Dome (77°48' S, 158°43' E) sur une période allant jusqu'à environ 60 ka BP (Indermülhe et al., 1999, 2000, Smith et al., 1999).

La comparaison de ces différentes séries de mesures nécessite une chronologie commune. On compare les enregistrements de Vostok et Byrd avec la chronologie établie par Blunier et al. (1998), par synchronisation des enregistrements CH₄ sur le profil de GRIP. En ce qui concerne la carotte de Taylor Dome, seule la partie Holocène de l'enregistrement est utilisable dans le cadre de cette comparaison. La chronologie y est en effet établie par synchronisation

sur le CH₄ de GISP2. Les échantillons plus anciens étant datés en calant le profil CO₂ sur celui de Vostok (chronologie GT4), il ne nous paraît pas opportun de comparer nos valeurs à celles-ci.

Sur la figure IV-10 nous présentons l'enregistrement de Vostok, conjointement aux autres données de la dernière transition glaciaire-interglaciaire que nous avons retenues pour cette comparaison.

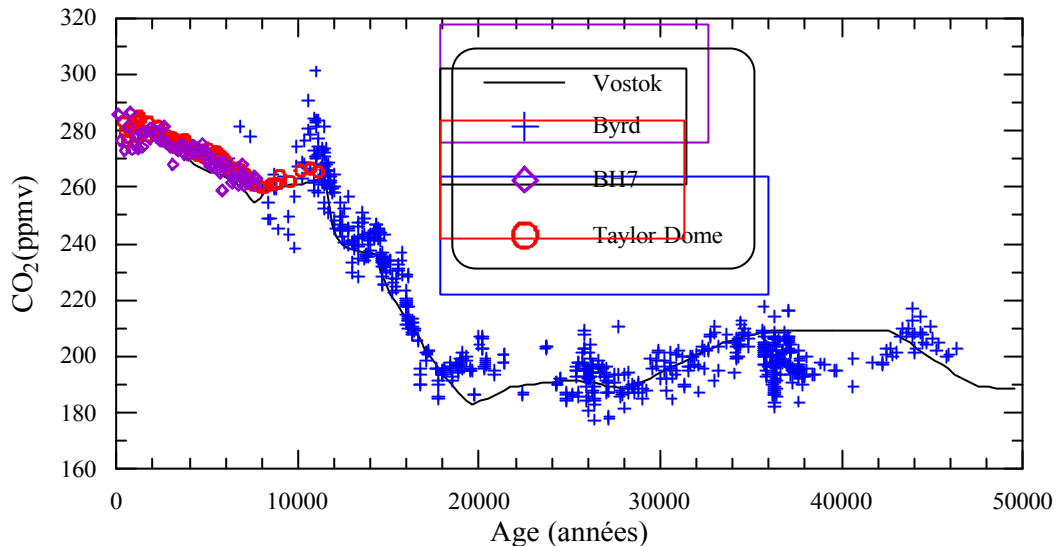


Figure IV- 10 : Comparaison de différentes données CO₂ sur l'Holocène et la dernière transition climatique, en Antarctique.

Il a déjà été remarqué (Barnola et al., 1987) qu'en tenant compte des résolutions permises par les différentes carottes, les mesures CO₂ effectuées sur l'enregistrement de Vostok sont comparables à celles de Byrd. Les mesures plus récentes sur Taylor Dome (Indermühle et al., 1999) et BH7 (ce travail) couvrent seulement la période Holocène, mais ces deux séries de mesures sont compatibles entre elles et globalement en accord avec les quelques analyses effectuées sur le forage profond de Vostok.

IV-4.2.2 Comparaison avec une autre série de mesures pour les transitions climatiques II et III

Une autre équipe de recherche, au Scripp Institute of Oceanography (SIO), a analysé le contenu en CO₂ de la carotte de Vostok (Fischer et al., 1999). Ces résultats, obtenus par spectroscopie laser sur les transitions climatiques II et III, sont comparés sur la figure IV-11, à ceux du LGGE. S'agissant de la même carotte j'ai préféré faire apparaître les deux séries de

mesures en fonction de la profondeur, afin d'éviter les problèmes de comparaisons inhérents aux choix des chronologies.

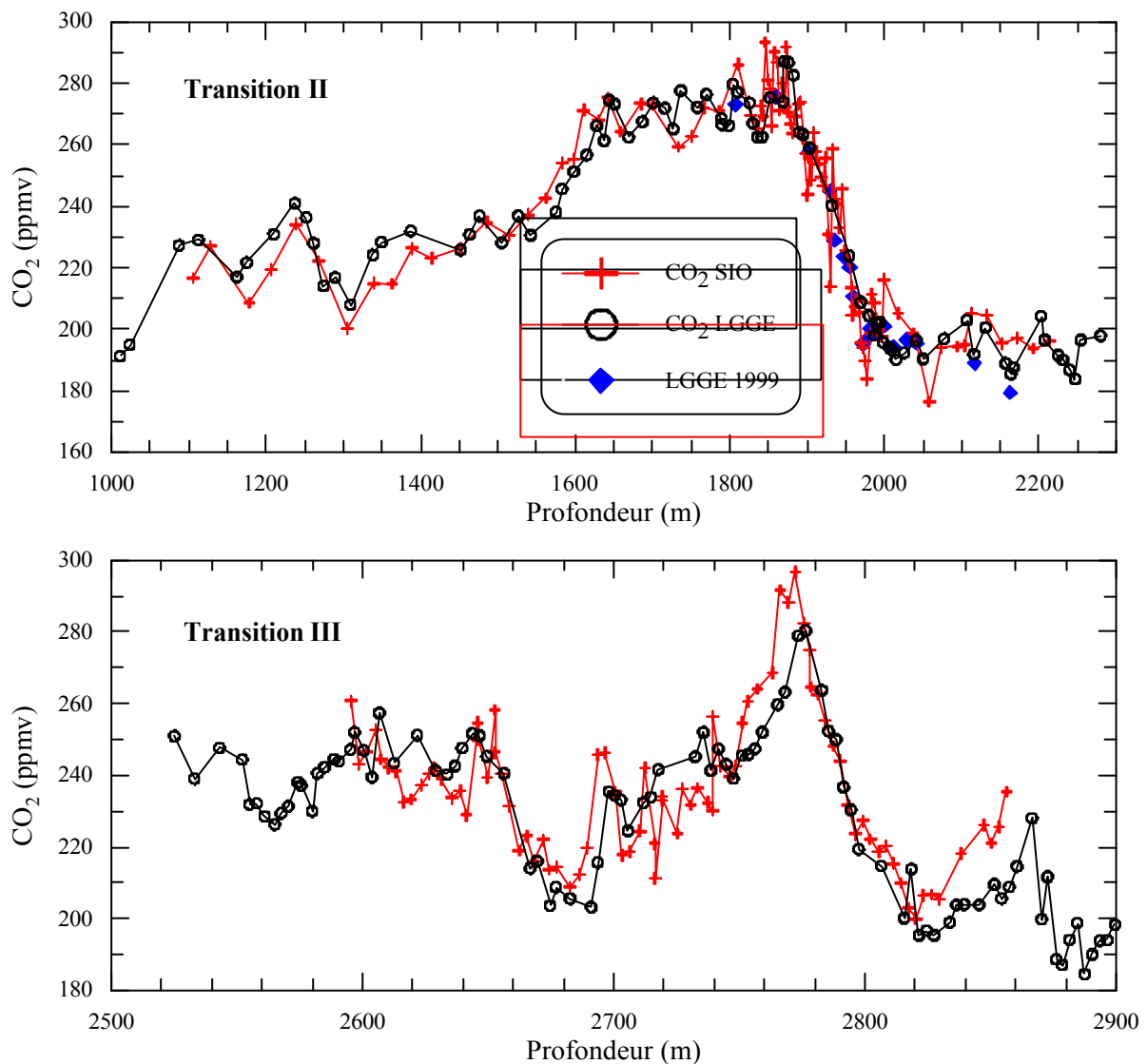


Figure IV-11 : Comparaison de notre enregistrement CO_2 avec celui du SIO, autour des transitions climatiques II et III.

Aux alentours de la deuxième transition climatique, au moins à partir de 1 500 m, l'accord entre les deux séries de mesures est globalement assez bon, bien que lors de la transition proprement dite, les valeurs données par Fischer et al. sont plus dispersées.

Lors de la transition climatique III, on remarque au contraire qu'il existe parfois des différences importantes entre les deux profils, sans que la densité de mesures dans ces zones puisse être incriminée.

Une augmentation rapide du CO₂ est enregistrée par le SIO entre 2680 et 2700m de profondeur alors qu'une augmentation comparable n'est située dans notre enregistrement qu'à partir de 2690 m.

Autour de 2730 m de profondeur mes valeurs sont environ 10 ppmv plus élevées que celles obtenues au SIO. En revanche, autour du maximum de CO₂ entre 2 740 et 2 780 m les valeurs publiées par Fisher et ses collègues sont de 15 à 30 ppmv plus élevées que celles mesurées à Grenoble.

Finalement, à partir de 2 820 m les valeurs obtenues par les Américains augmentent beaucoup plus rapidement que celles du LGGE pour les mêmes niveaux, l'écart entre les 2 séries de mesures atteint près de 30 ppmv vers 2855 m.

La déviation standard sur les mesures effectuées par spectroscopie laser (SIO) est importante : 6.1 ppmv en moyenne sur la transition III mais jusqu'à 18.9 ppmv à 2776 m, c'est à dire au maximum de CO₂, alors qu'elle est d'environ 3 ppmv sur les mesures de CO₂ effectuées à Grenoble (par chromatographie gazeuse). La prise en compte de ces incertitudes ne suffit pourtant pas à expliquer toutes les différences existant entre les concentrations en CO₂ déterminées par les deux laboratoires.

Le biais existant entre les deux séries de mesures n'est pas systématique. De plus une inter-comparaison menée en 1997 entre différents laboratoires dont le LGGE et le SIO (Sowers et al., 1997), montre que les méthodes d'analyse utilisées par les deux équipes aboutissent à des résultats obtenus sur des standards fournis par la NOAA sont équivalents. En revanche, sur de la glace naturelle de GISP, les teneurs en CO₂ mesurées au SIO sont beaucoup plus dispersées et en moyenne 10 ppmv moins élevées que les moyennes obtenues pour la même gamme de profondeur au LGGE et au CSIRO. Notons tout de même qu'une explication à ces différences peut venir du fait que la glace utilisée lors de ces tests provenait du Groenland. Sa mauvaise qualité vis à vis de l'archivage du CO₂ peut être responsable des variations brutales de la concentration de ce gaz, indépendamment des méthodes d'extraction ou d'analyse utilisées par les différents laboratoires participant à l'inter comparaison. Cependant, sachant que les techniques de broyage utilisées par les 2 laboratoires sont différentes (décrite au chapitre II de ce travail pour le LGGE et dans Wahlen et al., 1991 pour le SIO), l'apparition du désaccord entre les analyses du LGGE et du SIO lors des tests sur la glace, peut tout de même suggérer que l'étape supplémentaire, par rapport aux tests sur les standards gazeux, représentée par le broyage, soit responsable de cet état de fait.

L'accentuation du désaccord entre les profils au niveau de la transition III peut faire penser à une dérive de standard de la part d'un des laboratoires. A Grenoble, l'analyse des échantillons correspondant à la transition II a été effectuée entre 1987 et 1991, alors que les échantillons de la transition III ont été mesurés à partir de 1995. Nous avons testé cette hypothèse de dérive en portant sur la courbe les mesures réalisées par Nathalie Peybernès lors de son stage de DEA en 1999 (losanges pleins sur la figure IV-11). Nous ne remarquons aucun biais important ni systématique entre les deux séries de mesures françaises, ce qui nous conduit à rejeter l'hypothèse de la dérive de notre standard.

Par ailleurs, la résolution temporelle du profil mesuré au LGGE est un peu moins bonne que celle du SIO. Des différences dans les enregistrements peuvent donc être explicables par de la variabilité naturelle de la teneur en CO₂ de l'atmosphère. Cependant, il existe des zones où la résolution est comparable sur les deux enregistrements et où un fort désaccord entre les valeurs est tout de même observé. Cet argument ne semble donc pas non plus expliquer les écarts constatés.

Aucune des hypothèses que nous avons formulées ne parvient à expliquer l'importance de la différence entre les profils CO₂ produits par le LGGE et le SIO lors de la troisième transition climatique. Par contre, ayant montré qu'il n'existe pas de dérive de notre standard, nous gardons toute confiance en nos mesures.

IV-4.2.3 Conclusion

Le profil de l'évolution temporelle de la teneur en CO₂ de l'atmosphère constitué à partir de l'analyse de l'air piégé dans la carotte de Vostok est un enregistrement composite. Les mesures s'échelonnent sur près de 15 années, sans que l'on constate une quelconque modification du signal. On note également une très bonne continuité des profils issus des différents forages ou des mesures effectuées par des opérateurs successifs.

Ajoutons à cela, une comparaison tout à fait satisfaisante de nos mesures avec celles obtenues d'autres forages ou d'autres techniques expérimentales, ainsi que la continuité des mesures directes du CO₂ dans l'atmosphère avec celles qui sont effectuées dans la glace.

D'autre part, il n'existe aucun amortissement dans l'amplitude des variations de la teneur en CO₂ de nos échantillons en fonction de la profondeur, ce qui signifie que le CO₂ ne semble pas diffuser dans la glace à l'échelle de temps de 400 000 ans.

Ces résultats confirment et renforcent la confiance que l'on a envers les mesures de la concentration en CO₂ de l'atmosphère au cours du passé, avec les méthodes d'extraction et d'analyse mises en place au LGGE.

IV-5 LA RELATION CO₂-CLIMAT, QUELS SCENARIOS POSSIBLES?

Il existe des similitudes remarquables entre les variations temporelles de la température isotopique, et celle de la teneur en CO₂ de l'atmosphère que nous avons décrites séparément tout à l'heure (IV-3 et IV-4.1.2 respectivement). Cette co-variation est illustrée sur la figure IV-12.

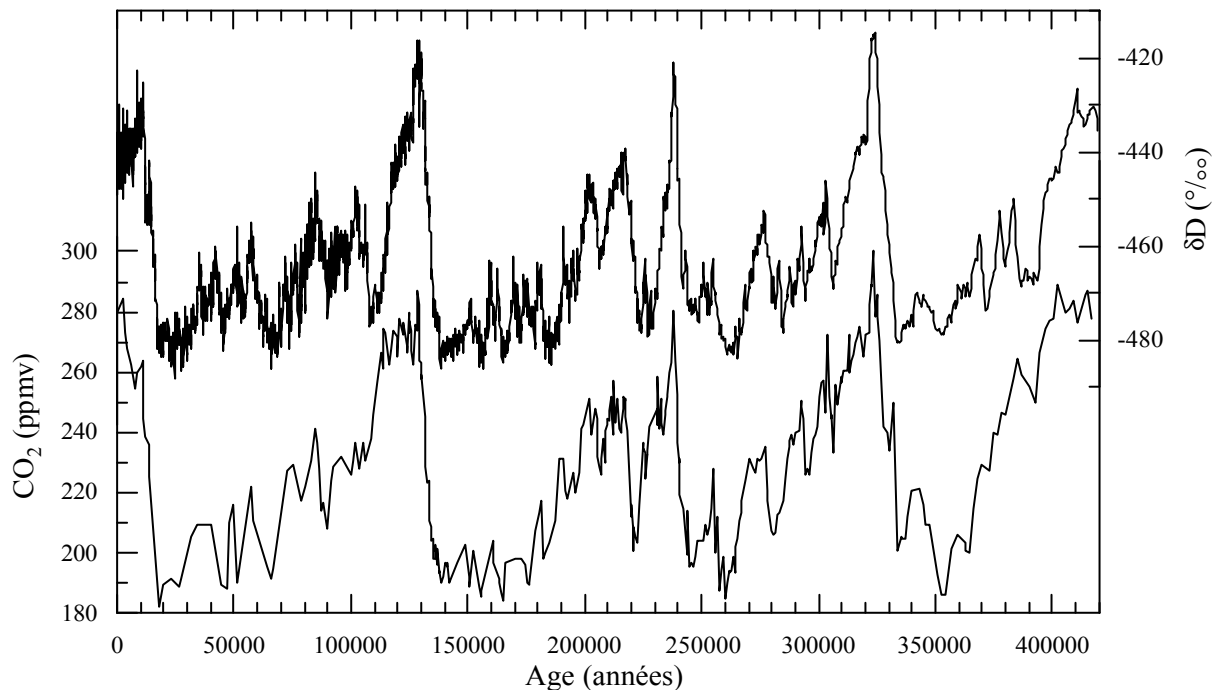


Figure IV-12 : Comparaison des évolutions temporelles du CO₂ et du δD.

La corrélation qui existe, sur l'ensemble des mesures couvrant les derniers 420 ka, entre les variations du CO₂ atmosphérique et de la température isotopique en Antarctique, possède un coefficient $r^2 = 0.72$ (0.71 avec les mesures CO₂ publiées dans Petit et al., 1999), ce qui fait de l'enregistrement du CO₂ l'un des mieux corrélés (avec celui du CH₄) au climat de l'Antarctique. On peut noter que cette corrélation est maximisée ($r^2 = 0.75$), si on rajoint

l'ensemble de l'enregistrement CO₂ de 1 000 ans (\pm 500 ans), et que cet ajustement global rentre parfaitement dans l'incertitude de la datation du gaz par rapport à celle de la glace.

Une telle corrélation entre CO₂ et température laisse à supposer que ce gaz joue un rôle important dans les transitions glaciaire-interglaciaires et que la représentativité de l'enregistrement δD est beaucoup plus globale que la simple température antarctique.

Notons pourtant que l'effet radiatif direct associé à une augmentation maximale de 100 ppmv de la teneur en CO₂ de l'atmosphère lors de la transition climatique IV, il y a environ 350 ka BP, est estimé à 0.75°C (Petit et al., 1999). Cette valeur est à comparer aux 10°C de réchauffement moyen de la surface de l'Antarctique associé à ces périodes. L'effet radiatif direct du CO₂ est donc certainement amplifié par des rétroactions positives et rapides des autres composantes du système climatique (vapeur d'eau, albédo des nuages et de la glace de mer...)

Il est également important de remarquer qu'il semble que la relation CO₂-température isotopique ne soit pas constante au cours des 420 000 dernières années. On devine déjà à partir de la figure précédente, que si les réchauffements climatiques paraissent coïncider avec les débuts de l'augmentation du CO₂ dans l'atmosphère, il en est autrement pour les entrées en glaciation.

Il apparaît effectivement que la diminution du CO₂ à partir du niveau caractéristique des interglaciaires, est systématiquement en retard sur celle de la température. L'exemple le plus frappant en est le stade 5.5 (vers 130 ka), au cours duquel la teneur en CO₂ de l'atmosphère reste stable (\sim 275 ppmv) pendant presque 20 000 ans et commence à décroître alors que la température a déjà atteint une valeur minimum. En moyenne le retard à la diminution du CO₂ par rapport à la température Antarctique est de 5 000 ans pour les 3 dernières entrées en glaciation. Il semble, en revanche, que ce retard soit beaucoup plus important (\sim 15 000 ans) autour de 390 ka BP, mais à ce niveau de la carotte les âges et le Δ âge sont très mal contraints (cf. IV-2.3).

Le double comportement du CO₂ vis à vis de la température, en fonction de la période climatique, est encore mieux mise en évidence lorsque l'on trace la relation CO₂ = f(δD) dans l'espace de phase. En suivant point par point l'évolution de cette relation, on distingue la singularité de certaines périodes "transitoires" (en bleu sur la figure IV-13), pour lesquelles CO₂ = f(δD) diffère de la relation générale.

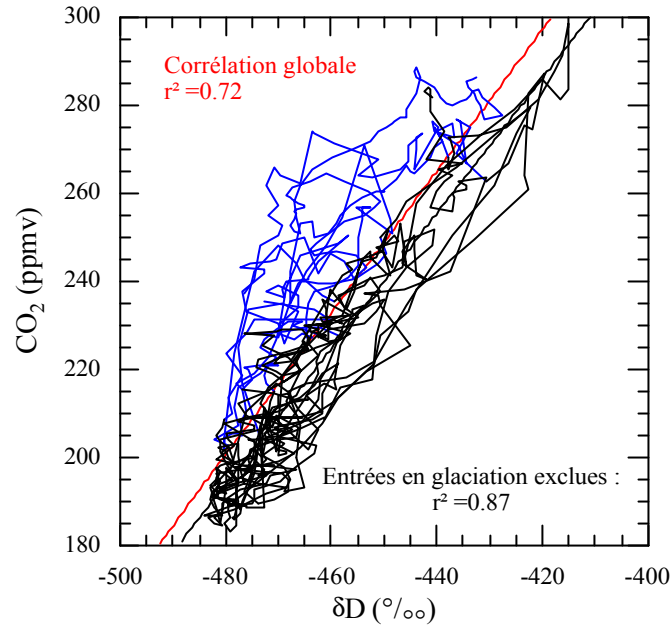


Figure IV- 13.a : Mise en évidence des périodes transitoires ,dans la relation $CO_2 = f(\delta D)$, dans l'espace de phase.

En reportant les périodes ainsi caractérisées sur le profil temporel du δD , on s'aperçoit qu'elles correspondent aux entrées du climat en période glaciaires (voire les périodes marquées en bleu sur la figure suivante).

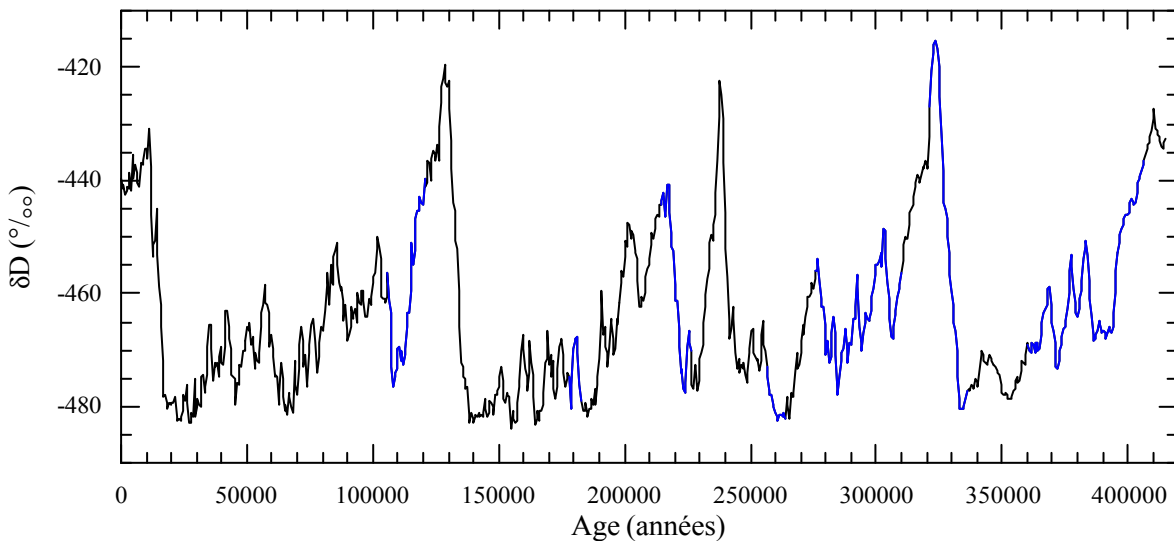


Figure IV- 3.b : Mise en évidence des périodes transitoires dans le domaine temporel.

De nombreuses études ont abordé le problème du lien physique unissant les variations du climat à celles de la concentration de l'atmosphère en CO_2 . Comme nous l'avons mentionné

en introduction à ce travail, l'océan est le principal réservoir de carbone, il en contient environ 50 fois plus que l'atmosphère. Il est donc raisonnable de penser que l'origine des variations du CO₂ dans l'atmosphère est liée à l'océan, c'est pourquoi l'essentiel des processus évoqués dans la littérature est d'origine océanique.

Dans un article récent, Broecker et Henderson (1998) dressent une revue des mécanismes océaniques proposés par divers auteurs afin d'expliquer les variations glaciaire-interglaciaires de la quantité de CO₂ dans l'atmosphère. Nous relèverons par exemple que pour certains, les variations du niveau des mers sont susceptibles d'expliquer celles du CO₂, que ce soit par un apport substantiel de nutriments supplémentaires ou par des changements de la teneur en CaCO₃ des eaux superficielles. Ces mécanismes sont conditionnés par la circulation océanique dans l'Atlantique Nord, mais d'autres proposent des processus centrés dans l'Océan Austral mettant en jeu sa température ou sa productivité.

Tous ces mécanismes seront discutés et d'autres proposés, au chapitre suivant, à la lumière de l'étude détaillée des enregistrements du CO₂ et des autres paramètres issus de la carotte de Vostok que nous allons expliciter maintenant.

IV-6 AUTRES PARAMETRES CLIMATIQUES ENREGISTRES DANS LA CAROTTE DE VOSTOK ET LEUR CORRELATION AVEC L'ENREGISTREMENT DU CO₂

Afin de contribuer à éclaircir les mécanismes susceptibles de faire varier la quantité de CO₂ dans l'atmosphère lors des grands changements climatiques, nous avons voulu tester certaines des hypothèses citées précédemment. Dans un premier temps, nous nous sommes limités aux informations disponibles à partir de l'enregistrement de Vostok pour éviter les problèmes de chronologies inhérents à la comparaison de deux enregistrements différents. Nous avons donc cherché à déterminer lesquelles, parmi les variables mesurées sur la carotte de Vostok, étaient pertinentes au regard de notre objectif.

IV-6.1 VARIATIONS DE LA CONCENTRATION EN CH₄ ET TEMPERATURE DE L'HEMISPHERE NORD

L'évolution temporelle de la concentration en CH₄ de l'atmosphère présente, elle aussi, des similitudes avec le climat. Comme nous pouvons le voir sur la figure IV-6 (page 87), l'augmentation de la teneur en CH₄, lors des transitions climatiques majeures, possède la particularité de se dérouler en 2 temps, avec accentuation de cette hausse en fin de transition glaciaire-interglaciaire.

Par ailleurs, le CH₄, comme le CO₂, est un indicateur global. Ses sources sont principalement localisées dans les zones équatoriales humides et dans l'hémisphère Nord (Chappellaz et al., 1993), mais le mélange de l'atmosphère est suffisamment rapide (1 an) pour que l'on considère que cet endémisme est compensé. De plus, comme la teneur en CH₄ mesurée dans les carottes n'est pas influencée par la présence éventuelle de couches de fusion, on mesure ce gaz dans les enregistrements glaciaires des 2 hémisphères. Les variations brutales, donc facilement identifiables, de la teneur en CH₄ de l'atmosphère sont même utilisées à des fins de synchronisation de ces archives (Blunier et al., 1998).

Or, on constate dans les enregistrements groenlandais, que l'augmentation de la température des hautes latitudes Nord coïncide avec l'accélération de l'augmentation du CH₄ dans l'atmosphère (Chappellaz et al., 1993 ; Blunier et al., 1998). Cette particularité permet donc de situer le début du réchauffement de l'hémisphère Nord dans les enregistrements antarctiques pour la dernière transition climatique. On notera que les décharges d'eau douce provenant de la fonte massive d'icebergs dans l'hémisphère Nord (MWP), sont également contemporaines de l'accélération de l'augmentation du CH₄ dans l'atmosphère (Sowers et Bender, 1995).

En partant de l'hypothèse que les relations de phase entre les différentes variables climatiques sont conservées d'un cycle glaciaire-interglaciaire à l'autre, on utilise l'accélération de l'augmentation de la teneur atmosphérique en CH₄ lors des grands changements climatiques, comme marqueur temporel du réchauffement de l'hémisphère Nord dans l'enregistrement 4 cycles de Vostok (Petit et al., 1999). On peut alors situer chronologiquement cet événement par rapport à l'augmentation du niveau du CO₂ atmosphérique par exemple.

IV-6.2 $\delta^{18}\text{O}_{\text{ATM}}$ ET NIVEAU DES MERS

Les variations de la composition isotopique de l'oxygène de l'atmosphère sont principalement influencées par 2 facteurs. D'une part, par les changements de la composition isotopique de l'eau de mer et d'autre part par les modifications de la biosphère et du cycle hydrologique aux basses latitudes (Mélières et al., 1997 ; Bender et al., 1994b ; Malaizé et al., 1999).

Le $\delta^{18}\text{O}_{\text{océan}}$ dépend essentiellement de la quantité de glace stockée sur les continents car les molécules d'eau qui la compose sont très appauvries en ^{18}O par rapport à l'eau de mer. Les variations du $\delta^{18}\text{O}_{\text{océan}}$ sont transmises à l'atmosphère via les interactions de celle-ci avec la biosphère c'est à dire via les processus de photosynthèse, respiration et dégradation de la matière organique. Il faut donc prendre en compte le temps de résidence de l'oxygène dans l'atmosphère (~2 000 ans d'après Bender et al., 1994b) pour comparer les variations du $\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$ à celles du $\delta^{18}\text{O}_{\text{océan}}$ c'est à dire du niveau marin.

Les influences respectives des 2 composantes du signal atmosphérique sont toujours débattues. Comme l'amplitude des variations du $\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$ et du $\delta^{18}\text{O}_{\text{océan}}$ sont comparables (~1‰) (Sowers et al., 1993 ; Bender et al., 1994a), certains attribuent un rôle prépondérant aux variations du niveau marin dans le signal atmosphérique.

Par contre, Mélières et al. (1997) ont montré que cette hypothèse ne tient pas dans le cas du stade isotopique 6.5 (vers 175 ka BP). En effet, on note, à cette époque, un minimum marqué du $\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$ (caractéristique des interglaciaires) dans l'enregistrement de Vostok alors que le niveau marin, déduit de l'enregistrement $\delta^{18}\text{O}_{\text{océan}}$ de la carotte V19-30⁵, est encore très bas (voir la figure IV-14).

⁵ Cette carotte a été prélevée dans l'Océan Pacifique (3°S, 83°O), dans une zone éloignée de toute influence liée à la formation d'eau profonde. Cet enregistrement procure donc une estimation des changements globaux du $\delta^{18}\text{O}_{\text{océan}}$.

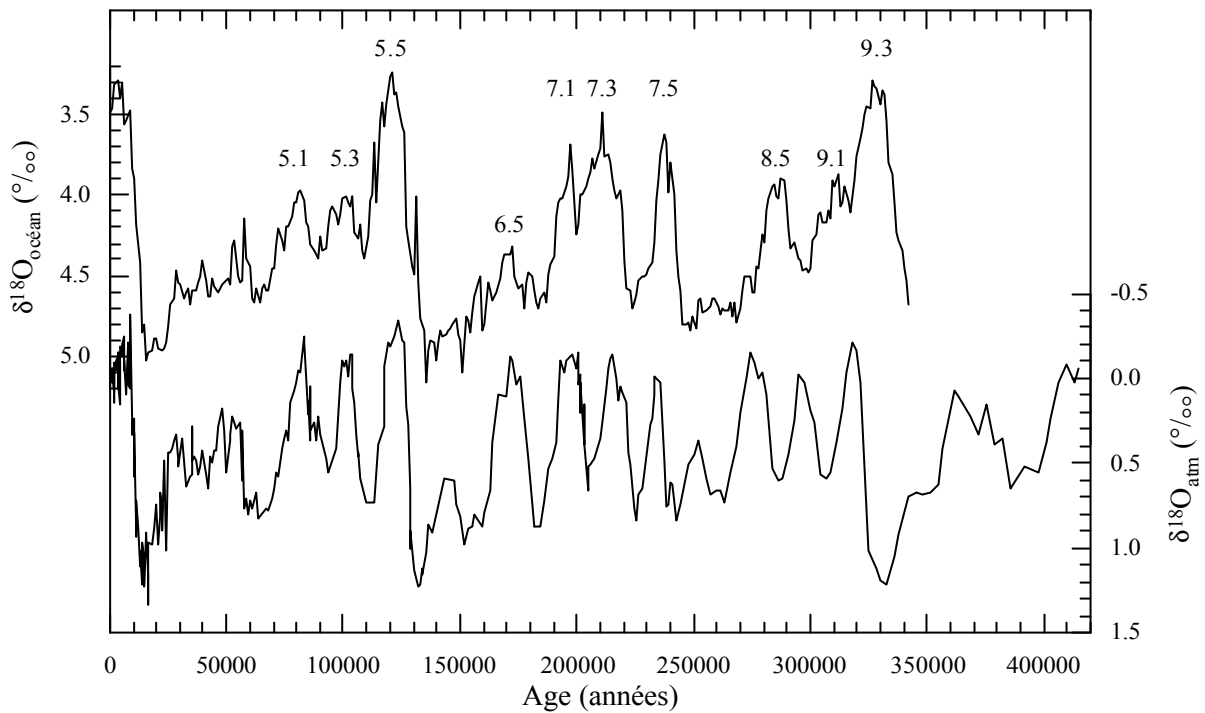


Figure IV- 14 : Variations temporelles du $\delta^{18}O_{atm}$ et du $\delta^{18}O_{océan}$ exprimées en fonction des chronologies d'origine (Shackleton et Pisias, 1985 pour le $\delta^{18}O_{océan}$).

Les auteurs concluent que, pendant cette période, l'influence du cycle hydrologique, lui-même conditionné par l'insolation aux basses latitudes, est majeure et que ce cas peut s'étendre à tout l'enregistrement.

Dans ce travail nous avons choisi de faire explicitement apparaître ces deux composantes du signal $\delta^{18}O_{atm}$ en écrivant :

$$\delta^{18}O_{atm} = \delta_{insol} + \delta_{mer}$$

δ_{insol} est la composante des variations du $\delta^{18}O_{atm}$ dues à l'influence de l'insolation aux basses latitudes, δ_{mer} celle attribuable aux modifications du niveau marin.

Comparons dans un premier temps les variations du $\delta^{18}O_{atm}$ à celles de l'insolation d'été (solstice) à 20°N.

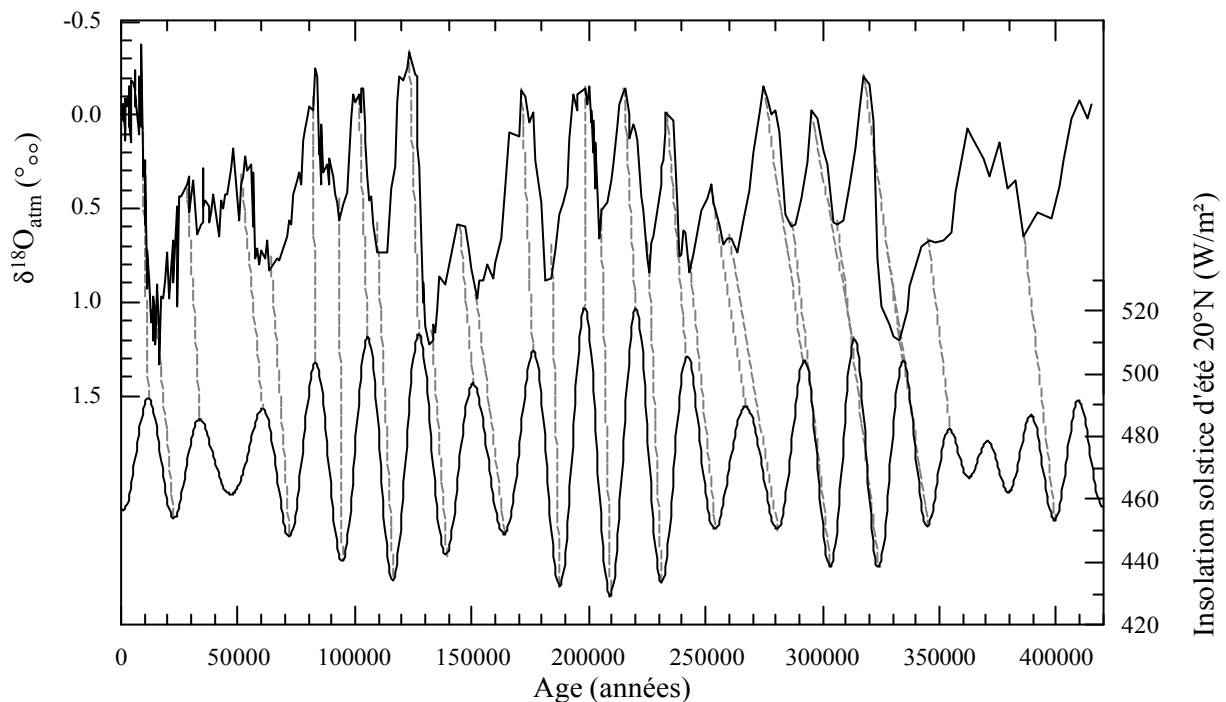


Figure IV- 15 : Comparaison et synchronisation des variations du $\delta^{18}O_{atm}$ et de l'insolation du solstice d'été à 20° Nord.

Les deux courbes présentées en fonction de leur chronologie originelle (GT4 pour $\delta^{18}O_{atm}$ et une chronologie calculée, sur des bases astronomiques, pour les variations de l'insolation) sont visuellement très semblables. Afin de déduire l'influence maximale des variations d'insolation d'été basses latitudes sur celles du $\delta^{18}O_{atm}$, nous avons choisi de synchroniser les deux enregistrements⁶. Pour ce faire, nous avons calé les extremums du $\delta^{18}O_{atm}$ sur ceux de l'insolation du solstice d'été à 20° Nord, comme le montrent les pointillés de la figure IV-15.

Une fois la synchronisation effectuée, on calcule que le coefficient de la corrélation linéaire existant entre le $\delta^{18}O_{atm}$ et les variations d'insolation pour les derniers 420 000 ans est $r^2 = 0.44$. Ce résultat signifie qu'au maximum 44 % du signal $\delta^{18}O_{atm}$ peut statistiquement être expliqué par les variations de l'insolation d'été à 20° Nord.

D'autre part, on peut maintenant, grâce à cette corrélation, déduire δ_{insol} c'est à dire les variations de l'insolation exprimées en %.

⁶ La comparaison du $\delta^{18}O_{atm}$ avec la période d'insolation correspondant au maximum de photosynthèse, par exemple, pourrait être judicieuse et améliorer encore cette corrélation.

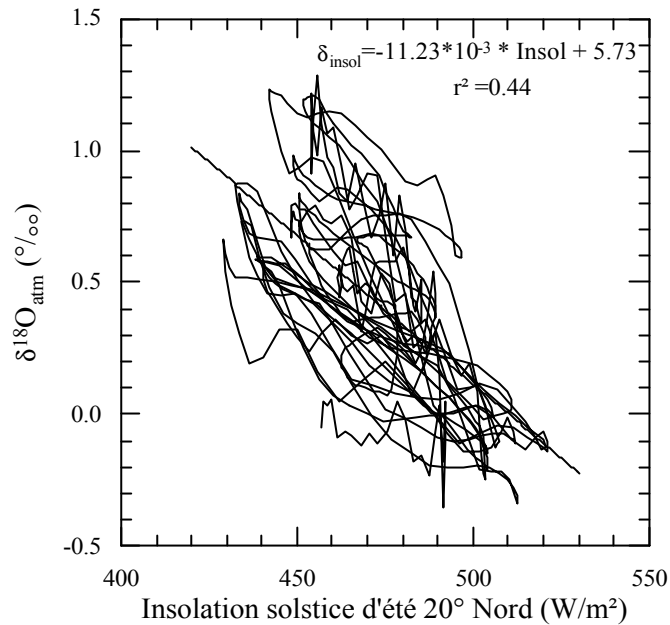
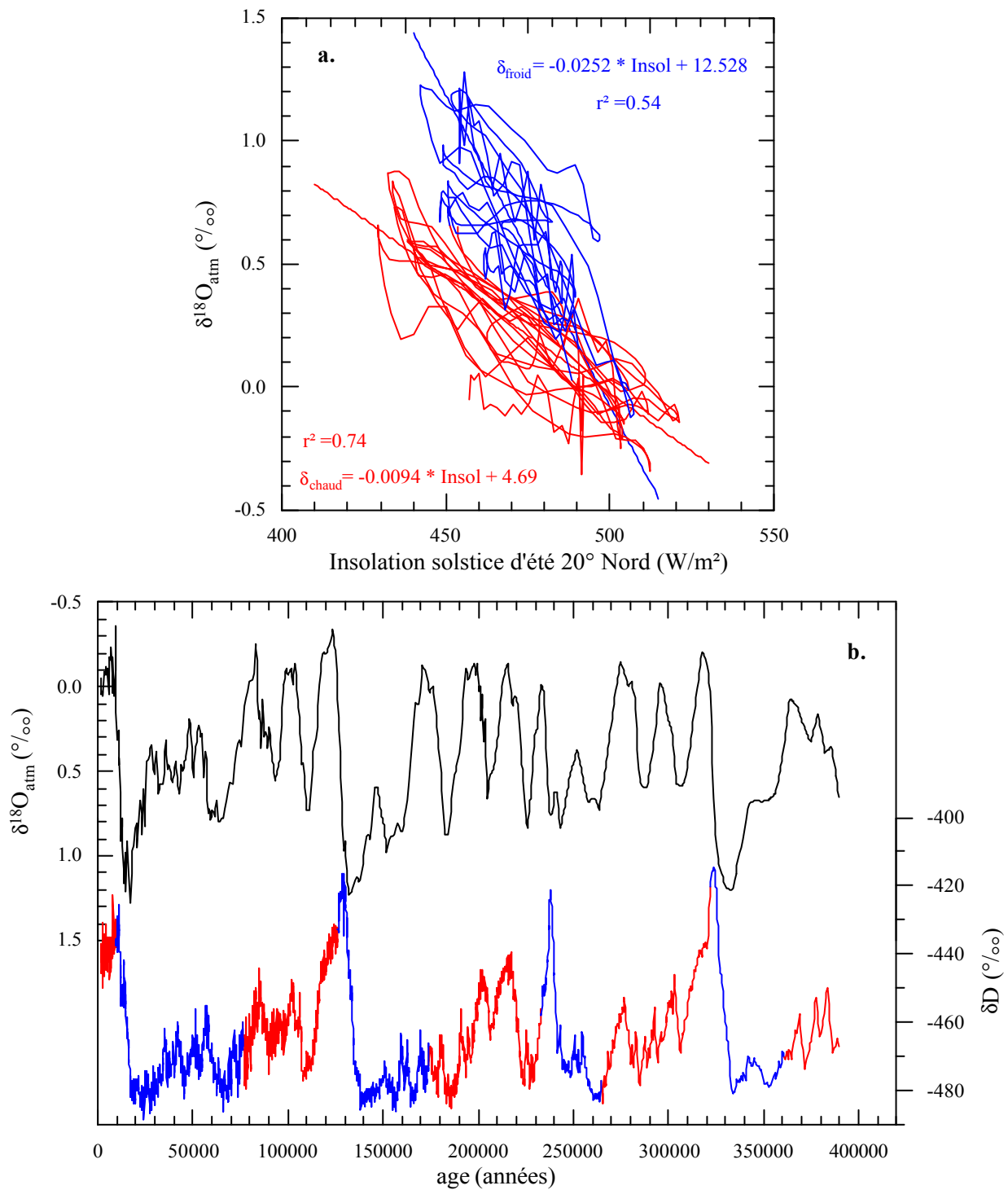


Figure IV- 16 : Variations du $\delta^{18}O_{atm}$ en fonction de celles de l'insolation du solstice d'été à 20 ° Nord.

Il semble en fait exister deux relations distinctes entre le $\delta^{18}O_{atm}$ et l'insolation en fonction de la période climatique comme le mettent en évidence les figures IV-17 a et b.

L'influence de l'insolation sur le $\delta^{18}O_{atm}$ est plus grande quand la présence de glace est minimale puisque dans ce cas $r^2 = 0.74$ contre $r^2 = 0.54$ autour des maxima glaciaires.

Ce résultat confirme notre hypothèse de l'influence combinée de la quantité de glace stockée sur les continents et des processus liés à la photosynthèse dans les variations du $\delta^{18}O_{atm}$.



*Figure IV-17 : a. Différentiation des relations $\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}} = f(\text{Insol})$;
 b. Visualisation des différentes périodes dans le domaine temporel.*

Une fois isolée de la manière précédente la contribution de l'insolation aux variations du $\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$, on retranche δ_{insol} au signal brut, avec la chronologie modifiée, et on obtient le résidu présenté sur la figure IV-19. La comparaison de ce profil avec les variations du niveau marin données par celles du $\delta^{18}\text{O}_{\text{océan}}$ (Shackleton et Pisias, 1985), met en évidence la similarité de ces deux signaux.

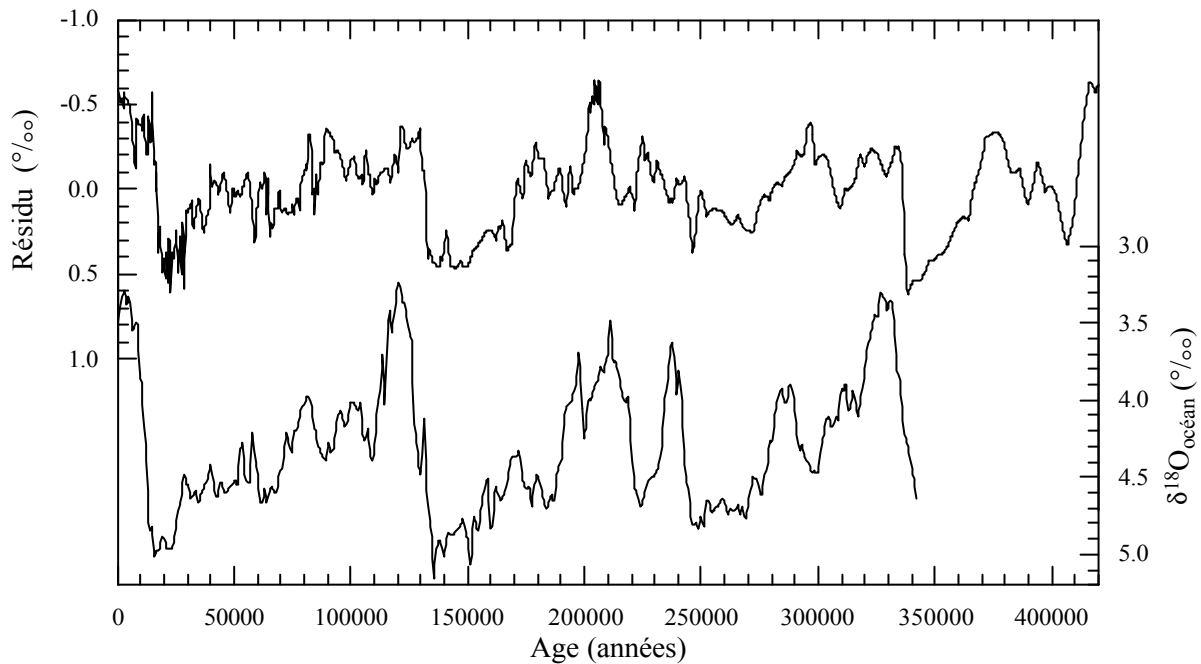


Figure IV- 18 : Comparaison de la composante du $\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$ non influencée par l'insolation avec les variations du $\delta^{18}\text{O}_{\text{océan}}$ (Shackleton et Pisias, 1985).

Si on considère l'ensemble des deux enregistrements interpolés tous les 200 ans, le coefficient de la corrélation est : $r^2=0.38$, il augmente jusqu'à 0.53 si on ne prend en compte que le premier cycle climatique (jusqu'à 150 ka BP). Notons que les chronologies des deux enregistrements ne sont pas totalement indépendantes, puisque δ_{mer} est obtenu avec la chronologie calée sur l'insolation et que la datation de la carotte marine V19-30 a été effectuée en accord avec la théorie orbitale. Cette remarque peut, en partie, expliquer les assez bonnes corrélations décrites ci-dessus.

En résumé, la décomposition du $\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$ que nous avons proposée dans ce paragraphe tend à montrer que les 2 principales composantes de ce signal influencent les variations du $\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$ de manière équivalente et peuvent expliquer presque entièrement à elles seules la variabilité du signal.

Cependant, si on trace sur une même figure (cf. figure IV-19) les variations du $\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$ et de ses 2 composantes présumées : δ_{insol} et δ_{mer} en fonction de la chronologie d'origine (GT4), on s'aperçoit que les variations du $\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$ et de δ_{mer} ne sont pas toujours en phase⁷. En effet, lors des transitions climatiques III et IV, la décroissance du signal δ_{mer} est en retard d'environ 5 000 ans sur celle du $\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$. Cependant, on constate tout de même que les phases de diminutions marquées de ces deux variables, coïncident à chaque fois.

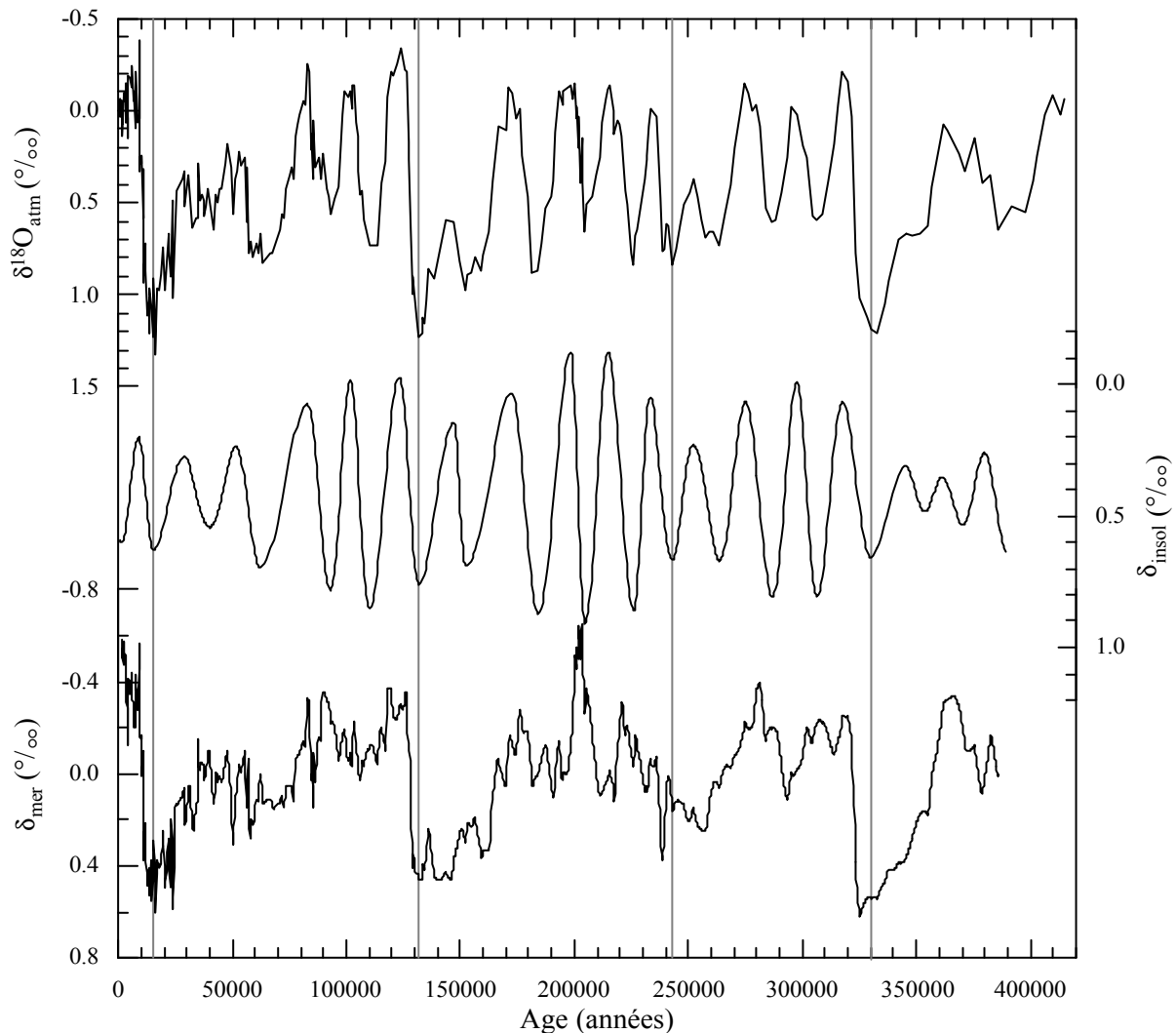


Figure IV- 19 : Comparaison des variations du $\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$ et de ces composantes δ_{insol} et δ_{mer} en fonction de la chronologie GT4.

Par ailleurs, si on veut prendre en compte l'influence du temps de résidence de l'oxygène dans l'atmosphère sur la relation de phase $\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}/\delta_{\text{mer}}$, on constate que la corrélation entre ces

⁷ Rappelons que si $\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$ et δ_{insol} sont en phase cela provient de la manière dont a été construite notre décomposition du $\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$.

2 variables est dégradée. Ce résultat peut être interprété de 2 manières différentes. Soit qu'il ne faut pas tenir compte d'un retard des variations du $\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$ sur celles du niveau marin, soit que les changements de la composition isotopique de l'oxygène de l'atmosphère ne peuvent pas être utilisés comme marqueurs temporels des modifications du niveau des mers. Cette dernière proposition ne remet pas en cause l'influence de la présence de glace sur les continents sur la valeur du $\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$, mais seulement la pertinence de l'utilisation des dates des transitions majeures du $\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$ comme dates de celles du niveau marin.

En conclusion, deux solutions s'offrent à nous. On peut considérer, comme c'est généralement le cas (Bender et al., 1985 ; Broecker et Henderson, 1998, par exemple), que les variations du $\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$ sont un bon indicateur des changements de niveau marin. Dans ce cas de figure, il faut prendre en compte, à mi-variations, un retard de 2 000 ans de la diminution du $\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$ sur l'augmentation du niveau marin réel. Ce décalage est lié à la transmission du signal océanique à l'atmosphère, via les processus de photosynthèse/respiration (Bender et al., 1994). Notons que ce déphasage n'est pas à considérer dans le cas de l'examen des débuts de transitions (cf. figure 3 de Sowers et al., 1991).

En revanche, si on en croit la décomposition du $\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$ que nous venons de mettre en œuvre, ces variations ne sont pas toujours synchrones avec celles de sa composante marine (δ_{mer}). Ceci implique que les variations du $\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$ ne sont pas les meilleurs indicateurs temporels des changements de niveau marin. Par contre, nous ne pouvons pour l'instant pas affirmer que la composante que nous appelons δ_{mer} , en raison de sa ressemblance avec les variations du $\delta^{18}\text{O}_{\text{océan}}$ (Shackleton et Pisias, 1985), est le marqueur temporel des changements du niveau des mers adéquat.

Par conséquent, nous utiliserons dans un premier temps les variations du $\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$ comme marqueur temporel des modifications du niveau marin. Ensuite (chapitre V), nous confronterons cette hypothèse à des indicateurs plus directs des changements du niveau marin.

IV-6.4 CONCENTRATION EN POUSSIÈRES COMME REFLET DES CONDITIONS ENVIRONNEMENTALES EN AMÉRIQUE DU SUD

Nous verrons plus loin dans ce travail que les études actuelles tendent à attribuer une importance grandissante aux processus prenant naissance dans l'hémisphère Sud, pour ce qui est des variations glaciaire-interglaciaires de la quantité de CO₂ de l'atmosphère et du climat en général. Nous allons ici montrer en quoi le logarithme népérien de la concentration en particules continentales (qui sera noté $\ln(\text{Dust})$ dans la suite de ce travail) recueillies dans la glace de Vostok, est un indicateur des conditions environnementales en Amérique du Sud et de la circulation atmosphérique dans ce secteur.

L'évolution de la concentration en particules d'une masse d'air est caractérisée par la relation :

$$C(t) = C_0 \exp(-t/\tau) \quad \text{ou} \quad C(d) = C_0 \exp(-d/v\tau)$$

Avec, si d est la distance par rapport à la source et v la vitesse du transport, $t = d/v$. τ est le temps de résidence de la particule dans l'atmosphère. Ce dernier dépend des paramètres physiques définissant la particule (taille, géométrie, masse...), mais surtout de l'humidité de la masse d'air dans laquelle celle-ci est transportée, c'est à dire du taux de lessivage de l'atmosphère. Le terme $v\tau$ est assimilable à une distance (D), qui caractérise le transport des particules en fonction des conditions atmosphériques (vitesse des courants dominants, lessivage des masses d'air). C_0 caractérise, quant à lui, les propriétés de la source des particules.

La production de particules terrigènes pouvant être injectée dans l'atmosphère dépend de nombreux facteurs. Nous citerons par exemple : la nature du sol, la présence de couverture végétale, l'aridité, la vitesse et la fréquence des vents de surface... Cette liste n'est pas exhaustive, et il est important de se rendre compte que tous ces paramètres que nous qualifions de "conditions environnementales" doivent être favorables pour que la production de poussières par une source continentale et leur injection dans l'atmosphère soient favorisées. Prenons par exemple un sol sec où seule une végétation éparsse parvient à se maintenir. Ce type de terrain est susceptible de fournir une plus grande quantité de poussières mobilisables qu'une prairie ou encore une forêt. Mais si les vents à la surface de cette zone sont trop faibles ou trop peu fréquents, aucune particule n'atteindra les premiers niveaux de l'atmosphère et ne pourra ensuite être transportée par les courants dominants. Au contraire, une zone très ventée mais où une végétation dense stabilise le terrain, ne produira pas non

plus de particules transportables. Ajoutons que l'existence de courants atmosphériques suffisamment intenses entre la zone source et le puits de poussières est également une condition sine qua non à la présence de particules terrigènes dans la glace. Dans le cas du transport des poussières de la Patagonie vers le centre de l'Antarctique, il faut que ces courants prennent l'ascendant sur la circulation zonale d'ouest dans cette région.

La nécessaire simultanéité d'un grand nombre de facteurs favorables pour permettre la mobilisation des poussières et leur transport, explique assez intuitivement le caractère "catastrophique" des variations de la concentration en poussières récoltées dans la carotte de Vostok, comme l'illustre la figure IV-20, où ce profil est en outre comparé à celui de la température isotopique.

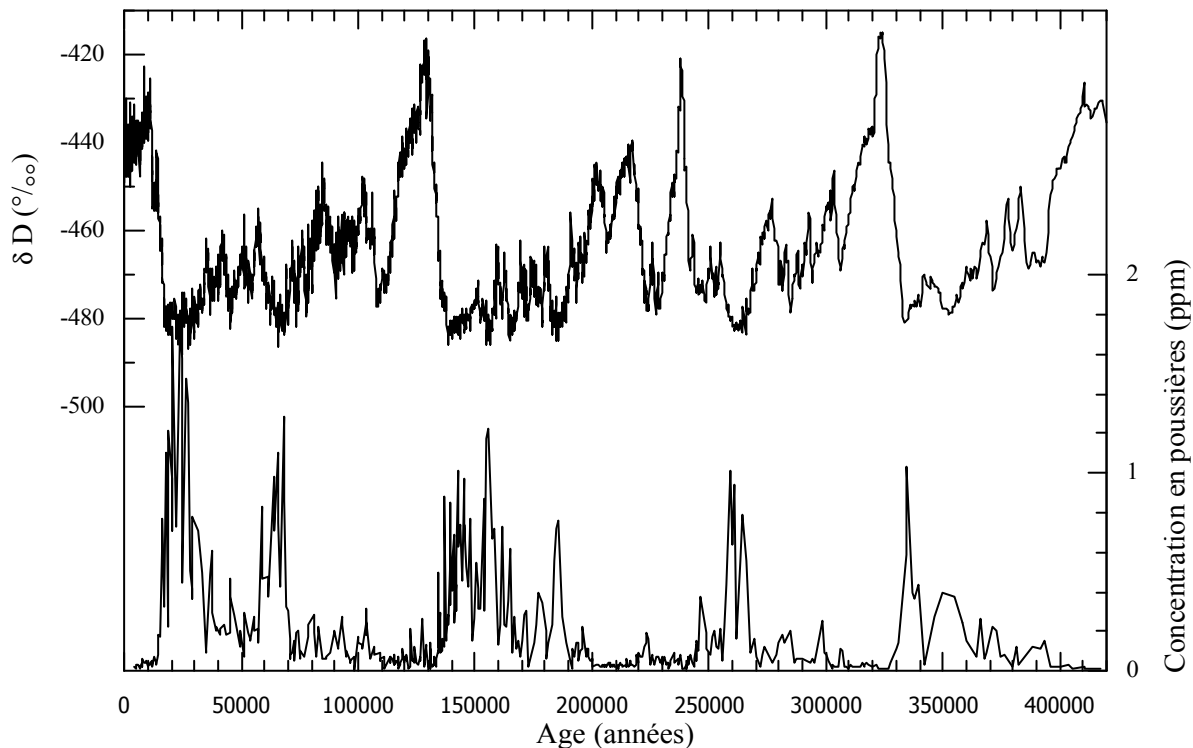


Figure IV- 20 : Comparaison des variations de la température isotopique et de la concentration en poussières continentales mesurées dans la glace de Vostok.

A transport égal, il suffit en effet que le dernier paramètre non favorable le devienne pour que la quantité de poussières injectée dans l'atmosphère augmente brutalement ce qui se traduit, au puits, par un pic prononcé de la concentration en poussières. A l'inverse, si une des conditions nécessaire n'est plus remplie, le flux de poussières de la source vers l'atmosphère, donc au puits, cesse très brutalement.

Mathématiquement, si on appelle $f(x)$ la fonction qui décrit l'injection des particules terrigènes d'une région donnée dans l'atmosphère, la simultanéité des conditions à remplir pour que $f(x)$ soit non nulle se traduit par une multiplication de fonctions indépendantes :

$$f(x) = g(y) * h(z) * r(u) * \dots$$

où les autres fonctions décrivent les comportements des différents paramètres influençant f .

Si $f'(x)$ est la fonction décrivant la concentration de poussières récoltée dans la glace de Vostok, on a alors :

$$f'(x) = f(x) * \exp(-d/v\tau)$$

On peut transformer une multiplication de fonction en addition de fonctions différentes en passant au logarithme népérien :

$$\ln(f'(x)) = F'(x) = -d/v\tau + G(y) + H(z) + R(u) + \dots$$

On est maintenant dans le cas plus classique d'une fonction normale, vérifiant le théorème central limite, c'est à dire dont la distribution est donnée par la fonction de Gauss comme dans la plupart des systèmes physiques. Cette opération permet, en pratique, d'individualiser chacune des causes des variations de la fonction F' , ce qui implique que si l'une des fonction qui la compose s'annule, les conséquences sur les variations de F' sont mineures.

On sait aujourd'hui que les particules insolubles contenues dans la glace de Vostok, mais aussi dans celle de Dôme C, sont originaires d'Amérique du Sud (Grousset et al., 1992), la source patagonienne ayant même précisément été mise en évidence plus récemment (Basile, 1997 ; Basile et al., 1997). Nous présenterons par la suite les variations du $\ln(\text{Dust})$ déduites de l'enregistrement de la concentration en poussières de la glace de Vostok comme un indicateur des changements de conditions environnementales en Amérique du Sud (Patagonie en particulier) ainsi que du transport depuis cette région.

Sur la figure IV-21, nous comparons les évolutions temporelles du CO_2 et de la quantité de poussières de la glace de Vostok (exprimée en concentration et son logarithme). Notons d'ores et déjà la forte ressemblance existant entre les profils du CO_2 et du $\ln(\text{Dust})$.

La corrélation globale entre ces 2 variables possède un coefficient $r^2 = 0.68$ alors que le lien unissant les variations du CO_2 à celles de la concentration en particules continentales est beaucoup plus ténu ($r^2 = 0.40$). On peut interpréter cette observation par l'individualisation des causes de variation de la quantité de poussières parvenant à Vostok, dans le cas de son expression en logarithme. Ainsi, même si une condition autorisant une mobilisation et un

transport optimaux des particules n'est pas vérifiée et si ce facteur n'est pas de ceux qui influencent également directement la quantité de CO₂ de l'atmosphère, alors la corrélation entre CO₂ et ln(Dust) est bonne (elle doit même s'améliorer) mais la concentration de poussières mesurée dans la glace chute brutalement.

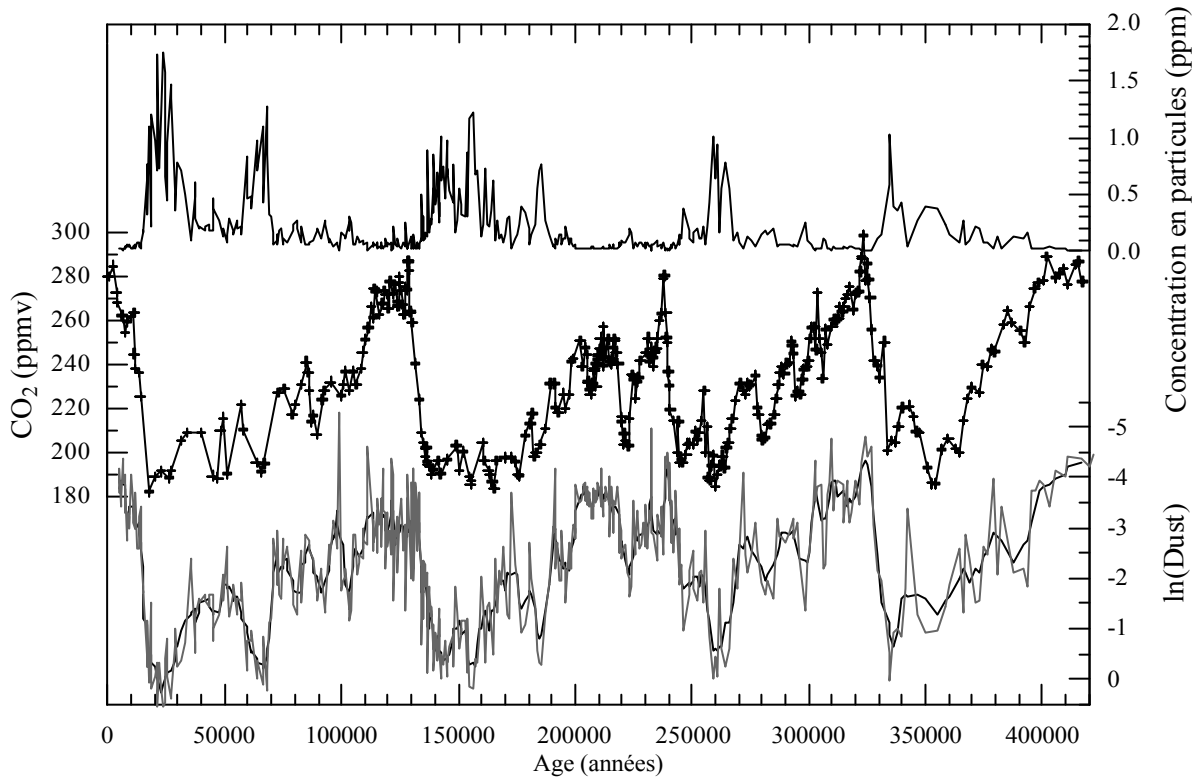


Figure IV-21 : Comparaison des variations du CO₂ avec celles de la concentration en poussières de la glace et du logarithme Népérien de cette quantité (en trait gras la moyenne mobile sur 5 points).

IV-6.5 RECAPITULATIF DES ENREGISTREMENTS COMPARES AUX VARIATIONS DU CO₂ ATMOSPHERIQUE ET SIGNIFICATION CLIMATIQUE QUI LEUR EST ATTRIBUEE

En résumé, afin de mettre à jour des mécanismes possibles pour expliquer les variations glaciaire-interglaciaires du CO₂ en lien avec le cycle du carbone et le climat, nous étudierons par la suite les relations de phase entre l'enregistrement du CO₂ à Vostok et les variables répertoriées dans le tableau suivant. Nous rappelons également la signification climatologique que nous leur attribuons.

Variable enregistrée à Vostok	Signification climatique
CO ₂	Cycle du carbone (composante océanique principalement)
δD	Température antarctique, climat global
CH ₄	Cycle du carbone (composante terrestre)
2 nd e phase de l'augmentation du CH ₄	Indicateur de l'augmentation de la température de l'hémisphère Nord
Variations du δ ¹⁸ O _{atm}	Variation du niveau des mers, Cycle hydrologique basses latitudes
Quantité de poussières continentales	Conditions environnementales en Amérique du Sud

Tableau IV-C: Résumé des variables de l'enregistrement de Vostok sélectionnées, et signification climatologique attribuée.

IV-7 EXAMEN DE LA SEQUENCE TEMPORELLE DES EVENEMENTS LORS DES 4 DERNIERES TRANSITIONS CLIMATIQUES

Pour comprendre la dynamique régissant les transitions glaciaire-interglaciaires, l'étude détaillée de la séquence des événements tels qu'ils se déroulent lors des oscillations glaciaire-interglaciaires, est importante. En particulier, les relations de phase entre les différents paramètres permettent de mieux appréhender les liens unissant l'augmentation de la teneur en CO₂ de l'atmosphère aux autres variables climatiques telles que température ou niveau marin. Nous appellerons "transition climatique" le passage de conditions pleinement glaciaires à des conditions caractéristiques des périodes interglaciaires. Cette définition se rapproche de ce que Broecker et Henderson (1998) nomment "déglaciation".

Dans les enregistrements de Vostok couvrant les 420 000 dernières années, on reconnaît 4 transitions climatiques. Pour les faire apparaître plus clairement, nous avons effectué un zoom sur chacune des périodes concernées (voire la figure IV-22, page suivante).

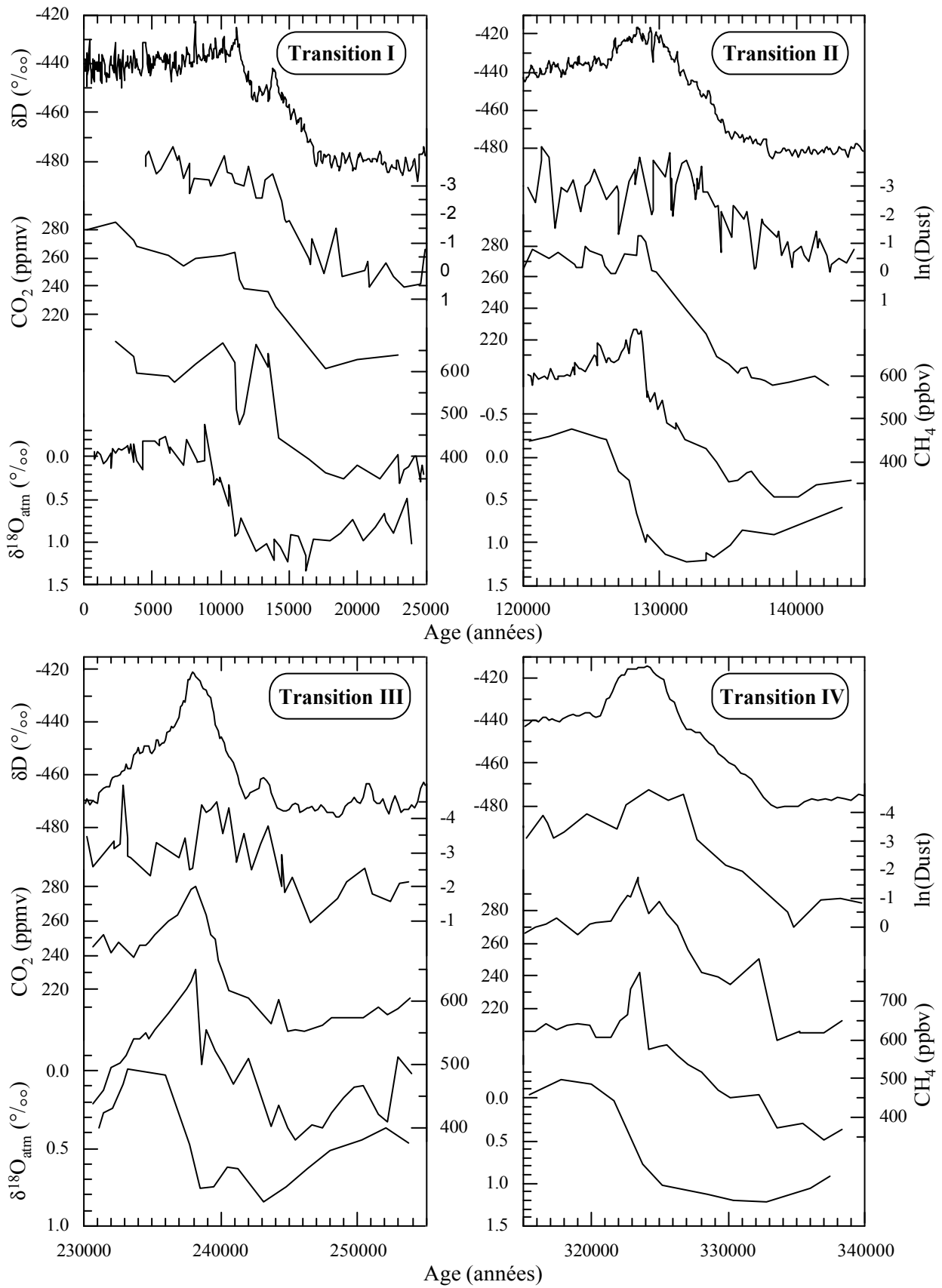


Figure IV- 22 : Evolutions temporelles du δD , de la quantité de poussières continentales, du CO_2 , du CH_4 et du $\delta^{18}O_{atm}$ à Vostok, lors des 4 dernières transitions glaciaire-interglaciaires.

En se basant sur la chronologie GT4, adoptée dans ce travail (cf. IV-2.3), on peut classer de manière chronologique les événements enregistrés dans la glace et les bulles d'air qui y sont prisonnières, pour chacune des transitions glaciaire-interglaciaires.

Les tableaux IV-D et IV-E synthétisent, respectivement, les séquences des événements à mi-variation et en début de transition. Le tableau IV-F, résume la durée d'évolution des variables pour chacune des 4 transitions climatiques. Les fourchettes d'âges données dans ces tableaux tiennent compte de la résolution temporelle de chaque profil pour chacune des transitions, qu'elle soit limitée par le nombre d'échantillons analysés ou par l'intégration temporelle représentée par 1 échantillon. L'incertitude due à la détermination visuelle des étapes de ces transitions est également considérée. Par contre, l'incertitude sur le Δ âge n'apparaît pas explicitement, mais il faudra en tenir compte lors de la discussion des déphasages entre paramètres issus de média différents (air des bulles ou matrice de glace).

IV-7.1 SEQUENCE A MI-VARIATION

Il est commode et donc fréquent de comparer les âges de mi-variation des paramètres étudiés. On minimise ainsi l'incertitude quant à leur détermination puisqu'il n'est pas toujours aisé de déterminer objectivement les départs et les fins de transitions.

Dans le tableau suivant sont recensés chronologiquement, pour chaque transition climatique les décalages à mi-variation du CO_2 , CH_4 , δD et $\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$ par rapport au $\ln(\text{Dust})$, dont l'âge à mi-variation est précisé et qui marque le début de chaque séquence pour les 4 dernières transitions climatiques. Nous avons également reporté dans ce tableau le déphasage de l'accélération de l'augmentation de la teneur en CH_4 , qui ne correspond pas nécessairement à la mi-variation du CH_4 .

Transition I	Transition II	Transition III	Transition IV
ln(Dust) : 15 000 BP ±300 ans	ln(Dust) : 136 000 BP ±500 ans	ln(Dust) : 242 700 BP ±500 ans	ln(Dust) : 330 800 BP ±1 000 ans
CO ₂ : 600 ±300 ans	δD : 2 000 ±500 ans	CH ₄ : 700 ±500 ans	CO ₂ : 2 300 ±1 000 ans
CH ₄ : 800 ±300 ans	CO ₂ : 2 500 ±500 ans	CO ₂ : 1 000 ±500 ans	CH ₄ : 2 300 ±1 000 ans
δD : 800 ±300 ans	CH ₄ : 3 000 ±500 ans	δD : 1 500 ±500 ans	δD : 2 300 ±1 000 ans
↗ CH ₄ (2 ^{nde} phase) : 800 ±300 ans	↗ CH ₄ (2 ^{nde} phase) : 7 000 ±500 ans	↗ CH ₄ (2 ^{nde} phase) : 4 200 ±500 ans	↗ CH ₄ (2 ^{nde} phase) : 6 600 ±1 000 ans
δ ¹⁸ O _{atm} : 3 000 ±300 ans	δ ¹⁸ O _{atm} : 7 000 ±500 ans	δ ¹⁸ O _{atm} : 5 600 ±500 ans	δ ¹⁸ O _{atm} : 8 300 ±1 000 ans

Tableau IV-D : Séquence des évènements à mi-variations.

Ce tableau met en évidence une assez bonne constance de la séquence des évènements au niveau des mi-transitions.

La diminution de moitié de la quantité de poussières continentales parvenant à Vostok a lieu avec un peu d'avance (entre 800 et 2 500 ans) sur celle d'un groupe de trois variables : le CO₂, le CH₄ et le deutérium. En raison des incertitudes que nous avons explicitées plus haut et de la différence d'âge air-glace, nous ne sommes pas en mesure de déterminer, de façon définitive, des relations de phase dans ce groupe de variables dont les dates de mi-variations ne sont jamais différentes de plus de 1 000 ans.

Finalement, la diminution de la teneur en δ¹⁸O_{atm}, atteint sa mi-course après celle des autres paramètres. Le laps de temps écoulé entre la mi-variation du groupe des gaz et de la température Antarctique, et celle du δ¹⁸O_{atm} peut aller jusqu'à 6 000 ans. Ce résultat implique que le retard de l'augmentation du niveau des mers, sur celle de la température en Antarctique et des concentrations de l'atmosphère en gaz à effet de serre, est significatif, même compte tenu du temps de transfert du signal marin vers l'enregistrement δ¹⁸O_{atm}, excepté peut être lors de la 1^{ère} transition.

Nos mesures indiquent donc que la température en Antarctique ainsi que les concentrations en CO₂ et CH₄ ont atteint leur point de mi-variation bien avant le niveau des mers.

Lors des mi-transitions II à IV, les variations de la température Antarctique sont en avance de 3 000 à 5 000 ans sur l'augmentation marquée de celle de l'hémisphère Nord. Lors de la dernière transition climatique, ces 2 marqueurs temporels sont synchrones.

Remarquons également que dans tous les cas, la date de mi-transgression du niveau marin, indiquée par celle du $\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$ décalée de 2 000 ans, est compatible avec l'hypothèse que la hausse du niveau des mers est initialement forcée par l'insolation aux hautes latitudes Nord. En effet, on note que la mi-augmentation du niveau marin est synchronisée avec le début de l'augmentation de la température des hautes latitudes Nord.

IV-7.2 SEQUENCE LORS DES DEBUTS DE TRANSITION

L'utilisation du point de mi-transition comme seul marqueur chronologique peut entraîner des erreurs d'interprétation quant aux déphasages possibles entre les variables. Prenons par exemple, deux systèmes avec des temps de réponses complètement différents comme illustré par la figure IV-23.



Figure IV- 23 : Schéma décrivant réponses relatives de 2 systèmes à un forçage extérieur.

S'ils commencent à réagir à un forçage donné en même temps (cas a), le système à forte inertie aura à mi-transition, un retard apparent sur l'autre, qui ne reflètera pas forcément la réalité physique de la réponse des 2 systèmes. D'après le modèle de Sowers et al. (1991), c'est dans ce cas de figure que se placent la diminution du $\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$ vis à vis du $\delta^{18}\text{O}_{\text{océan}}$ (voire la figure 3 de cet article). De même, deux variables peuvent très bien être en phase à mi-variation, et réagir à des forçages différents (cas b).

Dans le tableau IV-E nous nous efforçons donc de déterminer avec le plus de précision possible le déphasage entre les âges de début des transitions de chaque variable étudiée par rapport à celui de la quantité de particules terrigènes parvenant à Vostok, puisque que cette variable est généralement la première à évoluer vers des valeurs interglaciaires. L'incertitude

sur ces déterminations est évaluée comme précédemment et les flèches ↗ et ↘ rappellent si la transition climatique glaciaire-interglaciaire correspond à une augmentation ou une diminution de la variable en question.

Transition I	Transition II	Transition III	Transition IV
<p>↘ ln(Dust) : 18 900 BP ± 700 ans</p> <p>↗ CH₄ : 0 ±1 200 ans</p> <p>↗ CO₂ : 1200 ±3000 ans</p> <p>↗ δD : 1 900 ±100 ans</p> <p>↘ δ¹⁸O_{atm} : 4 000 ±500 ans</p> <p>↗ CH₄ (2^{nde} phase) : 4 700 ±900 ans</p>	<p>↘ ln(Dust) : 139 300 BP ±200 ans</p> <p>↗ CH₄ : 900 ±1 200 ans</p> <p>↗ CO₂ : 1 100 ±900 ans</p> <p>↗ δD : 1 300 ±100 ans</p> <p>↘ δ¹⁸O_{atm} : 7 300 ±1 500 ans</p> <p>↗ CH₄ (2^{nde} phase) : 10 300 ±200 ans</p>	<p>↘ ln(Dust) : 246 600 BP ±1 000 ans</p> <p>↗ CH₄ : 1 100 ±800 ans</p> <p>↗ CO₂ : 1 700 ±600 ans</p> <p>↗ δD : 2 600 ±200 ans</p> <p>↘ δ¹⁸O_{atm} : 3 600 ±1600 ans</p> <p>↗ CH₄ (2^{nde} phase) : 8 000 ±400 ans</p>	<p>↗ CH₄ : -600 ±1700 ans</p> <p>↘ ln(Dust) : 334 800 BP ±1 000 ans</p> <p>↗ δD : 800 ±500 ans</p> <p>↗ CO₂ : 1200 ±1600 ans</p> <p>↘ δ¹⁸O_{atm} : 4 500 ±4 000 ans</p> <p>↗ CH₄ (2^{nde} phase) : 10 600 ±800 ans</p>

Tableau IV-E : Séquence des débuts de transitions climatiques à Vostok.

On remarque que dans ces grandes tendances, la séquence des évènements est identique pour les quatre transitions climatiques enregistrées à Vostok :

- Début de la diminution de la quantité de particules continentales parvenant à Vostok, c'est à dire dégradation, en Amérique du Sud, des conditions favorables à l'injection de poussières dans l'atmosphère et à leur transport vers le centre de l'Antarctique.
- Début de l'augmentation des concentrations en gaz à effet de serre de l'atmosphère : CH₄ et CO₂, et de la température antarctique (δD),
- Début de la diminution de δ¹⁸O_{atm}, donc amorce de l'augmentation du niveau des mers.
- Accélération de l'augmentation du CH₄ correspondant au réchauffement de l'hémisphère Nord.

Notons que cette description de la séquence des événements enregistrés dans la carotte de Vostok pour les 4 dernières transitions climatiques est en parfait accord avec celle établie pour la transition II (Broecker et Henderson, 1998 ; Henderson et Slowley, 2000).

IV-7.2.1 Variations du CO₂ et du CH₄

On déduit, à partir de nos enregistrements, un retard systématique de l'augmentation de la teneur atmosphérique en CO₂ sur celle en CH₄. Cependant, la résolution temporelle est inférieure sur le profil du CO₂, il n'est donc pas établi que ce retard est significatif.

En ce qui concerne la transition I, nous avons la possibilité d'examiner plus précisément le déphasage de l'évolution des concentrations de ces deux gaz grâce à l'enregistrement détaillé de Byrd.

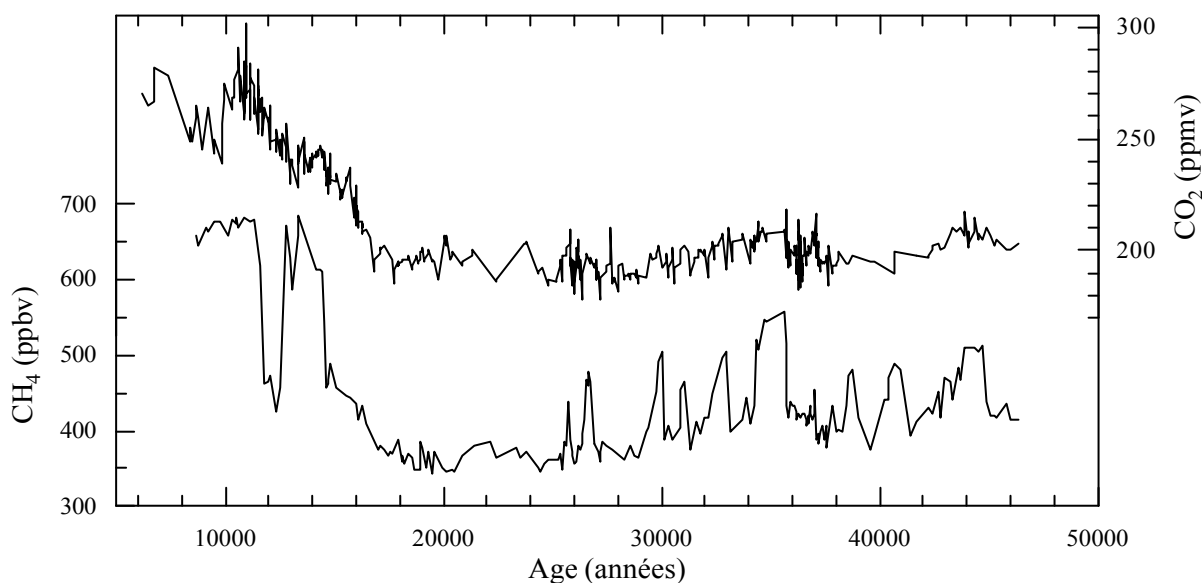


Figure IV- 24 : Evolutions temporelles du CO₂ et du CH₄, enregistrées à Byrd lors de la dernière transition glaciaire-interglaciaire.

On constate que l'augmentation de la teneur en CH₄ de l'atmosphère semble y précéder celle du CO₂ d'un millier d'années environ.

Les variations de la teneur en CH₄ sont essentiellement d'origine biosphérique continentale, alors que celles du CO₂ font intervenir le réservoir océanique. Ces deux réservoirs ayant des temps de renouvellement très différents, il n'est pas déraisonnable d'envisager un retard des variations du CO₂ sur celles du CH₄ même si elles ont une cause commune.

IV-7.2.2 Relation CO₂-climat en Antarctique

L'examen des déphasages, lors des 4 dernières transitions climatiques, entre les enregistrements CO₂ et δD, issus de la carotte de Vostok, montre que l'augmentation de la concentration en CO₂ de l'atmosphère est systématiquement en avance sur celle de la température antarctique. Ce décalage varie entre 900 et 200 ans. Comme les deux variables sont extraites de deux médias différents (la glace pour la température et le gaz pour le CO₂), le problème de l'incertitude sur la différence d'âge entre la glace et le gaz qu'elle renferme se pose. Or, celle-ci peut atteindre 1 000 ans en période glaciaire.

En définitive, malgré l'avance systématique des débuts de variations du CO₂ par rapport à la température pour chacune des quatre transitions glaciaire-interglaciaires observées, nous ne pouvons pas la considérer comme significative.

Fischer et al., (1999) ont étudié les trois dernières transitions climatiques à partir des températures isotopiques (δD et δ¹⁸O), et des profils de CO₂ issus de trois carottages antarctiques : Byrd et Taylor Dome pour la transition la plus récente uniquement, et Vostok pour les 3 dernières. La comparaison des séquences lors des transitions étudiées amène les auteurs à conclure que l'augmentation du CO₂ est en moyenne en retard de 600 ans sur la température, avec une incertitude d'environ 400 ans.

La figure IV-25 montre les deux séries de données CO₂ conjointement au profil δD de Vostok, en fonction de l'âge des échantillons (chronologie GT4) pour les transitions II et III. Les flèches pointent les débuts de transition tels que définis dans ce travail et par Fischer et al. (1999).

Cette représentation met en évidence qu'il n'y a pas réellement de désaccord entre les 2 séries de mesures dans le cas de la transition III. Par contre, les enregistrements CO₂ obtenus par les 2 équipes sont très différents entre 134 et 142 ka BP. Nous avons déjà tenté d'expliquer les désaccords observés en fonction de la profondeur au paragraphe 4.2.2 de ce chapitre. Il semble en tout cas que les différences expérimentales soient responsables des conclusions contradictoires en ce qui concerne les déphasages entre CO₂ et température antarctique obtenus par les 2 équipes.

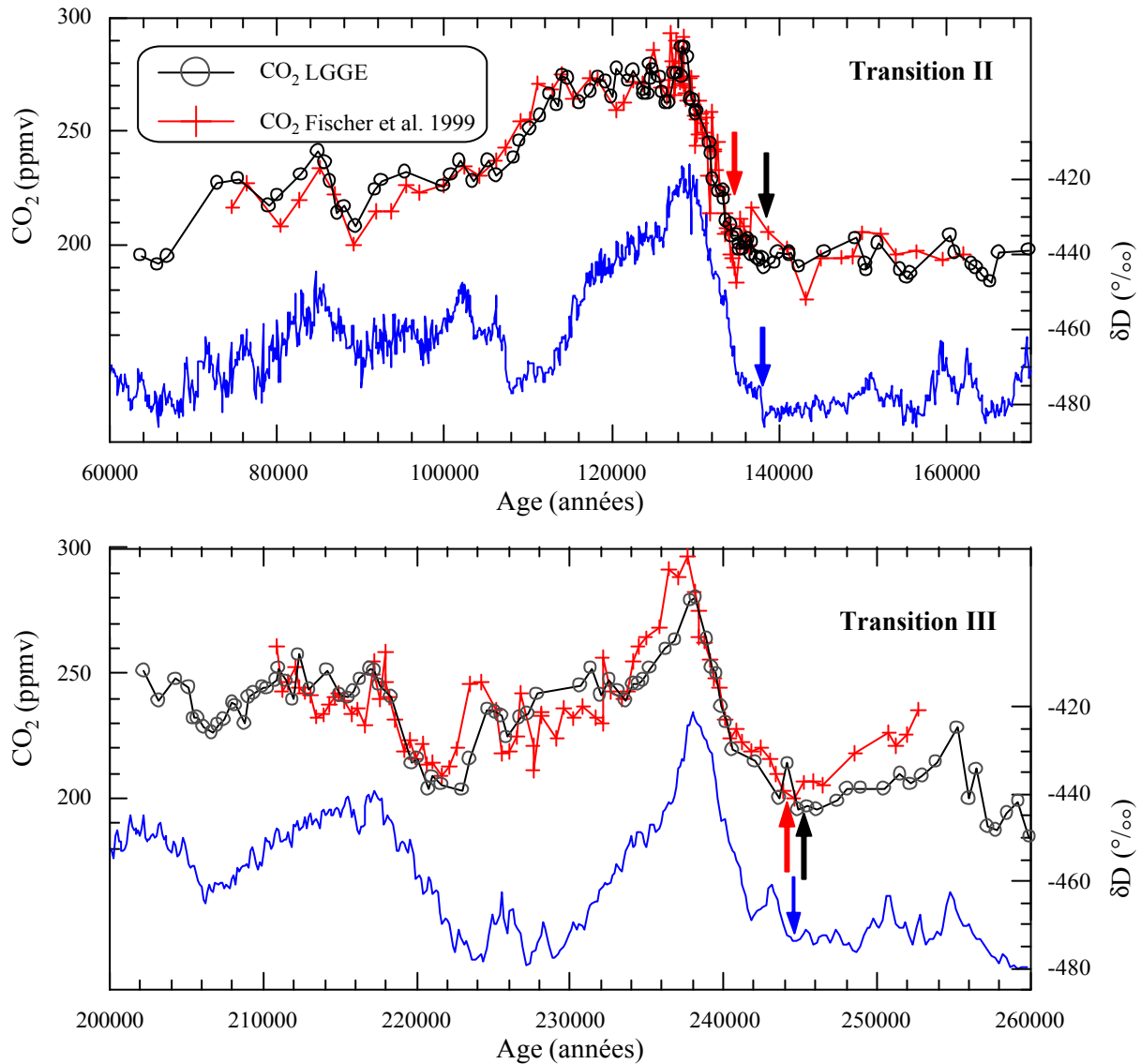


Figure IV- 25 : Comparaisons des profils CO_2 obtenus à partir de la carotte de Vostok, au LGGE et au SIO, autour des transitions climatiques II et III.

Il est difficile de pousser plus loin les investigations sur la divergence de nos conclusions par rapport à celles de Fischer et ses collègues, puisque ces derniers ne précisent pas les dates de début de transition du δD qu'ils ont considérées. Notons d'autre part, qu'au moment de la rédaction de leur article les Américains ne possédaient pas l'enregistrement δD complet (pour la transition III en particulier) leur permettant de déterminer le début de la transition glaciaire-interglaciaire avec une bonne précision.

Nous retiendrons de toute façon que dans les 2 études, les déphasages entre CO_2 et température antarctique s'ils sont réels, sont faibles ($< 1\ 000$ ans) et rentrent dans la fourchette d'erreur qui entache la détermination du Δ âge, donc celle de l'âge du gaz, en période

glaciaire. Notons tout de même qu'en terme de mécanisme, il est plus facile de concevoir que le début du réchauffement précède l'augmentation de la teneur en CO₂ de l'atmosphère plutôt que le contraire.

IV-7.2.3 Relation CO₂-volume de glace

Nous avons vu (cf. IV-6.3) que les variations du $\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$ semblent refléter en partie les changements du volume de glace continentale principalement stocké dans l'hémisphère Nord et donc celles du niveau marin.

Ces modifications ont servi de support à toute une série de mécanismes conçus pour expliquer les variations glaciaire-interglaciaires du CO₂ dans l'atmosphère à partir des modifications de la circulation océanique (voir Broecker et Henderson, 1998 pour une revue). Nous cherchons pour notre part à mettre en évidence la relation de phase liant le CO₂ au niveau marin (via le $\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$) afin de tester ce type de mécanismes.

Comme les variations du $\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$ sont induites par celles du $\delta^{18}\text{O}_{\text{océan}}$ et que nous considérons une amorce de processus et non un état d'équilibre, il semble qu'il ne faille pas tenir compte du temps de transmission du signal océanique à l'atmosphère (Sowers et al., 1991). Dans ces conditions, les débuts de transition du $\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$ et du niveau marin doivent être synchrones pour les deux enregistrements. Je me propose néanmoins d'examiner les relations de phase entre le CO₂ et le $\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$ en début de transition sans tenir compte du temps de réaction de l'atmosphère vis à vis des changements de composition isotopique de l'océan; et à mi-variation, en considérant le retard de 2 000 ans des variations du $\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$ sur celles du volume des glaces.

Lors des 4 dernières transitions glaciaire-interglaciaires, les débuts de diminution du $\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$ (donc d'augmentation du niveau des mers d'après notre hypothèse) sont en retard de respectivement : 2 800, 6200, 1900 et 3 000 ans sur les départs de l'augmentation de la teneur en CO₂ de l'atmosphère. A mi-variation, d'après le tableau IV-D et en tenant compte du délai de transmission du signal marin à l'atmosphère, on conclue que l'augmentation du niveau marin suit celle du CO₂ atmosphérique de respectivement 400, 2 500, 2 600 et 4 000 ans pour les transitions climatiques I à IV. Seul le délai constaté lors de la dernière transition glaciaire-interglaciaire, n'est pas significatif (± 600 ans).

Dans les 2 cas de figure, les déphasages observés dans les enregistrements de Vostok, nous amènent à dire, qu'il existe un retard significatif de l'augmentation du niveau des mers par

rapport à l'augmentation de la concentration de l'atmosphère en CO₂. Ce résultat est conforme aux conclusions d'études précédentes (Sowers et al., 1991 ; Jouzel et al., 1993 ; Broecker et Henderson, 1998). Il implique que le ralentissement de la formation des NADW (pour North Atlantic Deep Waters), provoqué par l'afflux d'eau douce provenant de la fonte des calottes de l'hémisphère Nord, ne peut pas être le phénomène responsable de l'initiation de l'augmentation de la teneur en CO₂ de l'atmosphère.

Le découplage entre la teneur atmosphérique globale en CO₂ et la formation des NADW est bien mis en évidence pendant le Younger Dryas. En effet cette période de refroidissement pendant la dernière déglaciation de l'hémisphère Nord, est associée à une forte réduction de la circulation thermohaline en Atlantique Nord (Broecker et al., 1985), mais contemporaine d'une augmentation régulière du CO₂ dans l'atmosphère (Blunier et al., 1997). Le niveau interglaciaire du CO₂ est même atteint au maximum de l'épisode froid.

Ces deux informations peuvent paraître contradictoires puisque les modèles simulant le Younger Dryas associent la réduction de formation des NADW à une diminution de la température des eaux de surface dans ce bassin d'au moins 6°C (Schiller et al., 1997 ; Stocker et Wright, 1996). Un tel refroidissement de l'océan devrait avoir pour effet d'augmenter la solubilité du CO₂ dans l'océan et donc de diminuer sa concentration dans l'atmosphère, toute autres choses restant inchangées.

Néanmoins, Crowley (1992) invoque le principe simple de la conservation du volume d'eau dans les bassins, pour réconcilier ralentissement de la formation des NADW et augmentation de la teneur en CO₂ de l'atmosphère. La diminution de la vigueur de la plongée des eaux en Atlantique Nord engendre le ralentissement de la résurgence d'eaux relativement chaudes en Atlantique Sud, c'est à dire un déficit de chaleur pour ce bassin. Mais celui-ci est compensé par l'arrêt, pour équilibrer le système, du mouvement vers le nord des eaux chaudes de surface. L'effet net serait un réchauffement des eaux de surfaces de l'Atlantique Sud, et donc un dégazage de CO₂.

Si on applique ce schéma au Younger Dryas, on obtient alors l'accord avec les observations, puisque des reconstructions de température de surface de l'Océan Austral à partir d'enregistrements sédimentaires marins (Labracherie et al., 1989) montrent que le refroidissement du Younger Dryas dans le Nord correspond à une rapide augmentation des températures de surface dans l'hémisphère Sud. D'autre part, les archives glaciaires associent le Younger Dryas à une augmentation de la teneur atmosphérique en CO₂.

Plus récemment, un modèle simple, couplant la circulation océanique au cycle du carbone (Marchal et al., 1999), indique qu'il existe des mécanismes pouvant expliquer quantitativement la relation entre le CO₂, la température de l'hémisphère Nord et celle de l'hémisphère Sud, observée pendant le Younger Dryas.

Comme le suggèrent Broecker et Henderson (1998) nous pouvons maintenant comparer l'ampleur des déphasages entre l'augmentation du CO₂ dans l'atmosphère et la fonte des calottes de l'hémisphère Nord, avec les caractéristiques des maxima d'insolation d'été aux hautes latitudes des 2 hémisphères pour les transitions III et IV.

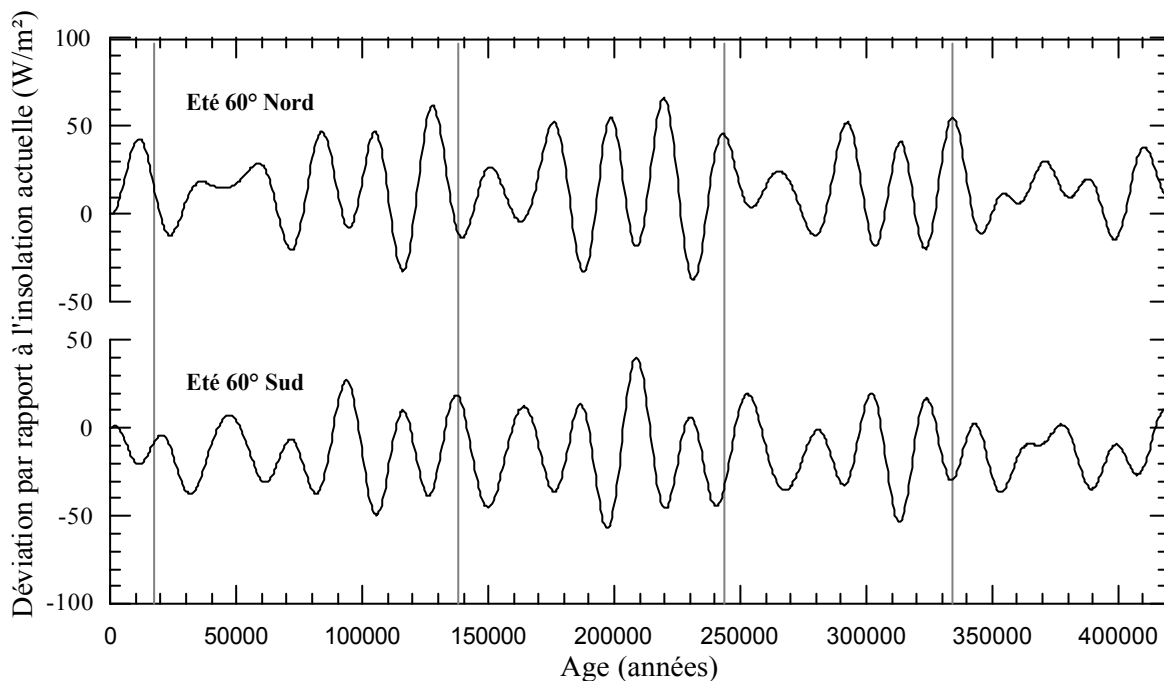


Figure IV- 26 : Variations des insulations du solstice d'été à 60° Nord et 60° Sud.

Selon ces auteurs, la présence d'un maximum bien marqué de l'insolation aux hautes latitudes Sud avant une transition climatique, comme c'est le cas pour la transition II, peut provoquer une avance importante de l'augmentation de la température Sud (et du CO₂) par rapport à la fonte des glaces elle-même conditionnée par l'insolation des hautes latitudes Nord. La faible ampleur du maximum précédant la transition I expliquerait donc le moindre retard du $\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$ sur le CO₂ dans ce cas.

La configuration des insulations Nord et Sud lors de la transition IV est comparable à celle de la transition I, avec un maximum dans l'hémisphère Sud légèrement plus marqué. Le décalage que l'on observe pour cette transition climatique entre l'augmentation du CO₂ et la fonte de

l'hémisphère Nord (3 300 ans, cf. tableau IV-D) est effectivement intermédiaire entre ceux obtenus pour les transitions I et II (2 800 et 6 200 ans respectivement), en accord avec cette théorie.

Le déphasage entre le CO₂ (et la température) et le $\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$ est d'environ 2 000 ans lors de la transition III, ce qui correspond au déphasage minimum pour les 4 dernières transitions climatiques. En revanche, la configuration des insolation serait plutôt favorable (maximum relativement important de l'insolation Sud) à un déphasage important entre le CO₂ et la fonte des glaces d'après l'hypothèse de Broecker et Henderson.

En conclusion, si l'on retient les variations du $\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$ comme indicateur pertinent de l'évolution du niveau des mers, la relation de phase CO₂-volume de glace, déduite des enregistrements de la carotte de Vostok, excluent les variations du niveau marin comme cause des modifications de la teneur en CO₂ de l'atmosphère.

IV-7.2.4 Relation CO₂-conditions environnementales en Amérique du Sud

Nous avons déjà noté la forte ressemblance existant entre les évolutions temporelles du CO₂ et de la quantité de poussières continentales parvenant jusqu'à Vostok (exprimée en échelle logarithmique) (cf. figure IV-21 du §6.4). L'étude des débuts de transitions climatiques indique que ln(Dust) commence à diminuer avant que le CO₂ n'augmente, cette avance est d'en moyenne 1200 ± 700 ans si on exclut la transition I à cause de la mauvaise résolution en CO₂.

La concentration en particules terrigènes de la glace est par ailleurs la 1^{ère} quantité à évoluer de valeurs caractéristiques des périodes froides vers celles que l'on rencontre pendant les interglaciaires, exception faite de la transition IV pour laquelle la mauvaise résolution temporelle des enregistrements peu être incriminée. Nous avons montré, au paragraphe 6.4 de ce chapitre, que ln(Dust) peut être considéré comme un indicateur des conditions environnementales en Amérique du Sud et des caractéristiques de la circulation atmosphérique entre cette région et l'Antarctique.

Les indices que nous venons de rappeler nous amènent à considérer que la mise en évidence du parallélisme existant entre les variations du CO₂ et de la quantité de poussières à Vostok,

ainsi que la relation de phase entre ces 2 enregistrements est l'un des apports principaux de cette étude. Au chapitre V, nous proposerons des mécanismes susceptibles de rendre compte de ces observations.

IV-7.2.5 Relation CO₂-Température de l'hémisphère Nord

En nous basant sur l'hypothèse que la seconde phase de l'augmentation de la teneur en CH₄ de l'atmosphère lors des transitions glaciaire-interglaciaires est un marqueur temporel du réchauffement de l'hémisphère Nord et d'après nos enregistrements, le CO₂ commence à augmenter entre 3 500 (transition I) et 9 400 ans (transition IV) avant la température de l'hémisphère Nord. C'est à dire que le réchauffement de cet hémisphère commence alors que l'atmosphère a pratiquement atteint son niveau naturel maximal de CO₂.

Dans ce cas c'est l'action radiative du CO₂ qui doit influencer l'évolution de la température. Mais il ne faut pas oublier l'influence possible d'autres rétroactions comme celle de l'albédo en relation avec le volume des glaces, puisque ce dernier a déjà diminué de plus de la moitié (sauf pour la transition I) quand la température de l'hémisphère Nord commence à augmenter.

IV-7.2.6 Température Nord et volume de glace

L'hypothèse est communément admise que le forçage dû aux variations de l'insolation d'été aux hautes latitudes Nord est responsable des déglaciations de cet hémisphère (nous exposerons la théorie sous tendant cette hypothèse au paragraphe suivant). Dans ce schéma, on doit donc s'attendre à ce que les variations de la température des hautes latitudes Nord, directement dépendantes de l'insolation, précèdent l'évolution du niveau marin.

Supposons que la seconde phase de l'augmentation de la concentration en CH₄ de l'atmosphère et le début de la diminution du $\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$ sont bien les indicateurs respectifs du réchauffement de l'hémisphère Nord et de l'augmentation du niveau des mers. Dans ces conditions on constate que les relations de phase que l'on observe entre ces 2 variables dans l'enregistrement de Vostok, sont contradictoire avec l'hypothèse expliquée ci-dessus. On note en effet que le réchauffement de l'hémisphère Nord débute toujours en retard par rapport à l'augmentation du niveau des mers. Lors de la transition DMG-Holocène, ce déphasage n'est pas significatif. Il l'est en revanche pour les 3 transitions climatiques précédentes, même compte tenu du retard éventuel du début de l'augmentation du $\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$ sur le signal océanique.

Cette constatation va d'ailleurs dans le sens d'une étude récente (Henderson et Slowley, 2000), qui rejette les variations de l'insolation d'été à 60° Nord comme initiateur des changements climatiques.

IV-7.3 DUREE DES TRANSITIONS CLIMATIQUES

Ce paramètre est issu des données du tableau Y et des âges de fin de transitions que nous n'avons pas présentés ici.

Variable	Transition I	Transition II	Transition III	Transition IV
CO ₂	6 700 ±3 000 ans	9 200 ±900 ans	6 700 ±600 ans	10 100 ±1 600 ans
CH ₄	8 700 ±1 200 ans	10 000 ±1 200 ans	7 300 ±800 ans	11 900 ±1 700 ans
δD	5 700 ±100 ans	7 900 ±100 ans	6 000 ±200 ans	9 000 ±500 ans
δ ¹⁸ O _{atm}	6 000 ±500 ans	5 800 ±1 500 ans	7 000 ±1 600 ans	10 300 ±4 000 ans
ln(Dust)	3 700 ±700 ans	7 000 ±200 ans	8 000 ±1 000 ans	8 000 ±1 000 ans

Tableau IV-F : Durée des transitions pour chaque variable climatique à Vostok.

Les incertitudes indiquées dans ce tableau sont celles qui ont été déterminées pour les débuts de transition. Ces valeurs sont les limites inférieures des incertitudes réelles, puisque les erreurs de détermination des fins de transition ne sont pas prises en compte. Néanmoins, l'observation des profils montre que la fin des transitions glaciaire-interglaciaires est mieux définie que leur début.

Malgré les imprécisions pouvant entacher ces durées, il semble que les transitions I et III soient plus rapides pour la plupart des variables que les transitions II et IV. Le cas du CO₂ en est un parfait exemple. Une telle cyclicité n'est par contre pas visible dans la durée des variations glaciaire-interglaciaires du δ¹⁸O_{atm}, qui est à peu près constante sur les 3 dernières transitions. L'imprécision sur la transition IV étant très importante, il n'est par conséquent pas exclu que sa durée soit similaire aux autres.

Globalement, ce sont les gaz à effet de serre : le CO₂ et surtout le CH₄ qui évoluent le plus lentement lors des transitions climatiques. L'implication importante de l'océan dans le cycle du carbone rend ce délai compréhensible en ce qui concerne le CO₂. Pour le CH₄ en revanche, il faut recourir par exemple au renouvellement des sols aux hautes latitudes, après le retrait

des calottes, pour rendre compte d'une durée d'évolution aussi importante lors des transitions glaciaire-interglaciaires.

IV-7.4 PARTICULARITE DE LA TRANSITION DERNIER MAXIMUM GLACIAIRE (DMG)-HOLOCENE

Cette transition climatique est la mieux documentée car elle est accessible grâce à plusieurs forages des 2 hémisphères. De plus, elle est temporellement mieux résolue que les suivantes car plus récente. La tentation est donc grande d'examiner en détail les comportements relatifs des différentes composantes du système climatique lors de la dernière transition glaciaire-interglaciaire, pour en tirer des conclusions quant aux mécanismes susceptibles de provoquer les changements climatiques. Pour que cette approximation soit valide, il faut cependant s'assurer de la représentativité de la transition DMG-Holocène vis à vis des autres transitions climatiques. Or, Broecker et Henderson (1998) ont, déjà mis l'accent sur des déroulements différents pour les 2 dernières déglaciations. Nous avons, quant à nous, noté à plusieurs reprises la singularité de cette transition climatique au regard des trois précédentes aujourd'hui disponibles dans les archives glaciaires de Vostok.

La particularité majeure de la transition I est la présence dans l'enregistrement de la température antarctique, d'un retour à des conditions plus froides pendant la déglaciation. Cet épisode froid est nommé Antarctic Cold Reversal (ACR), et consiste en fait plus à une pause de l'augmentation des températures, intervenant dans la seconde moitié du réchauffement glaciaire-interglaciaire (entre 14 000 et 12 300 BP environ à Vostok), qu'à un réel refroidissement.

Avec les nouvelles méthodes de synchronisation des enregistrements glaciaires, basées sur les variations du CH₄ ou du $\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$, il est aujourd'hui certain que l'ACR précède l'épisode froid du Younger Dryas d'un millier d'années environ (Blunier et al., 1998) conformément à ce qui était déjà pressenti (Jouzel et al., 1995). L'enregistrement isotopique de la carotte de Taylor Dome (site côtier antarctique) fait à ce titre, figure d'exception puisqu'il place l'ACR en phase avec le Younger Dryas (Steig et al., 1998), mais la datation de ce forage est encore l'objet de débats.

Les refroidissements transitoires que l'on détecte dans les enregistrements des deux hémisphères au cours de la dernière déglaciation semblent en fait déconnectés l'un de l'autre

et leur impact sur la teneur en CO_2 de l'atmosphère est différent. Durant le ralentissement de la progression de la température antarctique, l'augmentation de la quantité de CO_2 dans l'atmosphère semble également subir une pause. Cette période n'est couverte que par 2 échantillons dans l'enregistrement de Vostok, mais elle est mieux définie dans celui de Byrd. En revanche nous avons noté précédemment qu'une augmentation vigoureuse du CO_2 est contemporaine de la brusque diminution de température dans l'hémisphère Nord. Ces différentes propriétés sont mises en avant sur la figure suivante.

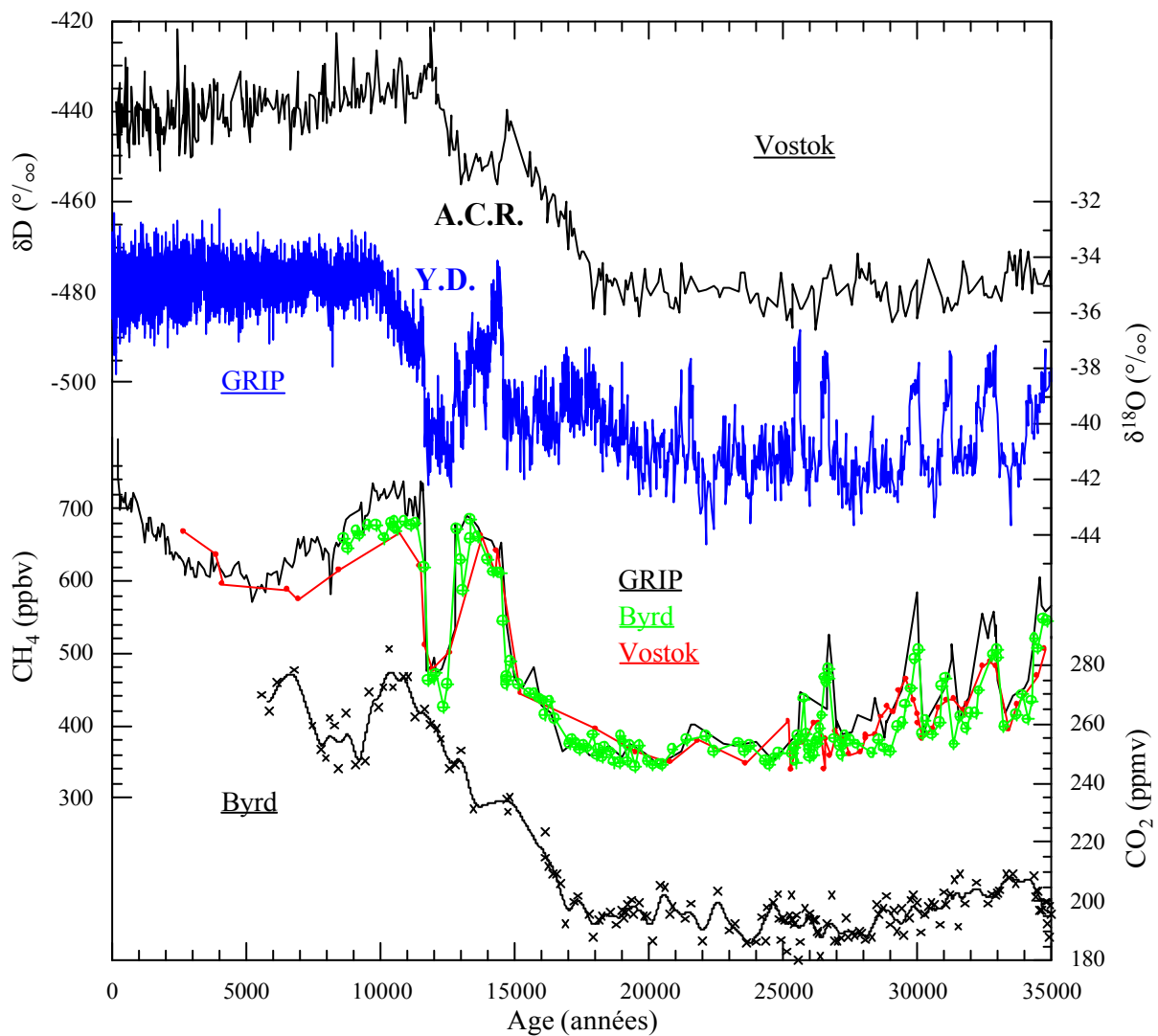


Figure IV- 27 : Comparaison de l'évolution de la température isotopique des 2 pôles par rapport aux variations du CO_2 , à partir de la synchronisation des enregistrements du CH_4 .

L'examen des 3 transitions antérieures, rendu possible par l'enregistrement de Vostok, permet de souligner qu'aucun événement comparable à l'ACR, et encore moins au Younger Dryas, n'est visible à Vostok.

On notera tout de même un maximum secondaire présent dans l'enregistrement δD , ainsi que dans les profils CO_2 , CH_4 et $\delta^{18}O_{atm}$ au tout début de la transition III (autour de 244 ka BP). On constate également la présence d'un léger ralentissement de la progression de la température Antarctique dans la seconde moitié de la transition IV (il y a environ 328 ka). Il nous semble donc que les informations déduites de la transition I doivent être considérées avec prudence. Notons par exemple que compte tenu du retard des variations du $\delta^{18}O_{atm}$ sur le $\delta^{18}O_{océan}$, l'examen de la transition I donne à penser qu'il n'existe aucun déphasage à mi-variation entre l'augmentation du CO_2 dans l'atmosphère et celle du niveau des mers, alors que les transitions précédentes indiquent une avance d'au moins 2 500 ans du premier sur le second.

IV-8 PERIODICITE DES ENREGISTREMENTS ET THEORIE ASTRONOMIQUE DES CLIMATS

Dans le domaine temporel, on constate clairement que les profils des différents paramètres climatiques suivent des évolutions cycliques bien mises en évidence sur la figure IV-6 page 87 les variations majeures ont une période de 90 à 130 ka et correspondent aux grandes déglaciations. Sur ces variations se superposent d'autres variations à plus hautes fréquences et de moindre amplitude (sauf dans le cas du $\delta^{18}O_{atm}$).

La succession de phases chaudes puis froides à la surface de la Terre est prévue par une théorie basée sur le calcul de la position de la Terre par rapport au Soleil au cours du temps.

IV-8.1 RAPPELS CONCERNANT LA THEORIE ASTRONOMIQUE DES CLIMATS

Peu après que l'existence des périodes glaciaires fut découverte, leur origine a été attribuée à des causes astronomiques. En 1837 L. Agassiz évoqua pour la 1^{ère} fois l'hypothèse de l'existence de plusieurs âges glaciaires sur la base de la précession des équinoxes. Dans la seconde moitié du 19^{ème} siècle, James Croll (1867 et 1875) suppose que les glaciations sont conditionnées par des variations de l'insolation dues à des changements de l'orbite et de la position de l'axe de rotation de la Terre. Dans ce modèle, l'hiver de l'hémisphère Nord est la

saison critique pour le déclenchement d'une glaciation. Au début du 20^{ème} siècle, Spitaler (1921) rejeta cette théorie pour adopter la position opposée, à savoir le rôle critique joué par la succession d'étés long et frais et d'hivers doux et courts pour l'entrée dans les périodes glaciaires. C'est le mathématicien yougoslave Milutin Milankovitch qui défendit cette théorie en l'étendant et lui donna son nom (Milankovitch, 1920).

IV-8.1.1 Les paramètres orbitaux de la Terre

La Terre décrit un mouvement elliptique autour du Soleil. Cette orbite varie au cours du temps sous l'influence de l'attraction gravitationnelle des autres planètes et de la Lune :

- La forme de l'orbite de la Terre autour du Soleil, caractérisée par son excentricité, varie avec les périodes principales de 400 000 et 100 000 ans, soit 400 et 100 ka. Elle oscille entre le cercle parfait et une ellipse légèrement aplatie (excentricité maximale =6%).

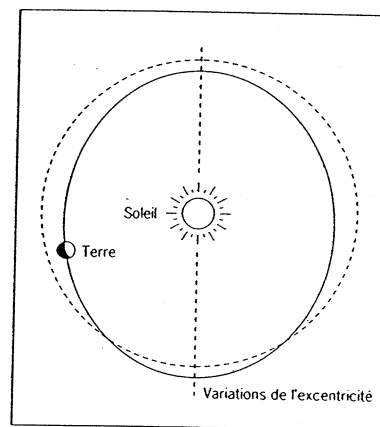


Figure IV- 28 : Variations de l'excentricité de l'orbite de la Terre autour du Soleil (d'après Joussaume, 1993).

- L'obliquité, c'est à dire l'inclinaison de l'axe de rotation de la Terre par rapport au plan de l'écliptique, est modulée entre 22° et 25° (position actuelle 23°27') avec une période de 41 000 ans.

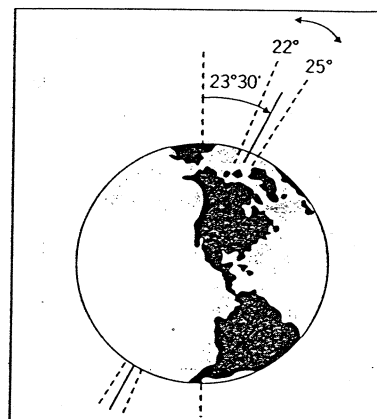
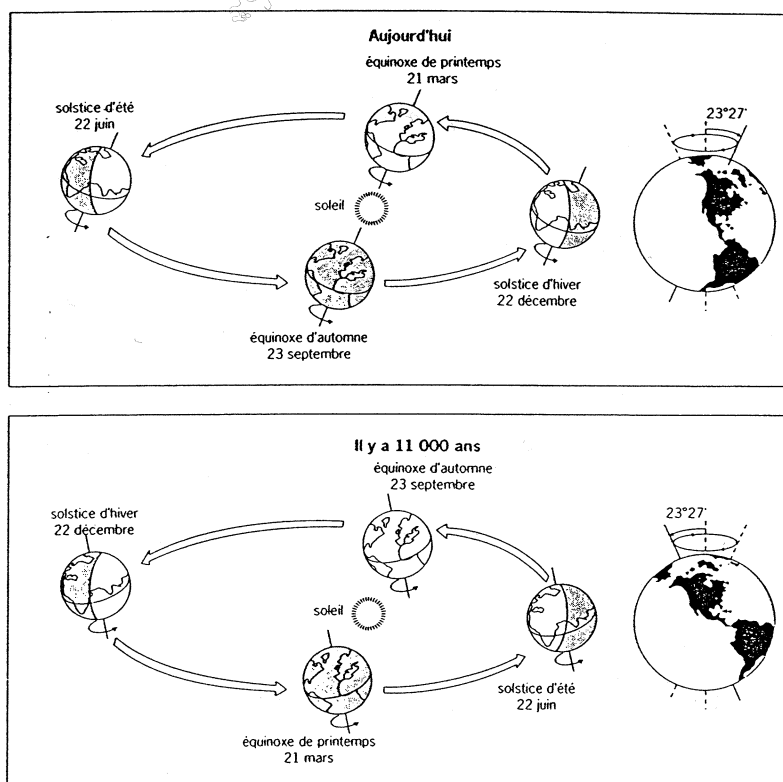


Figure IV- 29 : Variations de l'obliquité (d'après Joussaume, 1993).

- Au cours du temps, il existe également des modifications de la position, sur l'ellipse, des solstices et des équinoxes. La précession climatique résulte de la combinaison de 2 mouvements de rotation : celui de l'axe de rotation de la Terre autour de la perpendiculaire au plan de l'écliptique (précession des équinoxes), et celui de l'orbite autour du Soleil. De plus, elle tient compte de la distance Terre-Soleil, modulée par les variations de l'excentricité.

Ces phénomènes conduisent à des périodes caractéristiques de 19 et 23 ka pour la précession climatique. **Figure cf. Jousseau**

Figure IV- 30 :
Configuration orbitale de la Terre, de nos jours et il y a 11 000 ans (d'après Jousseau, 1993).



Les modifications périodiques des paramètres orbitaux de la Terre aboutissent à des variations de l'ensoleillement du sommet de l'atmosphère dans les différentes bandes de latitudes, mais les caractéristiques géographiques et saisonnières du forçage par l'insolation sont très différentes que l'on fasse varier l'un ou l'autre des deux derniers paramètres.

Par exemple, une forte obliquité engendre une augmentation de l'insolation des hautes par rapport aux basses latitudes dans les deux hémisphères. L'augmentation du gradient latitudinal (équateur-pôle) d'insolation est important en été, négligeable en automne et au printemps de chaque hémisphère. De plus, il est en phase entre les deux hémisphères. Les variations saisonnières sont accompagnées de changements significatifs de l'insolation annuelle totale à toutes les latitudes.

Dans les enregistrements climatiques on observe en fait une pseudo période variant entre 80 et 120 ka et qui représente 4 ou 5 cycles précessionnels. Depuis de nombreuses années, diverses hypothèses ont été proposées afin d'expliquer la prédominance de la pseudo période 100 ka dans les archives climatiques.

Il semble se dégager 2 types de mécanismes pour expliquer l'existence du cycle de 100 ka (Raymo, 1998). D'une part, ceux qui se réfèrent aux variations de l'inclinaison de l'orbite de la Terre par rapport au système solaire, c'est à dire à un autre paramètre astronomique qui varie également avec une période d'environ 100 ka. D'autre part, certaines hypothèses reposent sur des comportements non linéaires, attendus de la part du système glace-océan-atmosphère, soit que ce système possède ces propres oscillations internes, indépendamment du forçage orbital, soit que la réponse à ce forçage soit elle-même non linéaire.

Un bon candidat pour ce dernier type de mécanisme serait la réponse des calottes de glace (Imbrie et al., 1980), auquel cas, la nature géologique des terrains peut être mise en cause pour expliquer le retrait brutal des calottes lors des déglaciations (Clark et al., 1999). De la comparaison de différents types de modèles, effectuée par Imbrie et al. (1993), il ressort en effet que la condition nécessaire à l'apparition du cycle de 100 ka semble être la présence de calottes dans l'hémisphère Nord, assez volumineuses pour exercer une influence forte sur le climat global.

Il existe une seconde interrogation liée au cycle de 100 ka dans les enregistrements climatiques. En effet, comment expliquer que ce cycle ne rythme les changements climatiques que depuis 800 ka environ alors qu'entre 3 et 1 Ma BP, la périodicité des glaciations est dominée par le cycle de 41 ka (Raymo, 1998) ? De la même manière que pour l'existence de ce cycle, on retrouve 2 écoles pour expliquer son apparition tardive.

Muller et McDonald (1997) proposent qu'une augmentation de la quantité de poussières interstellaires soit à l'origine de l'apparition du cycle de 100 ka.

On constate par ailleurs que l'apparition du régime de prédominance du cycle de 100 ka coïncide avec l'enrichissement isotopique des foraminifères planctoniques et benthiques au même site, ce qui suggère une extension importante des calottes dans l'hémisphère Nord (Imbrie et al., 1993). L'indication isotopique renforce celle des observations sur des débris glaciaires dans l'hémisphère Nord qui descendent plus au sud à partir de 1 Ma BP environ. Cela implique un mouvement vers le sud du front polaire et donc un déplacement dans la même direction de la limite des grosses calottes (Imbrie et al., 1993).

Une autre théorie (Raymo et al., 1988 ; Raymo, 1994, 1997) propose que la diminution à long terme de la teneur en CO_2 atmosphérique, due à des processus tectoniques qui auraient modifié la topographie des océans, ait défini une limite à partir de laquelle les variations de l'insolation rendent possible une entrée en glaciation.

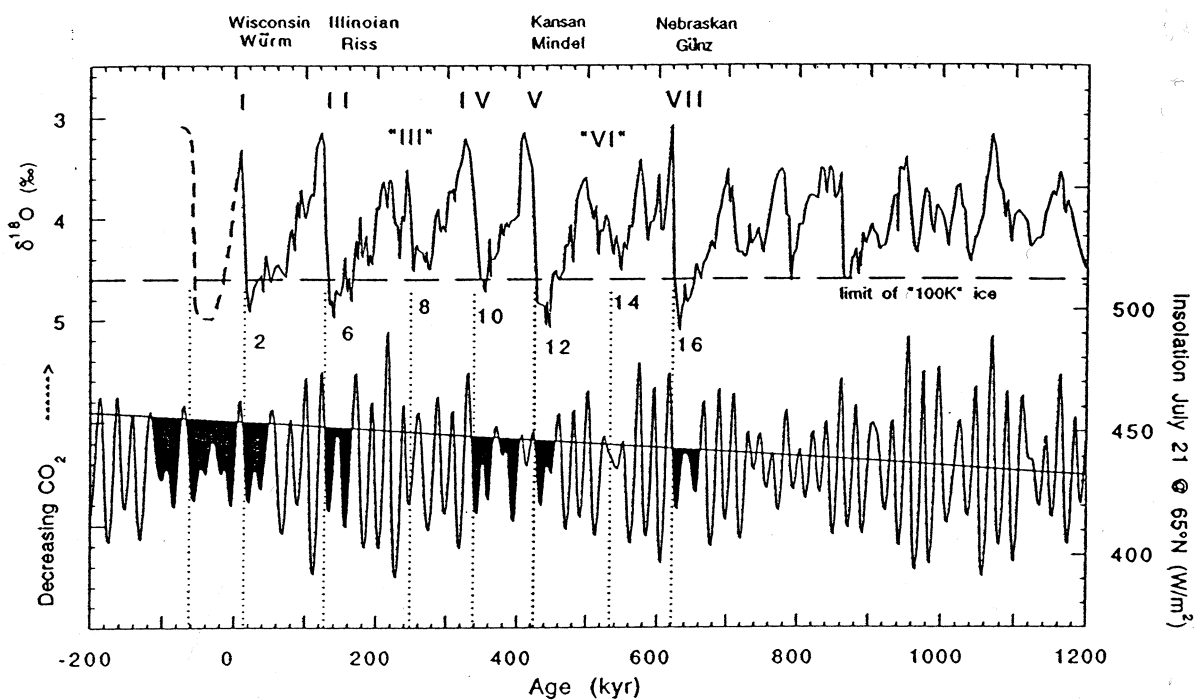


Figure IV- 32 : Apparition des cycles glaciaire-interglaciaires il y a environ 700 ka (d'après Raymo, 1997).

Cette limite n'a été franchie périodiquement qu'à partir d'environ 700 ka BP. Avant, l'effet de serre maintenait une température trop élevée à la surface de la Terre.

Ce type de raisonnement est corroboré par les résultats du modèle de Louvain la Neuve (LLN-2D) (Berger et al., 1999) pour lequel les conditions d'insolation nécessaires à une entrée en glaciation dépendent effectivement de la teneur en CO_2 de l'atmosphère. Par exemple, il faut que l'insolation mi-juin à 65°N soit $\leq 475 \text{ W/m}^2$, afin de permettre à une calotte de croître sous une atmosphère comprenant 210 ppmv de CO_2 (Berger et al., 1998). Avec une teneur en $\text{CO}_2 \geq 250 \text{ ppmv}$ cette limite passe à 465 W/m^2 . Autrement dit, plus l'effet de serre est important, plus l'insolation doit être faible pour permettre la formation de calottes de glace. A titre de comparaison, rappelons qu'actuellement l'insolation au 21 juin à 65°N vaut environ 479 W/m^2 , et que la teneur en CO_2 de l'atmosphère est en moyenne de 360 ppmv.

Enfin, une approche conceptuelle, permettant de rendre compte du cycle de 100 ka, est proposée par Paillard (1998). Elle suppose que le système climatique possède trois états d'équilibre : interglaciaire (i), mi-glaciaire (g) et plein-glaciaire (G), en accord avec l'observation des cycles climatiques dans les enregistrements de Vostok par exemple, ainsi qu'avec ce que l'on connaît du fonctionnement de la circulation thermohaline. La transition i-g est conditionnée par la diminution de l'insolation sous une valeur seuil, la transition g-G par une valeur maximale du volume de glace et G-i intervient quand l'insolation passe à nouveau au-dessus d'un seuil. Ce modèle conceptuel peut reproduire la succession des cycles climatiques tous les 100 en combinant des valeurs seuils pour l'insolation et le volume des glaces continentales. Le modèle simule, par ailleurs, correctement l'apparition du cycle de 100 ka entre 0.8 et 1 Ma BP, conformément aux données paléo-climatologiques, il tend donc à réconcilier le paradoxe du cycle de 100 ka avec la théorie orbitale des climats.

IV-8.2 ANALYSE SPECTRALE

L'analyse spectrale est l'outil adapté pour confronter des enregistrements climatiques réels, à la théorie que nous venons d'exposer. En effet, cette technique a pour but de déterminer les fréquences caractéristiques présentes dans chacun des enregistrements, afin de les comparer aux périodes critiques, déduites de la théorie de Milankovitch, et à celles des autres enregistrements climatiques. On peut également calculer les déphasages entre 2 variables aux fréquences caractéristiques. Il faut toutefois garder en mémoire que les relations de phase ainsi déduites, sont calculées à partir de l'ensemble des 2 enregistrements considérés. L'analyse spectrale permet en fait de regarder les enregistrements climatiques sous un angle différent de celui abordé par le domaine temporel.

Des études de ce type ont été précédemment menées sur les enregistrements de Vostok (Barnola et al., Genthon et al., Jouzel et al. 1987 ; Chappellaz et al., 1990), mais ne concernaient que le premier cycle glaciaire-interglaciaire. La prolongation des enregistrements à 4 cycles rend maintenant possible la pratique de l'analyse spectrale sur les signaux climatiques accessibles à Vostok avec plus de confiance et de signification.

IV-8.2.1 Choix des paramètres de l'analyse spectrale

Les analyses présentées dans ce travail ont été effectuées à l'aide du logiciel pour MacIntosh "AnalySeries" (Paillard et al., 1996). La méthode mathématique retenue pour l'analyse spectrale est la méthode Blackman-Tuckey, malgré ses limitations, notamment sa faible résolution dans le domaine spectral, parce qu'elle permet également l'analyse spectrale croisée. Les analyses sont réalisées à partir des fichiers de données interpolés linéairement tous les 500 ans entre 0 et 420 000 ans BP

Les paramètres que nous avons fixés pour l'analyse sont les suivants, et les mêmes pour chaque expérience.

Fenêtre d'analyse : $0 - 6 \cdot 10^{-5}$ cycle/an

Pas d'échantillonnage : 10^{-7} cycle/an

Nombre de valeurs calculées : 601

Nombre de "lags" : 249^8

Degré de confiance : 95 %

Dans ces conditions, l'erreur sur la détermination des fréquences est de $1.2 \cdot 10^{-5}$ cycle/an

IV-8.2.2 Présentation des spectres

L'intensité des spectres est donnée en unité "puissance". Pour les fréquences d'intérêt climatique, nous avons calculé la proportion du spectre (exprimée en %) expliquée par la bande de fréquence ($\pm 6 \cdot 10^{-6}$ cycle/an) autour de chaque fréquence considérée.

A titre de comparaison vis à vis de la théorie orbitale des climats, je me propose de comparer l'analyse spectrale des variations de l'insolation du solstice d'été à 65°N à celles des enregistrements de Vostok.

⁸ Cette valeur correspond à un compromis entre la résolution dans le domaine spectral, et l'erreur associée à l'amplitude des pics. Notons que dans Petit et al. (1999) les paramètres choisis engendraient une barre d'erreur moindre sur la fréquence (710^5 cycle/an), mais supérieure sur les amplitudes des pics. Par contre ce paramètre n'influence pas la position des pics.

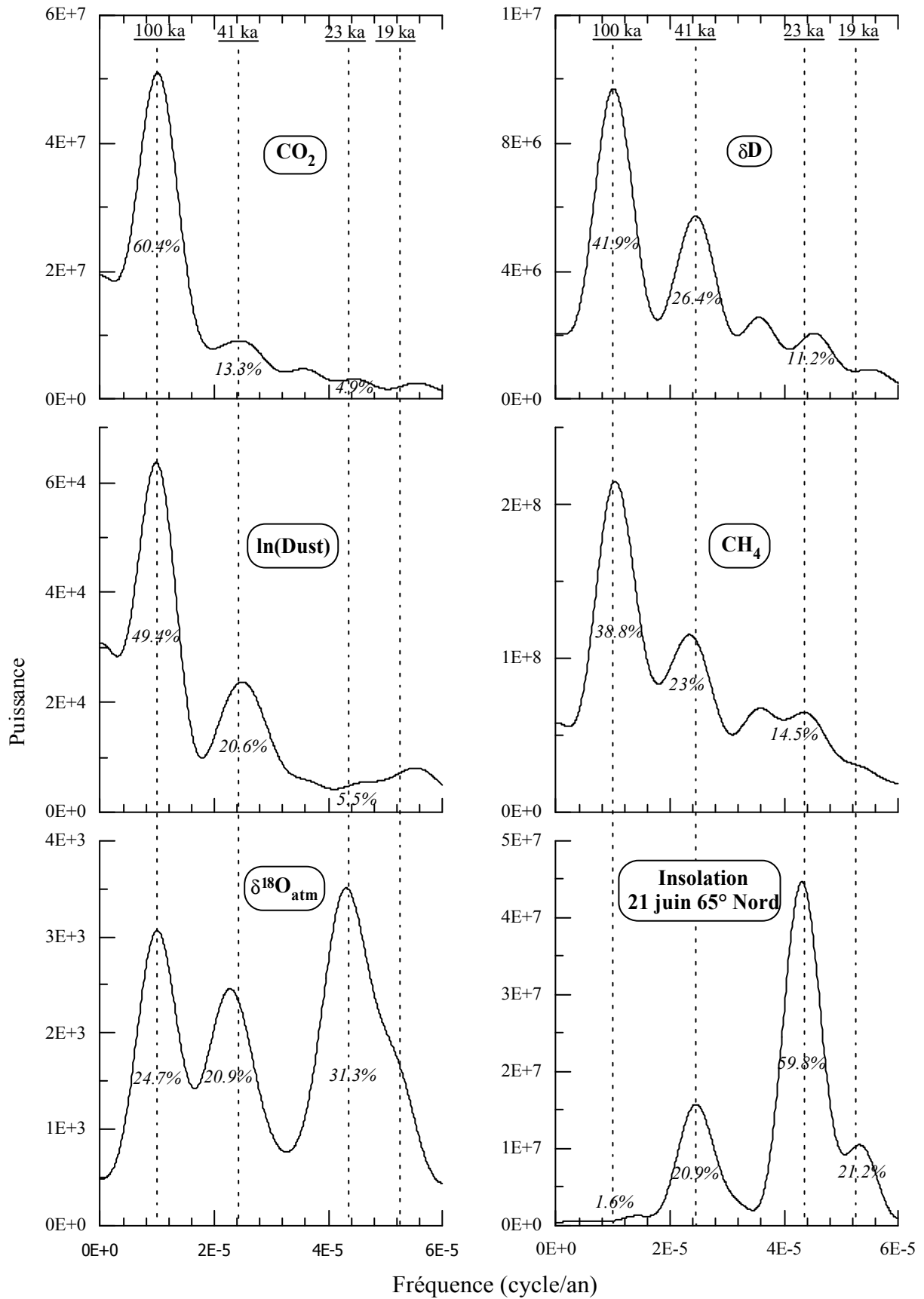


Figure IV- 33 : Spectres en fréquences des enregistrements climatiques de Vostok.

Dans ce travail, comme pour l'étude dans le domaine temporel, la chronologie adoptée est GT4, définie par Petit et al. (1999). Je rappellerai simplement ici qu'il s'agit d'une chronologie physique : hormis pour les deux points de calage aucune hypothèse n'a été faite quant aux forçages climatiques influençant les enregistrements de Vostok. Le travail d'analyse spectrale sur les enregistrements issus de cette carotte prend alors toute sa signification.

La caractéristique principale de ces spectres est la mise en évidence du "paradoxe du cycle de 100 ka" que j'ai évoqué précédemment. En effet, on voit clairement que la fréquence 1/100 000 est quasiment absente du spectre de l'insolation alors qu'elle domine largement les autres enregistrements et en particulier celui du CO₂. D'autre part, la fréquence la plus présente dans le signal d'insolation est 1/23 000 cycle/an, contrairement à sa faible représentation dans les enregistrements de Vostok.

Le spectre du $\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$ fait figure d'exception vis à vis des deux constatations précédentes, puisque la représentativité de la fréquence 1/100 000 cycle/an y est environ équivalente aux deux autres (24.7 %, 20.9 % et 31.3 % respectivement). L'analyse spectrale confirme donc dans le cas du $\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$ ce que nous avons montré dans le domaine temporel (IV-6.3), à savoir que ce signal reflète une influence importante de la précession, c'est pourquoi les cycles de 41 000 ans et surtout de 23 000 ans sont si présents dans ce spectre. L'importance non négligeable du cycle de 100 ka dans l'explication des variations du $\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$, caractérise quant à elle l'influence du niveau marin sur cette variable, via la croissance et le déclin des calottes de glace de l'hémisphère Nord.

D'une manière générale, j'interprète la présence marquée des fréquences correspondant aux cycles de 41 et 23 ka par l'influence de l'insolation (juin 65° Nord) sur l'évolution des variables concernées. Cette influence est d'autant plus directe, que la présence des fréquences 1/41 000 et 1/23 000 cycle/an est manifeste. Notons à ce propos la forte importance attribuée aux bandes de fréquence autour de 1/41 000 et 1/23 000 cycle/an dans le spectre du δD , qui caractérise bien l'influence de l'insolation sur les variations de la température.

En ce qui concerne le spectre du CO₂, on note qu'il s'agit de celui pour lequel le paradoxe du cycle de 100 ka est le plus visible puisque 60.4 % du signal varie autour de la fréquence correspondante. On doit voir dans ce phénomène, un indice supplémentaire du rôle primordial des variations climatiques sur celles du CO₂ de l'atmosphère. La représentativité faible des fréquences 1/41 000 et 1/23 000 cycle/an dans le spectre du CO₂ (13.3 % et 4.9 %

respectivement) suggère une faible influence directe des variations de l'insolation d'été à 65° Nord sur l'évolution des teneurs en gaz carbonique de l'atmosphère.

Notons également la confirmation par l'analyse spectrale de la bonne corrélation entre les signaux $\ln(\text{Dust})$ et CO_2 , leurs spectres présentant des similitudes assez fortes. Le cycle de 100 ka est effectivement très représenté dans les spectres de ces 2 variables : 49.4 % du spectre du $\ln(\text{Dust})$ et 60.4 % dans le cas du CO_2 . On remarque tout de même que la fréquence correspondant au cycle de 41 ka est mieux définie dans le spectre du $\ln(\text{Dust})$ que dans celui du CO_2 (20.6 et 13.8 % respectivement), éventuellement à cause de l'influence plus directe de l'insolation (via le gradient de température) sur les vents ou la glace de mer par exemple.

On remarque finalement que l'analyse spectrale des profils temporels de Vostok ne fait pas apparaître, ou très peu dans le cas du $\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$, la seconde quasi-période de variation de la précession : 19 ka. La fréquence correspondante est cependant détectée dans le signal d'insolation, montrant que le jeu de paramètres que nous avons choisi, pour pratiquer l'analyse spectrale, autorise cette détection.

IV-8.2.3 Analyse spectrale croisée

a) Définitions

Cette méthode permet l'étude des relations de phase d'une variable par rapport à une autre aux fréquences caractéristiques déterminées ci-dessus. Pour les spectres croisés, on ne retiendra que les fréquences dominantes correspondant à 100 000, 41 000 et 23 000 ans.

Par couple de variables, on obtient pour chaque fréquence entre 0 et $6 \cdot 10^{-5}$ cycle/an et par pas de 10^{-7} cycle/an une différence de phase (entre -180 et 180°), et une cohérence entre les deux signaux.

La phase sera positive (inversement, négative) si le signal β est en retard (en avance) sur le signal α de référence. Une variable ne peut pas être en retard de plus d'une demi-période. Par exemple, pour le cycle de 100 ka, une différence de phase n'excédera pas 50 000 ans, un retard de 51 000 ans équivaut à une avance de 49 000 ans.

Les incertitudes sont données avec un intervalle de confiance de 95 %.

Le spectre de cohérence quantifie quant à lui, la linéarité de la corrélation entre les variables α et β dans chaque gamme de fréquence.

b) Résultats sur les enregistrements de Vostok

Nous choisissons ici de comparer les différents enregistrements aux variations du deutérium que nous prenons donc comme profil de référence. Ce choix repose essentiellement sur la signification physique de cet enregistrement puisqu'il représente les variations de température en Antarctique et plus généralement le climat régnant à la surface de notre planète.

Un minimum de $\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$ correspond à un minimum du volume des glaces, mais à un maximum de température. De même, le flux de poussières continentales (donc son logarithme) est maximal quand la température est minimale. Pour faciliter la lecture des déphasages, ces 2 séries ont été inversées. On compare ainsi pour chaque fréquence caractéristique, la position des minima de la variable considérée par rapport aux minima de deutérium c'est à dire de température. Pratiquement, le passage d'une série à son inverse correspond à l'ajout d'un déphasage de 180° .

Les résultats de l'analyse spectrale croisée sur les enregistrements de Vostok sont présentés dans le tableau IV-G. Y figure, les déphasages par rapport au deutérium en degré d'angle et leur correspondance en années (pour le cycle de 100 ka par exemple 360° représentent 100 ka), ainsi que les incertitudes qui leur sont associées et la cohérence entre chaque variable et le δD dans la gamme de fréquence considérée.

	100 000 ans		41 000 ans		23 000 ans	
	Phase	Cohérence	Phase	Cohérence	Phase	Cohérence
CO ₂	$12.1 \pm 2^\circ$ 3400 ± 600 ans	0.99	$29.8 \pm 6^\circ$ 3400 ± 700 ans	0.92	$20.7 \pm 6.1^\circ$ 1300 ± 400 ans	0.91
CH ₄	$12 \pm 3^\circ$ 3300 ± 800 ans	0.98	$8.6 \pm 4.4^\circ$ 1000 ± 500 ans	0.95	$-2.6 \pm 5.8^\circ$ -200 ± 400 ans	0.92
$-\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$	$65.7 \pm 7^\circ$ 18200 ± 1900 ans	0.89	$26.8 \pm 6.2^\circ$ 3000 ± 700 ans	0.91	$41.9 \pm 6.3^\circ$ 2700 ± 400 ans	0.91
$-\ln(\text{Dust})$	$15.5 \pm 2.6^\circ$ 4300 ± 700 ans	0.98	$10.6 \pm 3.7^\circ$ 1200 ± 400 ans	0.96	$16 \pm 8.3^\circ$ 1000 ± 500 ans	0.85

Tableau IV-G : Analyse spectrale croisée par rapport au deutérium sur les enregistrements de Vostok avec la chronologie GT4

Pour plus de lisibilité des déphasages, il est possible de les représenter, pour chaque fréquence, sur des diagrammes circulaires comme nous l'avons fait sur la figure suivante.

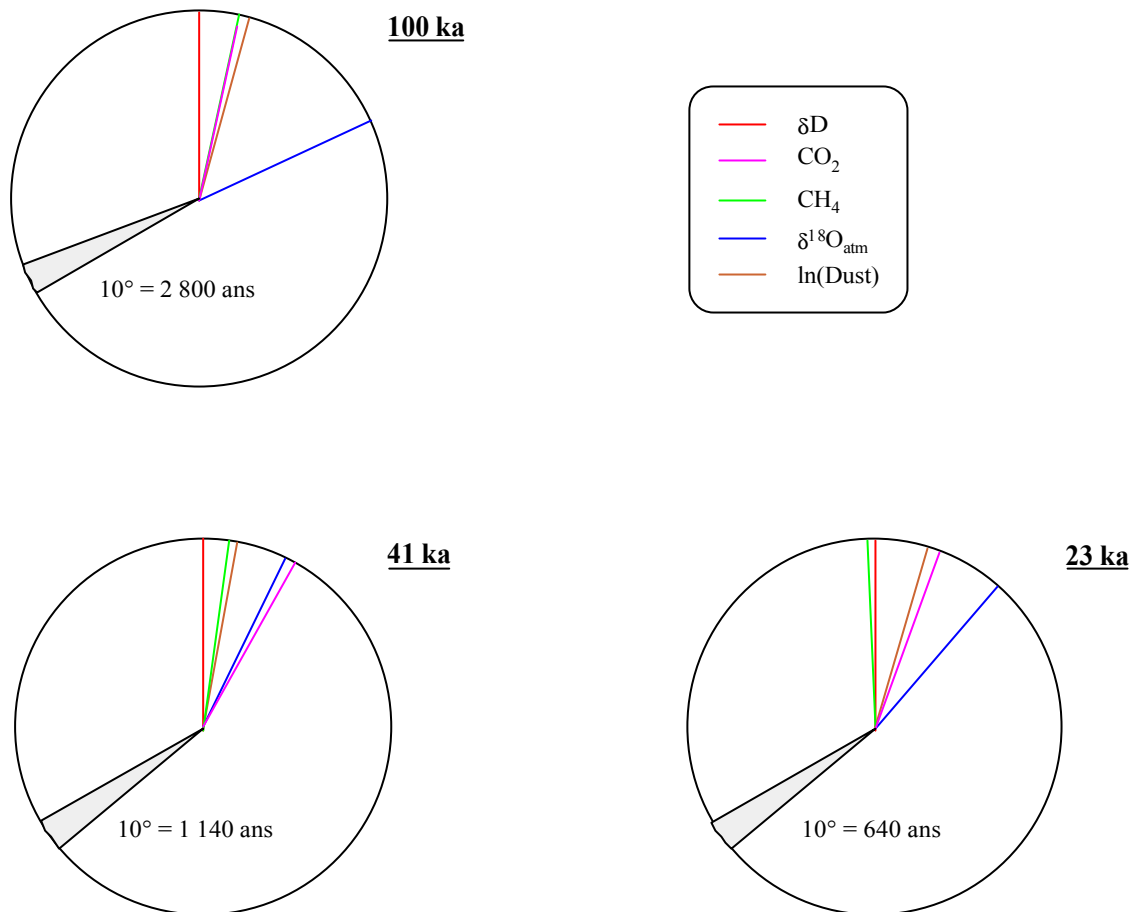


Figure IV- 34 : Représentation des déphasages calculés pour chaque cycle, entre le δD et les autres paramètres.

La verticale représente la référence, dans notre cas les minima de δD . Dans le sens trigonométrique, les déphasages sont négatifs par rapport à la référence ce qui signifie qu'une telle variable est en avance sur le δD ; au contraire, plus l'angle est important dans le sens horaire, plus les minima de la variable en question sont en retard sur ceux de la température isotopique. L'avantage pratique d'une telle représentation est qu'elle permet la visualisation d'éventuels liens de causalité ou, en tout cas, d'en éliminer certains. Toute variable β dont la représentation se situe après (dans le sens horaire) celle de la variable α pourra en effet difficilement être invoquée comme cause des variations de α puisque son évolution lui est postérieure. Mais une fois encore, la difficulté de l'interprétation de tels déphasages réside dans le fait qu'ils sont calculés à partir de la globalité des enregistrements.

On constate que vis à vis du CO₂, le comportement des autres variables dans le domaine spectral diffère d'un cycle à l'autre :

- A 100 ka, le CO₂ évolue en phase avec le CH₄ et le ln(Dust). Par contre ces variables sont significativement en retard sur le δD (de 3 800 ans en moyenne et 12.1° = 3 400 ans pour le CO₂). D'autre part, les variations du δ¹⁸O_{atm} sont très en retard sur celles du CO₂ (53.6° ~ 14 800 ans).
- A 41 ka, le logarithme de la concentration en poussières et le CH₄ varient en avance sur le CO₂ de 1 100 ans en moyenne. Le CO₂ et le δ¹⁸O_{atm} sont en phase et en retard sur le δD d'également 3 400 ans environ (déphasage correspondant = 29.8°).
- A 23 ka, le CO₂ et le ln(Dust) sont à nouveau en phase à 23 ka, ce groupe est en retard sur le CH₄ et la température isotopique. Le δ¹⁸O_{atm} est en retard sur le CO₂ de 1 400 ans environ.

Le retard du δ¹⁸O_{atm} sur le CO₂ pour le cycle de 100 ka est très important (14 800 ans). Comme à cette fréquence les variations du δ¹⁸O_{atm} sont principalement influencées par celles du volume des glaces continentales, cela semble exclure que les variations du niveau des mers induites par celles-ci soient responsables des changements de la teneur en CO₂ de l'atmosphère. Cette conclusion reste valide dans le cas où l'on fait l'hypothèse que le retard de la réaction du δ¹⁸O_{atm} sur le δ¹⁸O_{océan} introduit par le temps de renouvellement de l'oxygène dans l'atmosphère, s'applique à la fréquence 1/100 000 cycle/an. Dans ce cas, l'information spectrale rejoint donc les déductions que nous avons faites dans le domaine temporel concernant les transitions climatiques, bien que les valeurs des déphasages entre δ¹⁸O_{atm} et CO₂ déduits des deux méthodes soient très différents.

En revanche, à 41 et 23 ka les variations du δ¹⁸O_{atm} sont plutôt contrôlées par l'insolation comme l'indique les spectres de ces deux variables (cf. figure IV-28). Le retard du δ¹⁸O_{atm} sur le CO₂ à 23 ka semble donc indiquer que les changements d'insolation ne sont pas responsables des variations de la teneur en CO₂ de l'atmosphère.

Le ln(Dust) varie quant à lui, en phase ou avec une légère avance sur le CO₂ à toutes les fréquences caractéristiques. Cette constatation peut se justifier si on imagine une cause commune aux variations de ces deux variables, tout en tenant compte de modes de transfert, du signal d'origine, différents dans les 2 cas. En effet, on peut penser que la quantité de poussières recueillies dans la glace de Vostok va dépendre des changements atmosphériques

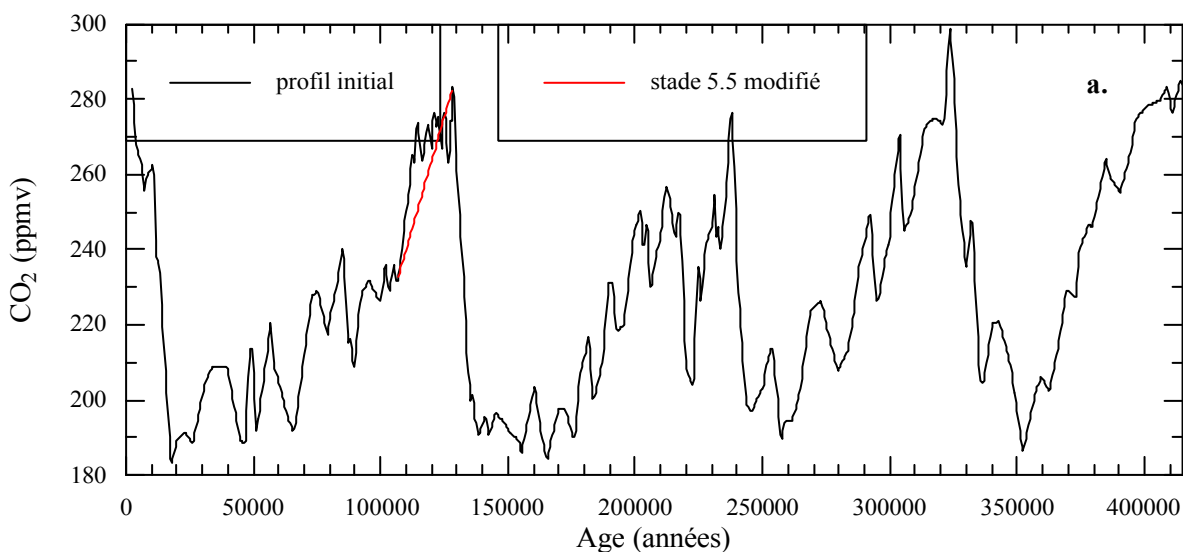
induits, alors que dans le cas du CO_2 l'océan va jouer un rôle prépondérant, provoquant ainsi des délais plus importants.

Il n'est pas évident de pouvoir transposer les résultats de l'analyse spectrale à telle ou telle fréquence dans le domaine temporel. Néanmoins, on observe par exemple un même retard du CO_2 sur le δD (~ 3 400 ans) pour les cycles de 100 et 41 ka qui correspond au déphasage observé dans le domaine temporel lors des entrées en glaciation.

On constate, d'autre part, sur les profils temporels de la figure IV-6, que le CO_2 est en retard d'environ 10 000 ans sur le $\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$ lors de la dernière glaciation et en avance d'environ 5 000 ans lors des deux précédentes, c'est à dire qu'en moyenne le déphasage entre CO_2 et $\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$ est nul lors des entrées en glaciation. Cette observation est relayée par l'obtention dans le domaine spectral d'un déphasage nul (aux incertitudes près) entre CO_2 et $\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$ à la fréquence 1/41 000 cycle/an.

De telles considérations nous amènent à penser que les déphasages pour le cycle de 100 ka, mis en évidence par l'analyse spectrale, reflètent les différents comportements lors des transitions glaciaire-interglaciaires, mais qu'ils sont aussi influencés par la durée des interglaciaires, donc par la séquence des évènements lors des entrées en glaciation.

Afin de mieux comprendre l'influence du paramètre "durée des interglaciaires" sur la physionomie des spectres en fréquence, je me suis intéressée au profil du CO_2 . Celui-ci possède la particularité de présenter, contrairement au profil du δD , un stade 5.5 long. J'ai donc artificiellement modifié la série temporelle du CO_2 à ce niveau comme le montre la figure IV-35 a, et observé l'influence de cette modification sur le spectre en fréquence (figure IV-35 b).



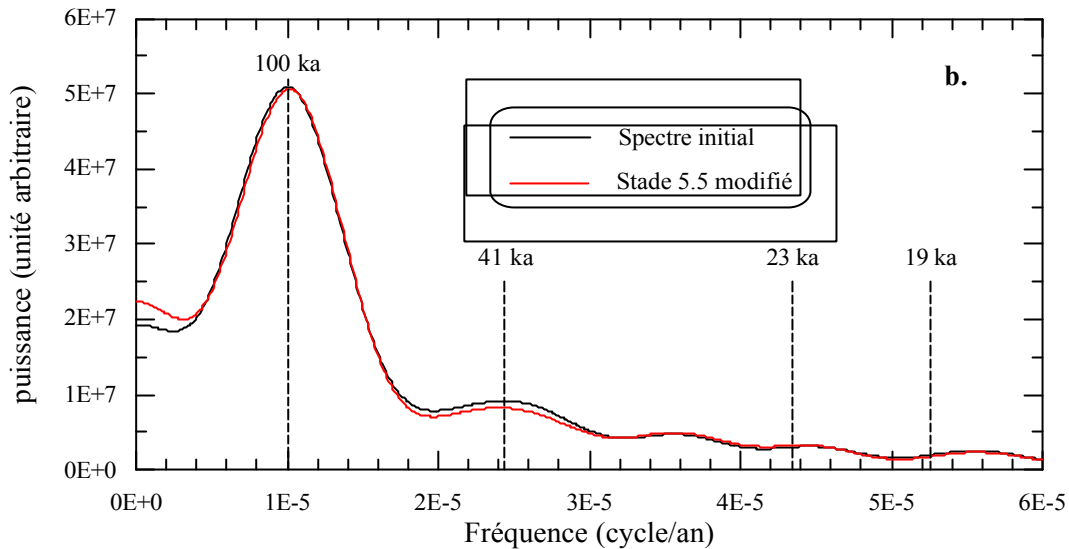


Figure IV- 35 : a. Modification de la forme du profil CO₂ au niveau du stade isotopique 5.5, b. Impact de cette modification dans le domaine spectral.

L'influence de la durée des interglaciaires semble être très faible (mais la modification ne porte que sur un seul stade). Si une influence existe, elle n'est visible que dans la bande des 41 ka. Mais là encore, la différence d'amplitude des pics rentre largement dans l'incertitude calculée par le logiciel.

Les déphasages observés pour le cycle de 41 ka pourrait donc être le reflet de ce qui se passe au moment des transitions vers les périodes glaciaires. Notons néanmoins que ce schéma d'interprétation des déphasages aux différentes fréquences caractéristiques, ne semble pas en accord avec la bonne adéquation des les profils du CO₂ et du ln(Dust) lors des entrées en glaciation. Effectivement, le déphasage que l'on observe à 41 ka entre ces deux variables est le plus important: $19.2^\circ \sim 200$ ans, alors que nous avons précédemment souligné le synchronisme des variations de ces deux variables lors des amorces de périodes glaciaires.

c) Stabilité de la méthode

Dans ce type d'analyses, le choix de la chronologie pour chaque enregistrement est évidemment crucial. Concernant l'étude des déphasages internes entre les variables mesurées dans la carotte de Vostok, l'incertitude repose uniquement sur la détermination de la différence âge gaz-âge glace (Δ âge). Seules seront affectées les différences de phases entre espèces issues de l'analyse des gaz piégés dans la calotte polaire (CO₂, CH₄, $\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$) et celles directement déduites de l'étude de la glace (δD et poussières). Pour tester la sensibilité de l'analyse spectrale au paramètre Δ âge, j'ai créé une nouvelle chronologie en amplifiant le

contraste du Δ âge entre les périodes glaciaires et interglaciaires. A partir de la chronologie gaz GT4, j'ai considéré que pendant les interglaciaires (optima climatiques) le Δ âge est 200 ans plus faible que prévu, alors qu'il est supérieur de 800 ans au Δ âge calculé par le modèle lors des maxima glaciaires. Ceci rend compte d'une variation de 10 % du Δ âge, qui correspond à l'incertitude estimée sur sa détermination par le modèle d'écoulement.

Le résultat sur le déphasage entre le CO_2 et la température est que ce dernier n'est jamais significativement différent (Δ déphasage $< 1^\circ$) de celui obtenu avec le Δ âge originel. L'incertitude entachant la détermination du Δ âge ne semble donc pas critique en ce qui concerne les relations de phases entre variables issues de la glace ou du gaz. On peut, par conséquent, avoir une bonne confiance dans les relations de phases déduites de la méthode d'analyse spectrale croisée utilisée.

IV-8.3 CONCLUSIONS

L'analyse spectrale est un outil pertinent pour confronter les enregistrements climatiques réels à la théorie orbitale des climats. La détermination des signatures spectrales des différents enregistrements et leur comparaison à la signature des variations d'insolation, permet de mettre en évidence l'influence de cette dernière sur les variables climatiques étudiées.

On observe que les modulations de l'insolation sont surtout marquées par les fréquences des variations de l'obliquité (1/41 000 cycle/an) et de la précession (1/23 000 et 1/19 000 cycle/an). Les changements de la forme de l'orbite autour du soleil (cycle de 100 ka caractérisant les variations de l'excentricité) n'ont que peu d'influence sur les variations de l'insolation. Au contraire, la fréquence correspondant à ce cycle est la plus marquée dans les spectres des variables climatiques enregistrées à Vostok. Seule la signature spectrale du $\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$ est plus également répartie entre les 3 fréquences principales, mettant ainsi en avant l'influence des variations de l'insolation dans les modifications de cette quantité.

L'analyse spectrale croisée est plus délicate à interpréter. Cet outil permet d'investiguer les liens de causalités entre les variations des différents enregistrements aux fréquences caractéristiques de ces derniers. On retrouve certaines des conclusions que nous avons énoncées après examen des profils dans le domaine temporel. En particulier, il semble que les déphasages obtenus pour le cycle de 100 ka reflètent assez bien la séquence des événements déduite de l'étude des transitions glaciaire-interglaciaires dans le domaine temporel. Ce

résultat confirme donc que les oscillations climatiques sont principalement influencées par ce cycle. De plus, les relations de phase entre CO_2 et $\ln(\text{Dust})$ aux différentes fréquences confirme le lien étroit que nous avons déjà envisagé, entre les variations de la teneur en CO_2 de l'atmosphère et la quantité de poussières continentales parvenant à Vostok.

IV-9 CONCLUSIONS GENERALES

Les 420 000 années couvertes par les enregistrements climatiques issus de la carotte antarctique de Vostok constituent l'archive continue, la plus longue à ce jour, de l'évolution du climat et de la composition de l'atmosphère. Nous avons étudié en particulier l'évolution temporelle de la teneur en CO_2 de l'atmosphère au cours des 4 derniers cycles glaciaire-interglaciaires à partir de l'analyse de la composition de l'air piégé dans la glace de cette carotte.

Les variations de la concentration en CO_2 de l'atmosphère sont cycliques et parallèles aux oscillations glaciaire-interglaciaires du climat en Antarctique. La corrélation entre ces 2 signaux est globalement bonne, mais leur relation de phase est différente pendant les entrées en glaciation. Au moment de ces transitions, nous remarquons que la diminution de la teneur en CO_2 de l'atmosphère est en retard (plus de 5000 ans en moyenne) sur celle de la température.

D'autre part, nous confirmons par cette étude, que la quantité de CO_2 présent dans l'atmosphère oscille naturellement entre deux limites étonnamment stables. Ainsi, lors des maxima glaciaires, cette concentration n'est plus que de 180 ppmv environ. Pendant les périodes relativement chaudes, on mesure entre 280 et 300 ppmv de gaz carbonique dans l'atmosphère. Ces résultats signifient que les valeurs de la teneur en CO_2 de l'atmosphère actuellement mesurées (~360 ppmv, cf. IPCC 1995), n'ont jamais été enregistrées au cours des 420 000 dernières années.

La comparaison de l'enregistrement de la concentration en CO_2 de l'atmosphère avec les autres variables d'intérêt climatique mesurées sur la carotte de Vostok permet, par exemple, de mettre en évidence l'existence d'une relation très étroite entre les variations du CO_2 atmosphérique et de la quantité de poussières continentales parvenant à Vostok. Cette variable est interprétée en termes de "conditions environnementales en Amérique du Sud". On

compare en fait le profil CO₂ au logarithme népérien de la concentration en poussières, afin d'individualiser chacun des paramètres contribuant aux changements des conditions environnementales rencontrées en Patagonie (zone source des particules recueillies à Vostok). Pour établir des relations de causalité entre les évolutions des différentes variables climatiques à notre disposition, l'étude plus particulière des transitions glaciaire-interglaciaires nous a paru pertinente. Ce travail nous a permis d'établir une séquence temporelle, décrivant l'enchaînement des événements tel qu'il est décrit dans l'enregistrement de Vostok :

- (1) Dégradation des conditions permettant la production, la mobilisation et le transport des particules continentales (diminution de la quantité de particules parvenant à Vostok)
- (2) Augmentation des teneurs de l'atmosphère en gaz à effet de serre (CO₂ et CH₄) et réchauffement en Antarctique (augmentation du δD)
- (3) Début de la transgression marine (diminution du $\delta^{18}O_{atm}$)
- (4) Réchauffement des hautes latitudes Nord (accélération de l'augmentation du CH₄)

Cette séquence remet en question le rôle supposé des changements du niveau marin sur les variations de la teneur en CO₂ de l'atmosphère. Elle montre, en outre, que les modifications des conditions environnementales en Amérique du Sud sont les premières à intervenir dans l'enchaînement des événements. De plus, les changements climatiques enregistrés par l'hémisphère Sud semblent précéder ceux de l'hémisphère Nord.

L'analyse spectrale des différents enregistrements issus de la carotte de Vostok, souligne la contribution du cycle de 100 000 ans dans leurs variations. Les fréquences caractéristiques de la théorie orbitale des climats (1/41 000, 1/23 000 et 1/19 000 cycle/an) sont largement sous représentées dans la plupart des spectres (sauf dans le cas du $\delta^{18}O_{atm}$). L'influence directe des modifications de la quantité d'énergie solaire reçue par la surface de la Terre ne peut donc pas expliquer seule les changements climatiques. On pense plutôt au rôle des multiples rétroactions internes au système climatique lui-même.

Le regard différent porté, par l'analyse spectrale croisée, sur les relations de phases entre les divers enregistrements, suggère également un lien fort entre les variations du CO₂ et du ln(Dust).

Finalement, c'est la mise en évidence, tant dans le domaine spectral que temporel, d'un lien fort unissant les variations de ces deux variables qui ressort de cette étude. Ajoutons à cela, le fait que les modifications de la quantité de poussières continentales parvenant à Vostok soit la

première étape du processus de transition climatique enregistré à Vostok. Il semble donc intéressant d'approfondir par la suite l'étude des causes possibles de ce lien.

CHAPITRE V

MECANISMES SUSCEPTIBLES D'EXPLIQUER LES VARIATIONS GLACIAIRE-INTERGLACIAIRES DE LA TENEUR EN CO₂ DE L'ATMOSPHERE

Grâce aux enregistrements glaciaires et en particulier à ce travail, il est maintenant établi que la teneur en CO₂ de l'atmosphère a oscillé au cours des 420 000 dernières années entre 2 limites en relation avec le climat. Par contre, les causes des variations glaciaire-interglaciaires de la teneur en CO₂ de l'atmosphère ne sont pas encore éclaircies.

Dans ce chapitre, je vais m'efforcer de proposer des scénarios susceptibles d'expliquer ces variations à partir des informations déduites de l'étude de la carotte de Vostok, mais aussi de celles obtenues à partir d'autres enregistrements ou études paléo-climatiques.

V-1 MODIFICATIONS GLACIAIRE-INTERGLACIAIRES DU CYCLE DU CARBONE

Le climat et le cycle du carbone sont intimement liés. La traduction la plus directe de cette connexion est la quantité de carbone présent dans l'atmosphère sous forme de CO₂. Il est donc probable que de la même manière que le climat oscille entre 2 états (glaciaire et interglaciaire) comme nous l'avons vu au chapitre IV, il existe 2 configurations limites pour décrire le cycle naturel du carbone.

Les variations de la teneur en CO₂ de l'atmosphère, c'est à dire de la quantité de carbone présent dans ce réservoir, sont le reflet des modifications subies par les autres réservoirs, "à échanges rapides", : les écosystèmes continentaux et l'océan; les constantes de temps

impliquant la lithosphère étant trop importantes aux échelles de temps des changements climatiques (cf. chapitre I). Nous allons, par conséquent, nous attacher à comprendre quelles perturbations du cycle du carbone peuvent être engendrées par les oscillations glaciaire-interglaciaires.

V-1.1 LES ECOSYSTEMES CONTINENTAUX

Nous avons vu que les échanges de carbone entre le réservoir biosphérique et l'atmosphère se font principalement via l'équilibre photosynthèse/respiration (cf. paragraphe I-2.3). La productivité primaire nette (PPN) est la différence entre la quantité de CO₂ assimilée par photosynthèse et celle émise par respiration autotrophe ; elle quantifie donc l'assimilation du CO₂ par la végétation (IPCC, 1995).

Cet équilibre peut être perturbé par les variations climatiques et donc entraîner des modifications de la teneur en CO₂ de l'atmosphère, mais les effets des changements de climat sur la PPN des différents écosystèmes terrestres sont complexes. Par exemple, une augmentation de la température peut aboutir à l'augmentation de la photosynthèse ou de la disponibilité des nutriments et donc à celle de la PPN. La même élévation de température peut également entraîner une diminution de la PPN causée par une diminution de l'humidité des sols qui de ce fait respirent plus. De même, les effets des changements des régimes de précipitations ou de la nébulosité peuvent être positifs ou négatifs suivant les régions. En moyenne, on considère néanmoins qu'une élévation de la température a pour effet net une augmentation des rejets de CO₂ des écosystèmes terrestres par intensification de la respiration des sols (IPCC, 1995). On peut donc penser que le stock de carbone emmagasiné par les écosystèmes continentaux était plus faible pendant les périodes glaciaires que durant les interglaciaires.

Les modifications glaciaire-interglaciaires du stockage de carbone au sein des écosystèmes terrestres sont difficiles à estimer, notamment en raison du manque d'analogues modernes aux types de végétations que l'on pouvait rencontrer en période glaciaire et de la faible densité des mesures.

Les premières estimations des changements du stock continental de carbone organique ont été réalisées grâce à la mesure des variations du rapport isotopique ¹²C/¹³C (exprimé en δ¹³C) des

foraminifères benthiques au cours du temps (Shackleton, 1977). Cette méthode est basée sur le contraste isotopique existant entre la matière organique terrestre ($\delta^{13}\text{C} = -26 \text{ ‰}$ en moyenne) et le carbone dissous dans les océans (composition isotopique de référence). Une diminution du $\delta^{13}\text{C}$ dans les enregistrements marins est donc interprétée comme un apport de matière organique d'origine continentale vers l'océan, c'est à dire une diminution de la couverture végétale des continents.

Avec cette méthode, Shackleton (1977) estime que la décroissance du stock de carbone terrestre pendant les périodes glaciaires correspond à environ 10^3 GtC . Mais celle-ci comporte des risques de biais, liés à la composition des biomes terrestres (Street-Perrott et al., 1997 par exemple). En effet, on distingue principalement 2 catégories de plantes en fonction du nombre d'atomes de carbone composant les acides qu'elles produisent lors de la photosynthèse. En termes de stock de carbone, la prédominance de l'un ou l'autre de ces types de végétation n'a pas de répercussion importante. En revanche, ils sont associés à des fractionnements isotopiques différents : les plantes dites "en C_3 " (majorité des arbres et arbustes) induisent un fractionnement de -27 ‰ en moyenne alors que celui qui est associé aux plantes "en C_4 " (savane tropicale, jonc...) n'est que de -13 ‰ en moyenne (Street-Perrott et al., 1997).

La signature isotopique globale de la matière organique terrestre est actuellement de -26 ‰ environ. C'est cette valeur qui est utilisée dans les reconstructions des variations de la quantité de carbone stocké par les écosystèmes continentaux, basées sur les variations du $\delta^{13}\text{C}$ des foraminifères benthiques. On comprend donc que la réorganisation des écosystèmes vers une présence accrue des plantes en C_4 , par exemple, induit un alourdissement de la signature isotopique globale et introduit donc un biais (sous estimation dans ce cas) dans l'interprétation du signal marin.

Pour évaluer les modifications de la quantité de carbone stocké sur les continents, on se base donc le plus souvent sur des sorties de modèles qui peuvent prendre en compte les différences de composition de la biosphère en fonction des conditions climatiques (radiations solaires, aridité, teneur en CO_2 de l'atmosphère). Une estimation récente (François et al., 1998) propose que lors des déglaciations, la biosphère terrestre fixe entre 130 et 600 GtC.

Ce résultat implique que si les variations glaciaire-interglaciaires de la teneur en CO_2 sont seulement conditionnées par les changements de stock de carbone dans les écosystèmes continentaux, alors, l'atmosphère devrait enregistrer une diminution de son contenu en CO_2 lors des déglaciations.

Les mesures attestent du contraire, ce qui implique que le rôle puits des écosystèmes continentaux est beaucoup plus que compensé par l'émission océanique lors du passage d'un état glaciaire à un état interglaciaire.

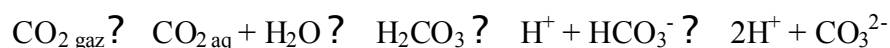
V-1.2 L'OCEAN

L'océan est le réservoir principal du carbone, on peut donc s'attendre à ce que les variations glaciaire-interglaciaires de ce stock aient une forte influence sur les changements de la concentration en CO_2 de l'atmosphère.

La répartition du carbone dans les océans est influencée par plusieurs phénomènes : les propriétés physico-chimiques (température, salinité, pH) des masses d'eau, l'activité biologique et la circulation océanique. Si l'un de ces mécanismes est perturbé, il peut y avoir une complète réorganisation de tous les autres et par conséquent une modification de l'équilibre concernant le CO_2 entre l'océan et l'atmosphère.

V-1.2.1 Influence de la physico-chimie de l'océan sur la quantité de CO_2 dissous

La répartition du CO_2 entre les réservoirs "océan" et "atmosphère" est régie par la série d'équilibres chimiques suivante :



On appelle ΣCO_2 le carbone inorganique dissous total présent dans l'océan,

$$[\Sigma\text{CO}_2] = [\text{CO}_2_{\text{aq}}] + [\text{HCO}_3^-] + [\text{CO}_3^{2-}]$$

Selon le principe de Van't Hoff, une augmentation de la température de l'océan doit se traduire par un déplacement du premier équilibre (entre la phase gazeuse et la phase aqueuse) dans le sens \leftarrow , c'est à dire, de manière à consommer le plus d'énergie en favorisant la création de CO_2 gazeux. De même, Broecker en 1982 montre que l'accroissement de la salinité d'une masse d'eau engendre une augmentation du contenu en CO_2 de l'atmosphère.

Dans les conditions caractéristiques des périodes glaciaires, Broecker (1982) estime que la température des océans, tant en surface qu'en profondeur, devait être inférieure à la température actuelle d'environ $1.5 \pm 1.5^\circ\text{C}$. Cette diminution de température correspond à

l'augmentation du stock de CO₂ dans l'océan de 20 ppmv et donc à la diminution de la concentration de ce gaz dans l'atmosphère de la même quantité.

Par ailleurs, une diminution de la température de l'océan s'accompagne de la croissance des calottes de glace. Broecker évalue cet impact à une réduction du volume de l'océan de 45 ± 15 millions de km³, c'est à dire d'environ 3.5 % par rapport au volume actuel (1330 millions de km³). Une telle diminution de la quantité d'eau douce dans les bassins océaniques s'accompagne automatiquement d'une augmentation de la salinité de l'océan dans les mêmes proportions et engendre une augmentation de pCO₂ d'environ 14 ppmv.

L'effet net de l'application des conditions glaciaires aux propriétés physico-chimiques des océans ainsi estimées est donc faible sur la teneur en CO₂ de l'atmosphère (Broecker, 1982).

De façon moins directe, le pH de l'océan a aussi une influence sur la quantité de CO₂ présent dans l'atmosphère, via la capacité de l'océan à dissoudre ce gaz (Sanyal et al., 1995). On définit par ailleurs l'alcalinité ([Alk]) comme la quantité d'ions négatifs nécessaires pour contrebalancer l'excès de cations présents dans l'océan, ce qui signifie qu'une augmentation du pH est automatiquement contrecarrée par une augmentation proportionnelle de l'alcalinité. Par exemple, l'augmentation du pH de l'océan (donc celle de l'alcalinité) qui équivaut à une diminution de la concentration en protons, se traduit par le déplacement des équilibres chimiques décrits plus haut dans le sens ? pour s'opposer à cette évolution. Il en résulte qu'une augmentation du pH et de l'alcalinité correspond à un accroissement de la solubilisation du CO₂ dans l'océan et finalement par la diminution de la concentration de ce gaz dans l'atmosphère.

V-1.2.2 Production biologique marine et cycle du carbone

La production primaire marine, par le biais du phytoplancton, transforme du carbone en molécules structurales (CaCO₃) et en matière organique. La composante organique du stock de carbone présent dans l'océan est d'environ 700 GtC, c'est à dire autant que de CO₂ dans l'atmosphère (IPCC, 1995). Les processus biologiques nécessitent de la lumière, du CO₂ et des éléments nutritifs dissous. On considère que le carbone est présent en excès dans la couche superficielle de l'océan, la production de matière organique est donc limitée par la quantité de nutriments (phosphore, azote...) disponibles dans cette couche (1^{ères} centaines de mètres) où les radiations solaires pénètrent (zone euphotique).

Dans l'Océan Austral, les macro-nutriments ne semblent pas limiter la production primaire, on pense dans ce cas que le facteur limitant pourrait être la disponibilité d'un autre nutriment, mais mineur cette fois ; le fer (Martin, 1990 ; Kumar et al., 1995).

Une fraction importante de la production primaire est recyclée au sein de la couche superficielle (~90%), le reste est exporté vers le fond (IPCC, 1995). La majeure partie de cette matière organique est transformée en carbone inorganique par des bactéries dans les eaux intermédiaires. Finalement, uniquement 1% de la matière organique produite en surface atteint le fond de l'océan et est préservée dans les sédiments.

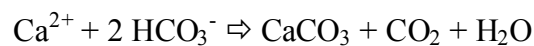
La pompe biologique est le processus qui réduit le contenu en CO₂ des eaux superficielles de l'océan, donc celui de l'atmosphère et dans le même temps enrichit le stock de carbone des eaux profondes. Des simulations (Sarmiento et Toggweiler 1984 ; Shaffer 1993) indiquent que dans les conditions préindustrielles (pCO₂ = 280 ppmv), pour une pompe biologique totalement efficace, c'est à dire utilisant tous les nutriments disponibles pour créer de la matière organique, la teneur en CO₂ de l'atmosphère chuterait jusqu'à 160 ppmv. Au contraire, l'arrêt de toute activité biologique marine conduirait à un niveau de CO₂ de 450 ppmv.

Ces limites théoriques permettent largement d'expliquer les variations glaciaire-interglaciaires du CO₂ dans l'atmosphère, telles qu'elles sont reconstruites à partir de l'analyse de l'air piégé dans les glaces de l'Antarctique (~100 ppmv). Cependant, des modifications de l'activité biologique doivent s'accompagner de variations de la composition isotopique ($\delta^{13}\text{C}$) des foraminifères benthiques (vivant en profondeur) par rapport à celle des foraminifères planctoniques (de surface) (Broecker, 1982). Or, les variations temporelles du gradient de $\delta^{13}\text{C}$ entre les eaux de surface et les eaux de fond déduit des enregistrements sédimentaires marins, ne permettent d'expliquer qu'une partie des variations glaciaire-interglaciaires de la teneur en CO₂ de l'atmosphère (Shackleton et al., 1983 ; 1992).

Le carbone capturé par le phytoplancton lors de la photosynthèse est ensuite rejeté en profondeur pendant la re-minéralisation de la matière organique dans des proportions constantes par rapport au nutriment principal. On appelle ces proportions les rapports de Redfield. Entre le carbone sous forme organique (C_{org}), l'azote (N), le phosphate (P) et l'oxygène (O), ces rapports valent respectivement 103 : 16 : 1 : -172 (Takahashi et al. 1985).

Si le climat change, provoquant par exemple des modifications dans le schéma de circulation océanique, l'apport de nutriments dans la zone euphotique ou les rapports de Redfield peuvent varier, entraînant des répercussions sur le taux de séquestration du carbone par la pompe biologique et finalement sur la teneur en CO₂ de l'atmosphère et donc le climat (via l'effet de serre).

Un autre mécanisme piégeant du carbone lors de la photosynthèse concerne certains organismes marins (algues ou animaux) qui comportent des parties dures constituées de carbonates de calcium (CaCO₃). Les tests calcaires sont formés parallèlement à la photosynthèse selon la réaction de calcification :



On notera que la formation d'une molécule de CaCO₃ s'accompagne du rejet d'une molécule de CO₂. En moyenne, pour 4 atomes de carbones utilisés pour la synthèse de matière organique "classique", 1 atome est impliqué dans la formation de CaCO₃, le résultat net est donc une consommation de CO₂. En revanche, la proportion C_{org}/CaCO₃ passe à 1/1 pour certaines espèces (coccolithophores). Une modification de la composition moyenne du phytoplancton, éventuellement causée par des modifications du climat, peut donc faire varier l'efficacité de la pompe biologique.

La température affecte la production biologique et peut avoir des conséquences importantes sur la croissance et les processus métaboliques de la biosphère marine. Des observations montrent que pour une augmentation (respectivement diminution) de température de 10°, la production est multipliée (respectivement divisée) par 2 (IPCC, 1995). A long terme, il peut y avoir adaptation physiologique des organismes à leur nouvel environnement, les effets des variations de température deviennent alors plus subtils : adaptation de la composition des communautés plutôt qu'altération des taux de croissance des espèces originelles. Pour cette raison, on ne peut pas établir de corrélation directe, à long terme, entre les variations de la température et celles de la production primaire dans les océans.

Les variations de la production biologique ou de la structure des écosystèmes, induites par des variations de la température, ont un impact sur le cycle du carbone par le fait qu'elles engendrent une modification de la pompe biologique. Les effets de ces variations sur une classe d'organismes marins se transmettent aux autres, affectant potentiellement toute la chaîne alimentaire d'une région (IPCC, 1995).

L'activité biologique marine influence les échanges verticaux de carbone, c'est à dire entre l'atmosphère et l'océan de surface et entre celui-ci et l'océan profond, mais les modifications de la circulation océanique sont un autre moyen de faire varier le stock de carbone du réservoir océanique.

V-1.2.3 Circulation océanique et cycle du carbone

On distingue 2 types de circulation océanique. Le premier implique l'océan de surface, ses moteurs principaux sont les apports énergétiques en provenance de l'atmosphère (radiations, vents). La circulation superficielle dépend également de la densité des masses d'eau, elle peut donc être influencée par tout ce qui peut modifier cette propriété (température et salinité). De plus, des paramètres plus généraux tels que la déviation de Coriolis où encore la déformation du géoïde interviennent également dans la définition des caractéristiques de la circulation en surface. De manière générale, chaque bassin océanique à une circulation qui lui est propre dont le vent est le moteur principal.

Il existe, en plus, une circulation à beaucoup plus grande échelle temporelle et qui concerne l'océan global.

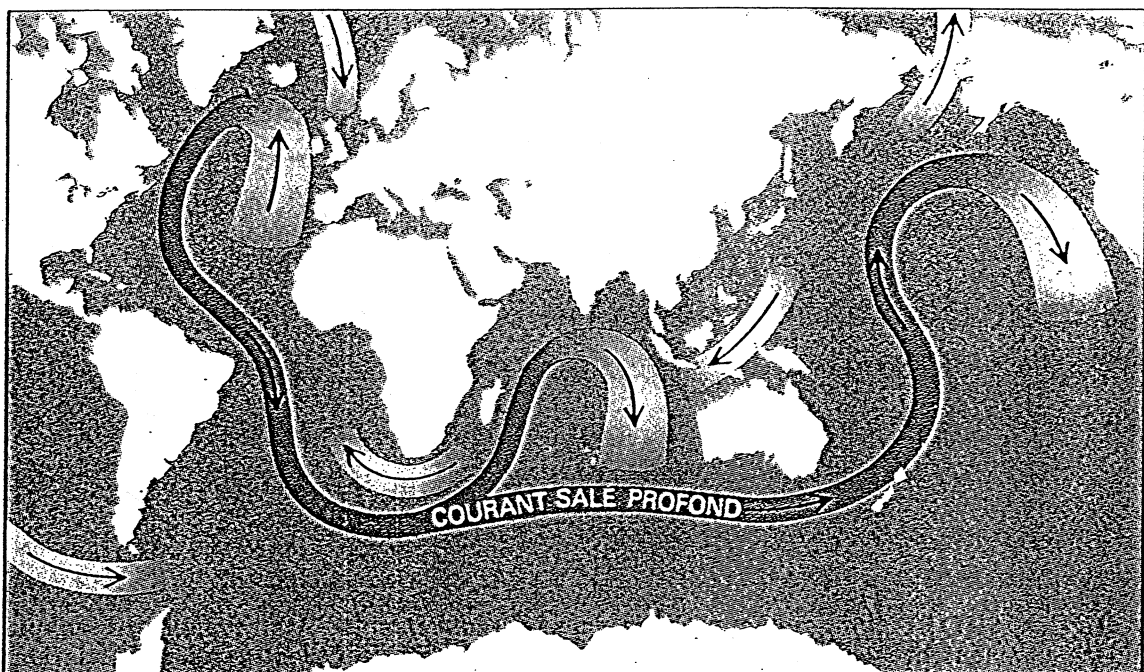


Figure V- 1 : Représentation simplifiée de la circulation océanique globale.

Cette circulation est gouvernée par la densité des différentes masses d'eau, elle-même conditionnée par les échanges de chaleur à l'interface atmosphère-océan et par les apports

éventuels d'eau douce qui engendrent des modifications de la température et de la salinité des masses d'eau. Cette circulation est appelée "thermohaline", elle implique le renouvellement cyclique des masses d'eau mises en contact avec l'atmosphère.

La caractéristique principale de cette circulation est la plongée des eaux denses (froides et salées) du secteur Nord de l'Atlantique Nord, c'est à dire au niveau des mers du Groenland, du Labrador et de Norvège. Il y a alors formation des NADW (pour North Atlantic Deep Water) qui s'écoulent ensuite lentement vers le sud le long du continent américain.

Ces eaux rejoignent alors la partie profonde du courant circumpolaire qui tourne autour de l'Antarctique dans un mouvement d'ouest en est et isole le continent de l'influence des autres masses d'eaux plus chaudes. Ce courant est également alimenté par la plongée des eaux de surface dans le secteur de la mer de Weddell à l'est de la péninsule Antarctique. Une partie des eaux profondes remonte tout de même et fait surface dans le centre de l'Océan Pacifique.

Cette circulation de fond est bouclée par un écoulement de surface des océans Pacifique et Indien vers l'Atlantique Nord. L'échelle de temps associé à la circulation thermohaline est de l'ordre de 1000 ans, ce qui explique que l'océan est souvent présenté comme un régulateur du climat de notre planète.

Les flux de masses d'eaux engendrés par cette circulation sont énormes (de l'ordre de 10^8 m³/s). Quand elles plongent, ces eaux entraînent avec elles du CO₂ dissous de la surface vers le fond. Au cours de leur voyage, ce stock vient s'enrichir du carbone dirigé vers le fond par la pompe biologique par exemple. Au moment de leur résurgence, les masses d'eau sont donc enrichies en CO₂ par rapport à la composition de l'atmosphère avec laquelle elles ont été en contact avant leur plongée. On comprend alors l'importance de ce phénomène pour la répartition du stock de carbone dans l'océan mondial.

Des perturbations des températures de surface, de l'apport d'eau douce ou de l'intensité des vents peuvent altérer l'intensité et la profondeur de pénétration de la circulation thermohaline et bouleverser ainsi la répartition et le temps de stockage du carbone dans l'océan. Un ralentissement de la formation des eaux profondes en Atlantique Nord a longtemps été désigné comme la cause probable des variations glaciaire-interglaciaires de la teneur en CO₂ de l'atmosphère (Broecker et al., 1985).

La formation de la glace de mer est un trait d'union entre l'océan, le cycle du carbone qui y prend place, et le climat. En effet, l'extension de la couverture de glace de mer va par exemple augmenter l'albédo de la région considérée et donc déséquilibrer son bilan radiatif avec toutes les conséquences que cela implique sur le climat. D'un autre côté, la présence de la glace entre l'atmosphère et la surface de l'océan va modifier les échanges entre ces 2 milieux, ainsi que la structure verticale de la colonne d'eau et par conséquent l'apport des nutriments vers la surface. Or, nous venons de voir quelle influence cette modification peut avoir sur la répartition du carbone dans l'océan. On peut également penser que ce sont des modifications de la circulation océanique, au moins en surface, qui permettent la croissance de la surface couverte par la glace de mer et qui entraînent donc les rétroactions sur le climat que nous avons déjà évoquées.

V-1.3 CONCLUSION

Il faut souligner que le cycle du carbone est un système très complexe qui met en jeu, aux échelles de temps considérées ici, des réservoirs aussi différents que l'atmosphère, les écosystèmes continentaux et les océans, et surtout les échanges de carbone entre ces différents réservoirs. Les transferts de carbone font intervenir un grand nombre de processus physiques, chimiques et biologiques interdépendants.

Dans les changements glaciaire-interglaciaires de la teneur en CO₂ de l'atmosphère, le rôle de l'océan domine. La circulation thermohaline, la chimie des océans et la productivité biologique conditionnent le stockage du carbone dans l'océan, alors que la glace de mer et la circulation atmosphérique (vents) influencent le transfert du CO₂ entre ce milieu et l'atmosphère.

V-2 SCENARIOS PROPOSES PRECEDEMMENT

Dans ce paragraphe, je m'appuierai essentiellement sur une revue récente effectuée par Broecker et Henderson (1998). Ces auteurs analysent les modèles proposés dans différents

travaux afin d'expliquer les variations glaciaire-interglaciaires de la concentration en CO₂ de l'atmosphère.

Tous les mécanismes recensés dans cette étude s'appuient d'une manière ou d'une autre sur des modifications du réservoir océanique, et de ce réservoir seulement. Etant donné le stock de carbone que représente le réservoir océanique, son implication dans les changements glaciaire-interglaciaires du contenu en CO₂ de l'atmosphère est en effet indispensable. La plupart des auteurs considèrent donc que pour reproduire les 100 ppmv environ d'augmentation du CO₂ atmosphérique lors des déglaciations, il faut parvenir à une modification équivalente (~200 GtC) du stock océanique de carbone. Pourtant, comme le souligne Sundquist (1993), il ne faut pas oublier que le stock de carbone représenté par les écosystèmes continentaux a aussi varié lors des transitions climatiques.

En se basant sur l'estimation de la modification du stock continental de carbone organique citée au paragraphe V-1.1 (François et al., 1998), il faut considérer que lors des transitions glaciaire-interglaciaires, l'océan perd de (200 + 130) à (200 + 600) GtC. En équivalent CO₂, cela représente en fait une perte de 165 à 400 ppmv environ. Nous verrons qu'individuellement, aucun des mécanismes océaniques proposé n'est capable d'expliquer de telles variations.

Pour en revenir au travail de Broecker et Henderson (1998), les modèles y sont classés en plusieurs catégories en fonction des hypothèses sur lesquelles ils s'appuient. (voir le tableau V-1).

Certains modèles sont basés sur la variation de la productivité biologique due à des changements de la concentration en nutriments des eaux superficielles, soit par apport depuis les marges continentales, soit par redistribution verticale dans l'océan.

Viennent ensuite les modèles qui reposent sur les changements du contenu en carbonate des eaux de surface, ou encore sur la respiration des sédiments marins.

Un autre mécanisme est construit sur la relation entre les modifications de la température de l'Atlantique Nord et la quantité de CO₂ dissous que cet océan peut contenir.

Enfin, pour certains auteurs, l'Océan Austral revêt une importance particulière dans l'explication des variations glaciaire-interglaciaires de la teneur en CO₂ de l'atmosphère. Ce rôle déterminant peut se manifester soit par les modifications des propriétés physiques (température, alcalinité) des masses d'eau, soit par une variation de l'activité biologique des eaux de surface.

Model	Problems	Advantages	References
<i>Nutrient Based</i>			
Shelf hypothesis	linked to sea level		Broecker [1982]
Vertical redistribution	$\delta^{13}\text{C}$ change too late		Boyle [1988] Keir [1991]
<i>Shallow Ocean CaCO_3 Based</i>			
Coral reef hypothesis	linked to sea level		Berger [1982] Berger and Keir [1984] Keir and Berger [1985]
Shallow water CaCO_3	linked to sea level		Opdyke and Walker [1992] Milliman [1993] Opdyke and Wilkinson [1993] Walker and Opdyke [1995]
<i>Northern Atlantic Based</i>			
Cooler glacial North Atlantic	warming post dated the rise in CO_2		Keir [1993]
<i>Sediment Respiration Based</i>			
Increase in the ratio of organic carbon to CaCO_3 in the material falling to the sea floor	mass balance	System response time is right (≈ 10 kyr)	Sigman [1997] Archer and Maier-Reimer [1994] Sanyal et al. [1995]
<i>Southern Ocean Based</i>			
Polar dominance	not seen in Southern Ocean paleoproductivity records and lacks mechanism for increased productivity	Southern Ocean	Sarmiento and Toggweiler [1984] Siegenthaler and Wenk [1984] Knox and McElroy [1984]
Polar alkalinity	not seen in Southern Ocean paleoproductivity records and lacks mechanism for increased alkalinity	Southern Ocean	Broecker and Peng [1989]
Southern Ocean solubility pump	effect on CO_2 not large enough	timing fits with T change	
Iron hypothesis	not seen in Southern Ocean paleoproductivity records and response time too quick	agrees with dust flux change	Martin [1990]

Tableau V- A : Revue des mécanismes proposés pour expliquer les variations glaciaire-interglaciaires de la teneur en CO_2 de l'atmosphère, avantages et inconvénients (d'après Broecker et Henderson, 1998).

L'étude de la séquence des événements lors de la transition climatique II menée par Broecker et Henderson amène ces auteurs à éliminer la plupart des scénarios listés ci-dessus. En effet, ces auteurs concluent, essentiellement à partir de l'enregistrement $\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$ de Vostok, que la fonte des calottes de glace de l'hémisphère Nord a suivi l'augmentation du CO_2 dans l'atmosphère. Par conséquent ces auteurs considèrent que les scénarios basés sur les variations du niveau marin ne sont pas appropriés pour rendre compte des variations de la concentration atmosphérique en CO_2 lors des transitions glaciaire-interglaciaires.

Broecker et Henderson constatent l'antériorité de la modification du flux de poussières continentales parvenant en Antarctique sur les changements des autres variables lors des transitions climatiques. Ceci les amène à penser que les variations du flux de poussières jouent un rôle dans celles du contenu en CO₂ de l'atmosphère lors des transitions glaciaire-interglaciaires. Rappelons que notre analyse de la séquence des événements, reconstituée à partir des enregistrements de Vostok, nous amène à la même conclusion.

Finalement, Broecker et Henderson proposent un mécanisme, qui reprend l'hypothèse de la fertilisation par le fer, mais de façon moins directe, via la fixation de l'azote par le phytoplancton. Notons que cette hypothèse est critiquée car elle semble impliquer que l'océan profond soit complètement anoxique lors des périodes glaciaires ce qui paraît peu réaliste.

V-3 RETOUR SUR LA PLACE DES CHANGEMENTS DU NIVEAU MARIN DANS LA SEQUENCE DES EVENEMENTS

Nous venons de voir que dans le travail de Broecker et Henderson (1998), comme dans notre discussion du chapitre IV, les variations du $\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$, lors des déglaciations, sont présentées comme indicateurs des variations du niveau des mers. Dans ce cas de figure, on déduit effectivement que la hausse du niveau marin intervient en retard sur celle du CO₂ et ne peut donc pas en être la cause initiale, voire principale.

Cependant, au paragraphe 6.3 du chapitre précédent, nous avons discuté l'influence du niveau marin mais aussi celle de l'insolation d'été aux basses latitudes, via le cycle hydrologique, sur le signal $\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$ enregistré dans l'air des bulles de la carotte de Vostok. Si la contribution des changements du volume des océans aux variations du $\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$ n'est pas discutable, la validité de l'utilisation de la diminution de cette variable, lors des transitions climatiques, comme marqueur temporel de l'augmentation du niveau marin, est moins évidente.

Les datations absolues de l'évolution du niveau marin, obtenues pour les transitions I et II (respectivement Bard et al., 1990a et Henderson et Slowley, 2000), indiquent une antériorité de l'augmentation du niveau des mers sur l'évolution des autres paramètres. Rappelons aussi que les composantes "niveau marin" (δ_{mer}) et "cycle hydrologique" (δ_{insol}) du $\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$ et le signal lui-même, ne sont pas toujours en phase lors des transitions glaciaire-interglaciaires

(voir par exemple le figure IV-19 de la page 112), ce qui donne à penser que les variations du $\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$ ne sont peut être pas un bon indicateur temporel des changements de niveau marin.

V-3.1 $\delta^{18}\text{O}_{\text{ATM}}$: MARQUEUR TEMPOREL DES VARIATIONS DU NIVEAU MARIN ?

Il existe bien sûr dans l'océan des indicateurs plus directs des changements de niveau marin. Outre la composition isotopique des foraminifères marins, on peut, par exemple, dater les récifs coralliens immergés ou émergés et déduire ainsi la position relative du niveau des mers puisque les coraux vivent à des profondeurs bien définies (5 ± 2.5 m par exemple pour *A. Palmata* cf. Bard et al., 1990a ; Fleming et al., 1998). Une méthode de datation de ce type d'enregistrements, basée sur la mesure du rapport $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$, présente en outre l'avantage de fournir une datation absolue (avec une précision de l'ordre de la centaine d'années) des variations du niveau des mers (Bard et al., 1990a).

En appliquant cette méthode à une carotte prélevée au large de l'île de la Barbade, Bard et ses collègues (1990b) proposent une reconstruction de l'histoire du niveau des mers au cours des 130 000 dernières années. Ce travail inclut donc la dernière transition climatique. Si on s'en tient aux âges déterminés à partir des coraux de la même espèce (*A. Palmata*), il semble que le niveau des mers ait commencé à augmenter au plus tard vers 19 ka BP après avoir atteint un minimum de -114 m par rapport au niveau actuel (Bard et al., 1990a). Il se pourrait même, que le début de l'augmentation remonte à plus de 22 000 ans (Bard et al., 1990b ; Fleming et al., 1998), avec un niveau marin minimum inférieur de 125 ± 5 m au niveau moderne.

Le problème qui se pose maintenant à nous, est de situer cet événement dans la séquence chronologique que nous avons déterminée pour les enregistrements climatiques issus de la carotte de Vostok.

En ce qui concerne la dernière transition glaciaire-interglaciaire, nous avons, par exemple, à notre disposition les enregistrements de la carotte groenlandaise de GRIP. On peut considérer que sur la période qui nous intéresse ici, la datation de cette carotte, par des méthodes stratigraphiques (Johnsen et al., 1992), est absolue (avec une incertitude de l'ordre de la centaine d'années).

De plus, nous avons déjà mentionné que l'homogénéité de la répartition du méthane dans l'atmosphère permet de synchroniser les enregistrements glaciaires du Groenland et de l'Antarctique (Blunier et al., 1997 ; 1998). Il faut tout de même être conscient qu'une telle synchronisation est d'autant plus fiable que les variations de la concentration en CH₄ de l'atmosphère sont nombreuses et marquées. Ceci implique que la contrainte temporelle fixée par les variations du CH₄ à GRIP est importante lors du Younger-Dryas, du réchauffement de la période Bølling, ou encore des événements de Heinrich, mais qu'en revanche la contrainte sur la datation du début de l'augmentation atmosphérique du CH₄ est plus ténue. Notons que les âges gaz donnés par la chronologie GT4 sont plus jeunes que la chronologie établie par Blunier et al. (1997) d'environ 600 ans pendant le Younger Dryas et de 2000 ans environ vers 30 000 ans.

Malgré les réserves évoquées, nous pouvons tracer les variations du niveau marin, conjointement à celles du CH₄ et des autres enregistrements de Vostok, sur une échelle de temps commune et absolue. (figure V-2)

Dans ces conditions, la séquence des événements est la suivante :

- ↗ CH₄ (20.8 ka BP)
- ↗ CO₂¹, ↗ niveau des mers et ↘ ln(Dust) (~ 19.5 ka BP)
- ↘ δ_{mer} (18 ka BP)
- ↗ δD (17.2 ka BP)
- ↘ δ¹⁸O_{atm}, MWP-1A² et 2^{nde} phase ↗ CH₄ (~14.7 ka BP)

Celle-ci est assez différente de la séquence "type" que nous avons établie au paragraphe IV-7.2 à partir des enregistrements de Vostok et en fonction de la chronologie GT4. On peut supposer que ces différences sont en parties dues aux méthodes d'évaluation du Δâge choisies pour établir les deux chronologies.

¹ L'augmentation du CO₂ débute vers 17 800 ans BP si on se réfère à l'enregistrement de Byrd.

² Les Melt Water Pulses (MWP) caractérisent des brusques hausses du niveau marin.

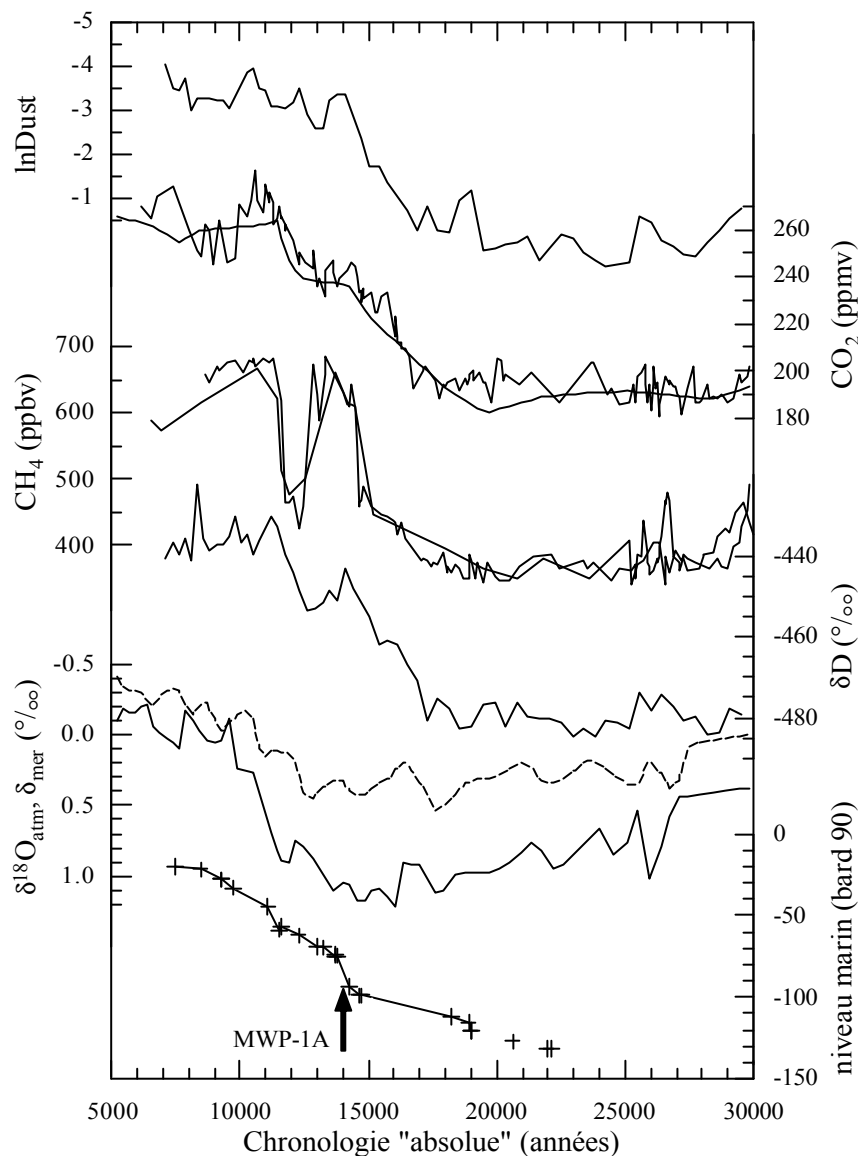


Figure V-2 : Variations des différents paramètres lors de la transition climatique I en fonction de la chronologie calée sur les variations du CH_4 à GRIP (Blunier et al., 1997). Les profils CO_2 et CH_4 de Vostok (traits gras) et de Byrd (traits fins) sont représentés.

On constate maintenant que l'augmentation du niveau marin est contemporaine, voir précède, l'augmentation de la concentration de l'atmosphère en gaz à effet de serre (en particulier en CO_2) et la diminution de l'apport en poussières continentales.

Ceci dit, le CO_2 atteint son niveau caractéristique de l'Holocène (vers 11.5 ka BP dans cette chronologie) alors que le niveau marin n'a accompli qu'un peu plus de la moitié de sa transgression. De plus, Bard et al. (1997) estiment qu'environ 80 % de la variation glaciaire-interglaciaire du niveau marin survient après 14 200 BP, c'est à dire après le MWP-1A et donc bien après le début de l'augmentation de la teneur en CO_2 de l'atmosphère. Cela signifie que si l'augmentation glaciaire-interglaciaire de la teneur en CO_2 de l'atmosphère dépend de la

hausse du niveau des mers, la réponse du 1^{er}, au forçage imposé par le second, est fortement non linéaire.

On note également que la diminution du $\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$ n'intervient qu'au moment du MWP-1A, c'est à dire plus de 4 000 ans après l'augmentation d'une vingtaine de mètres du niveau marin. Même compte tenu du retard de transmission de 2 000 ans du signal marin vers l'atmosphère, ce délai semble incompatible avec l'hypothèse que les variations du $\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$ traduisent uniquement celles du niveau marin. De plus, entre 19 et 14.5 ka BP environ, le $\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$ enregistre une augmentation de 0.2 ‰ qui ne peut pas être expliquée par une augmentation du niveau des océans d'à peu près 20 m sur cette période. En revanche, il semble que le début de la diminution de δ_{mer} intervient simultanément à l'augmentation du niveau des mers, enregistré par les terrasses coralliennes. Notons tout de même que le changement marqué de δ_{mer} , comme celui du $\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$, est en retard sur le MWP-1A.

Pour une augmentation globale du niveau marin d'environ 120 m lors de la dernière déglaciation (par exemple Bard et al., 1990a ; Fleming et al., 1998), on observe dans les enregistrements marins, une diminution de 1.2 ‰ du $\delta^{18}\text{O}_{\text{océan}}$ (Shackleton et Pisias, 1985 par exemple). Pour une élévation de 20 m des océans, on doit donc s'attendre à une diminution de 0.2 ‰ du $\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$ si on suppose que la totalité du signal marin est transmise à l'atmosphère et que la réponse de cette dernière est linéaire. Mais nous avons vu que le $\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$ est influencé à la fois par le $\delta^{18}\text{O}_{\text{océan}}$ et par le cycle hydrologique aux basses latitudes.

Si on considère maintenant que les variations du $\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$ sont le résultat net des variations de ces 2 composantes, il faut, pour réconcilier les observations, que des changements dans le cycle hydrologique aient compensé la diminution du $\delta^{18}\text{O}_{\text{océan}}$ par une augmentation du fractionnement lors de l'interaction entre le $\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$ et la végétation, équivalente à 0.4 ‰³.

Si on examine les variations relatives du $\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$ et du $\delta^{18}\text{O}_{\text{océan}}$ pendant le stade 6.5 (entre 170 et 180 ka BP), on constate que les changements du niveau des mers sont faibles durant cette période, alors que le $\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$ enregistré à Vostok présente une oscillation d'une amplitude proche de 1 ‰ (Mélières et al., 1997 ; Malaizé et al., 1999). Il semble donc raisonnable de penser que, pendant la période 19 ka BP – 14.5 ka BP, l'augmentation lente du niveau marin a

³ Il faut remarquer qu'en prenant δ_{mer} comme indicateur du niveau marin et δ_{insol} en tant que composante hydrologique des variations du $\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$, on n'observe pas réellement une telle relation de phase entre les variables lors de la transition I.

été masquée, dans le signal $\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$, par des changements du cycle hydrologique à basses latitudes qui auraient engendré des variations opposées du $\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$.

Nous avons donc mis en évidence que les 2 composantes participant aux variations du $\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$, n'interviennent pas forcément en même temps et qu'elles peuvent se compenser. Par conséquent, les variations du $\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$ observées dans l'air des carottes de glace lors des transitions climatiques, peuvent ne pas être un indicateur temporel fiable de l'augmentation du niveau marin suite à la fonte des calottes de l'hémisphère Nord.

Tout récemment, Henderson et Slowley (2000) ont publié une datation de l'augmentation du niveau des mers lors de l'avant dernière transition glaciaire-interglaciaire. Ce travail est basé sur l'analyse de la composition isotopique ($\delta^{18}\text{O}$) de foraminifères marins issus d'un enregistrement des Bahamas, datés avec la méthode de $^{230}\text{U}/^{234}\text{Th}$; il fournit donc une datation absolue de la hausse du niveau marin. Avec cette chronologie, les auteurs déterminent que la mi-augmentation du niveau des mers a lieu il y a 135 ± 2.5 ka. Le début de la hausse du niveau marin se situe alors vers 142 ka BP (voir la figure 3 dans Henderson et Slowley, 2000).

Nous pouvons donc, maintenant, tester la séquence établie pour la transition I avec les événements de la transition II. Ce travail sous-entend cependant que l'on est capable de resituer le début de l'augmentation du niveau marin, déterminé d'après Henderson et Slowley, dans la séquence de Vostok.

Par chance, une éruption volcanique est identifiée dans la carotte de Vostok à 1996 m de profondeur (Basile, 1997). La chronologie GT4 donne à cet horizon l'âge d'environ 142 200 ans. Par ailleurs, une éruption du Mont Berlin (dans la province de Marie Byrd Land aux alentours de la station du même nom), de composition très proche de celle de la couche de cendres analysée à la profondeur 1996 m dans la carotte de Vostok, est datée à $141 \text{ ka} \pm 5 \%$, de manière indépendante par une méthode absolue liée à la mesure du rapport isotopique $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (Basile, 1997).

Ces résultats suggèrent qu'au moins autour de l'horizon repère (1996 m), la chronologie GT4 utilisée pour dater les enregistrements de Vostok, est tout à fait compatible avec une datation absolue. Dans ces conditions, on peut reporter directement la date de début de l'augmentation du niveau marin déterminée d'après Henderson et Slowley, dans la séquence de Vostok pour la transition climatique II. Nous obtenons alors :

- ↗ Niveau marin, 1^{ère} ↘ δ_{mer} (142 ka BP)
- ↘ $\ln(\text{Dust})$ (139.5 ka BP)
- ↗ CH_4 , CO_2 , δD (~ 138.2 ka BP)
- ↘ $\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$, ↘ principale du δ_{mer} (132 ka BP)
- 2^{nde} phase ↗ CH_4 (129 ka BP)

Cette séquence est relativement différente de celle que nous venons de déterminer pour la transition I. Cependant, il semble que l'antériorité de la hausse du niveau des mers, notamment sur celle de la teneur en CO_2 de l'atmosphère, soit ici confirmée.

Il est intéressant de revenir maintenant sur la décomposition du $\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$ que nous avons proposée à la section 6.3 du chapitre IV. La figure V-3 représente les variations de la température isotopique de Vostok, du CO_2 de l'atmosphère, de la composante marine du $\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$ (δ_{mer}) et du $\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$ lui-même, sur une période couvrant les 2 dernières transitions glaciaire-interglaciaires.

On constate que l'utilisation du $\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$ ou du δ_{mer} comme indicateur du niveau marin n'engendre pas de conclusions fondamentalement différentes quant à l'enchaînement des événements lors des déglaciations. Les deux indicateurs potentiels des changements du niveau des mers évoluent en phase lors de la transition I, c'est à dire en retard d'environ 3 000 ans sur l'augmentation de la teneur en CO_2 de l'atmosphère. ils sont également en accord avec l'augmentation du niveau marin enregistré par les terrasses coralliennes (Bard et al., 1990). En ce qui concerne la transition II, si l'on constate que $\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$ et la décroissance marquée de δ_{mer} sont également synchrones, on remarque tout de même que δ_{mer} enregistre une diminution secondaire vers 142 ka qui correspond à la date d'augmentation du niveau marin déduite par Henderson et Slowley (2000).

Ces résultats tendent donc à appuyer la décomposition du $\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$ que nous proposons.

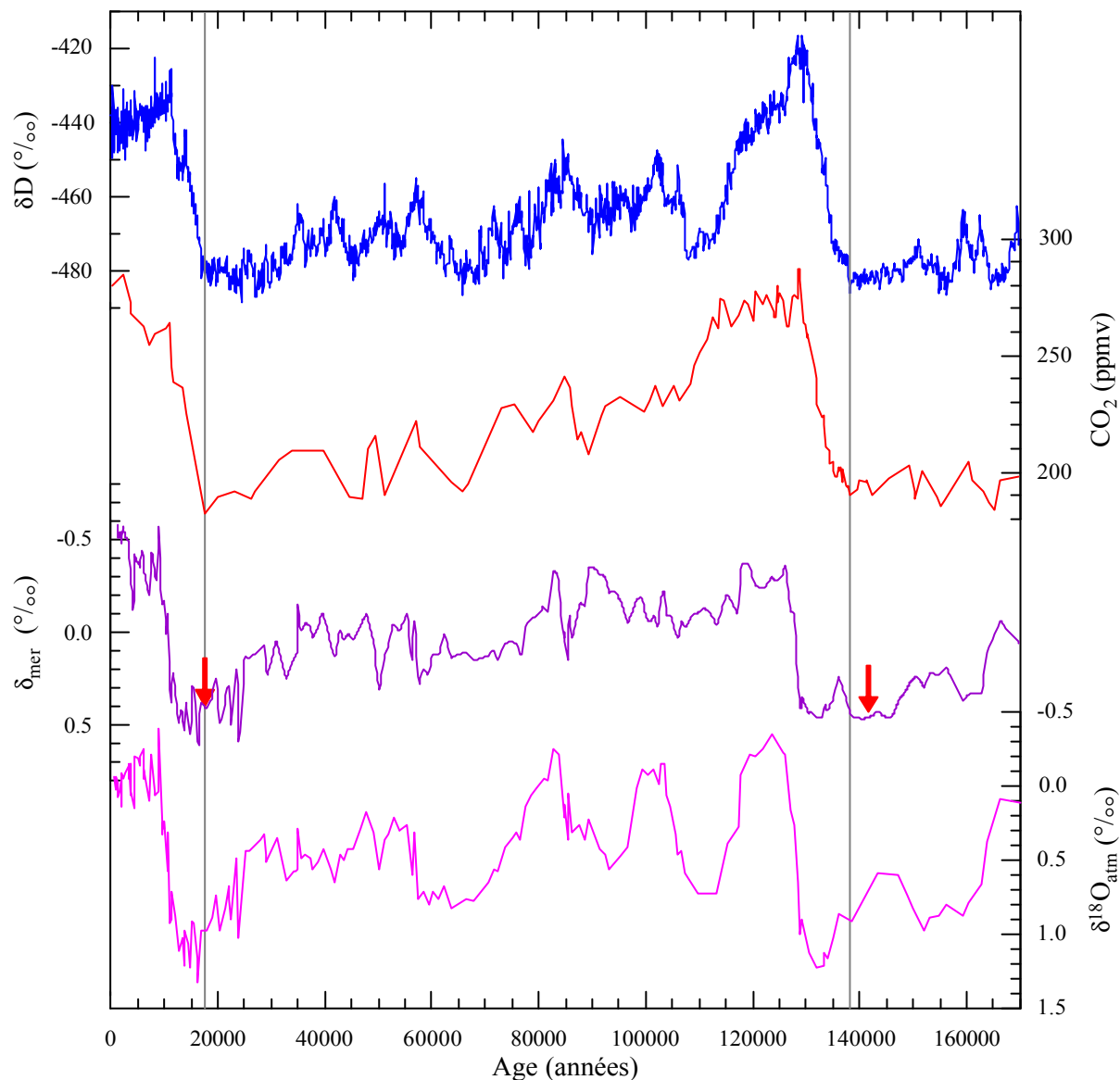


Figure V-3 : Comparaison des variations du δD , du CO_2 , du δ_{mer} et du $\delta^{18}O_{atm}$ sur les 2 dernières transitions climatiques

Les lignes verticales indiquent le début de l'augmentation du CO_2 dans l'atmosphère et les flèches les changements du niveau marin d'après les travaux de Bard et al. (1990) (transition I) et Henderson et Slowley (2000) (transition II), replacés en fonction de la chronologie GT4.

V-3.2 SCENARIOS BASES SUR L'AUGMENTATION DU NIVEAU DES MERS

Pour construire un tel mécanisme, nous chercherons tout d'abord à cerner la cause du changement de niveau marin, pour ensuite envisager les conséquences de cette hausse sur les variations glaciaire-interglaciaires de la teneur en CO_2 de l'atmosphère.

Selon la théorie de Milankovitch, le forçage extérieur exercé par l'insolation reçue aux hautes latitudes explique le passage des conditions glaciaires aux conditions interglaciaires du climat.

L'augmentation de l'insolation d'été à 65°N, au moment des 2 dernières transitions climatiques, a débuté il y a respectivement 23.5 et 139.5 ka (âges calculés, ± 500 ans) (voir par exemple la figure V-10 de la page 194).

Dans le cas de la transition I, l'augmentation de l'insolation d'été à 65° Nord peut donc être pressentie comme cause de la fonte des calottes de glaces de l'hémisphère Nord et finalement de la hausse du niveau des mers. En revanche, en ce qui concerne la transition II, on se rend compte que cette insolation ne commence à augmenter qu'environ 2 500 ans après le début de la déglaciation.

A moins que les mécanismes ne soient pas les mêmes d'une oscillation glaciaire-interglaciaire à l'autre, ce résultat suggère que l'insolation critique vis à vis de la fonte des calottes de l'hémisphère Nord et de la hausse du niveau marin qui en résulte, n'est pas nécessairement celle du solstice d'été à 65° Nord. Cette conclusion rejoint d'ailleurs celle énoncée par Henderson et Slowley (2000) à ce propos.

Par ailleurs, le réchauffement de l'hémisphère Nord (représenté dans les 2 séquences par la 2nde phase de l'augmentation de la teneur en CH₄ de l'atmosphère) intervient en retard sur l'augmentation du niveau marin d'environ 4000 ans lors de la transition I et de 13 000 ans lors de la transition II.

On peut, qualitativement, expliquer un déphasage entre ces 2 quantités par un mécanisme assez simple : le début de la fonte des limites sud des calottes de glace de l'hémisphère Nord, à cause de l'augmentation de l'insolation, induit la présence d'une couche d'eau douce et froide à la surface de l'océan. Cet apport d'eau froide a pu, dans un premier temps, préserver l'atmosphère d'un réchauffement significatif.

Cette hypothèse est appuyée par le synchronisme existant entre l'augmentation de la température de l'hémisphère Nord lors de la transition I et l'apparition du MWP-1A qui détermine une seconde phase, plus rapide, de la transgression marine. Par contre, le délai observé entre l'augmentation du niveau des mers et celle de la température de l'hémisphère Nord lors de la transition II semble trop important pour correspondre à ce schéma.

Nous pouvons maintenant nous référer aux hypothèses citées par Broecker et Henderson, qui impliquent une variation du niveau marin pour expliquer l'augmentation de la concentration en CO₂ de l'atmosphère lors des déglaciations.

Il s'agit par exemple de stocker du phosphate, nutriment essentiel aux organismes vivants dans la zone euphotique de l'océan, sur les plates-formes continentales quand le niveau marin est haut (Broecker, 1982). La diminution du PO₄ disponible se traduit par la baisse de l'activité photosynthétique et finalement par l'augmentation du contenu en carbone de l'atmosphère.

Berger et Keir (1984) proposent, quant à eux, un processus indépendant de la fertilisation de l'océan et par lequel les carbonates s'accumulent lors de la construction de nouvelles colonies coralliennes quand le niveau des mers augmente. Il en résulte une diminution de l'alcalinité qui peut, finalement, causer une augmentation du CO₂ atmosphérique.

Le dernier type de mécanisme évoqué par Broecker et Henderson concerne la hausse de la sécrétion de carbonates par les organismes vivant sur les plates-formes continentales (Opdyke et Walker, 1992) à cause de l'augmentation de la superficie de leur habitat quand le niveau des mers augmente. De même que pour le mécanisme précédent, la conséquence est une chute de l'alcalinité qui se traduit ensuite par l'augmentation de la teneur en CO₂ de l'atmosphère.

Ces différents scénarios sont valables pour expliquer le synchronisme des variations du niveau des mers et de celui du CO₂ dans l'atmosphère. Cependant, notons tout de même qu'aucun de ces mécanismes, pris individuellement, n'est capable de reproduire l'amplitude des variations du stock océanique de carbone nécessaire pour rendre compte des évolutions des autres réservoirs. Au maximum, ils rendent compte de 80 ppmv de variations en équivalent CO₂, ce qui représente la totalité des changements glaciaire-interglaciaires uniquement si on considère que le stock de carbone organique terrestre ne varie pas. Or, nous avons vu au paragraphe V-1.1 que les écosystèmes continentaux augmentent leur stock de carbone lors des transitions vers des conditions climatiques plus clémentes, ce qui implique que l'océan dégaze une quantité de CO₂ plus importante que les 80 ppmv enregistrées par l'atmosphère.

Par ailleurs, de notre analyse des différents enregistrements issus de la carotte de Vostok, nous avons déduit qu'une cause commune aux variations de la teneur en CO₂ de l'atmosphère et de la quantité de poussières continentales parvenant à Vostok est probable.

Le lien le plus direct auquel on peut penser entre ces 2 variables, est la modification de superficie des zones continentales potentiellement sources de poussières. Mais, l'analyse géochimique des particules recueillies dans la glace de Vostok et la comparaison de leur signature isotopique avec celle des terrains de la marge continentale bordant l'Argentine, découverts lors de l'abaissement du niveau des mers, montre que cette zone ne semble jamais avoir contribué à la production de particules rencontrées à Vostok au moins pour les 2 dernières transitions climatiques (Basile et al., 1997). L'argument géochimique exclut donc une influence directe du niveau marin sur les variations de la quantité de poussières enregistrées à Vostok.

V-3.3 CONCLUSION QUANT A L'IMPLICATION DES CHANGEMENTS DU NIVEAU DES MERS SUR LES VARIATIONS DE LA TENEUR EN CO₂ DE L'ATMOSPHERE

La comparaison des enregistrements de Vostok avec les enregistrements directs de l'évolution temporelle du niveau marin pour les transitions climatiques I et II, montre que la hausse de celui-ci précède ou est en phase avec l'augmentation de la teneur en CO₂ de l'atmosphère. Les mécanismes basés sur l'augmentation du niveau marin, comme cause de celles de la teneur en CO₂ de l'atmosphère, ne doivent donc plus être rejetés à priori pour cause d'incompatibilités temporelles.

Cependant, si la hausse du niveau marin exerce une influence déterminante sur le contenu de l'atmosphère en CO₂, celle-ci est fortement non linéaire.

De plus, l'effet direct de l'augmentation du niveau des mers n'influence pas la production des poussières en Amérique du Sud. Or, ce paramètre est l'un des premiers à enregistrer les changements climatiques.

Pour contraindre un peu mieux un scénario des variations glaciaire-interglaciaires de la teneur en CO₂ de l'atmosphère, il est intéressant de s'appuyer sur les principaux résultats prodigués par l'étude des enregistrements de Vostok.

V-4 PARALLELISME DES VARIATIONS DU CO₂ DANS L'ATMOSPHERE ET DE LA QUANTITE DE POUSSIERES CONTINENTALES PARVENANT A VOSTOK

V-4.1 RELATION CO₂-POUSSIERES CONTINENTALES A VOSTOK

L'hypothèse d'une connexion entre les variations de la quantité de poussières et celles du CO₂ dépend en partie de la séquence des événements décrite au chapitre précédent mais également de la relation globale existant entre ces 2 variables.

Il est en effet important de considérer la relation entre CO₂ et la quantité de particules continentales (échelle logarithmique) sur l'ensemble des 420 000 ans et non plus exclusivement au niveau des transitions glaciaire-interglaciaires. Sur la figure V-4 sont présentées simultanément, les évolutions temporelles de ces 2 paramètres.

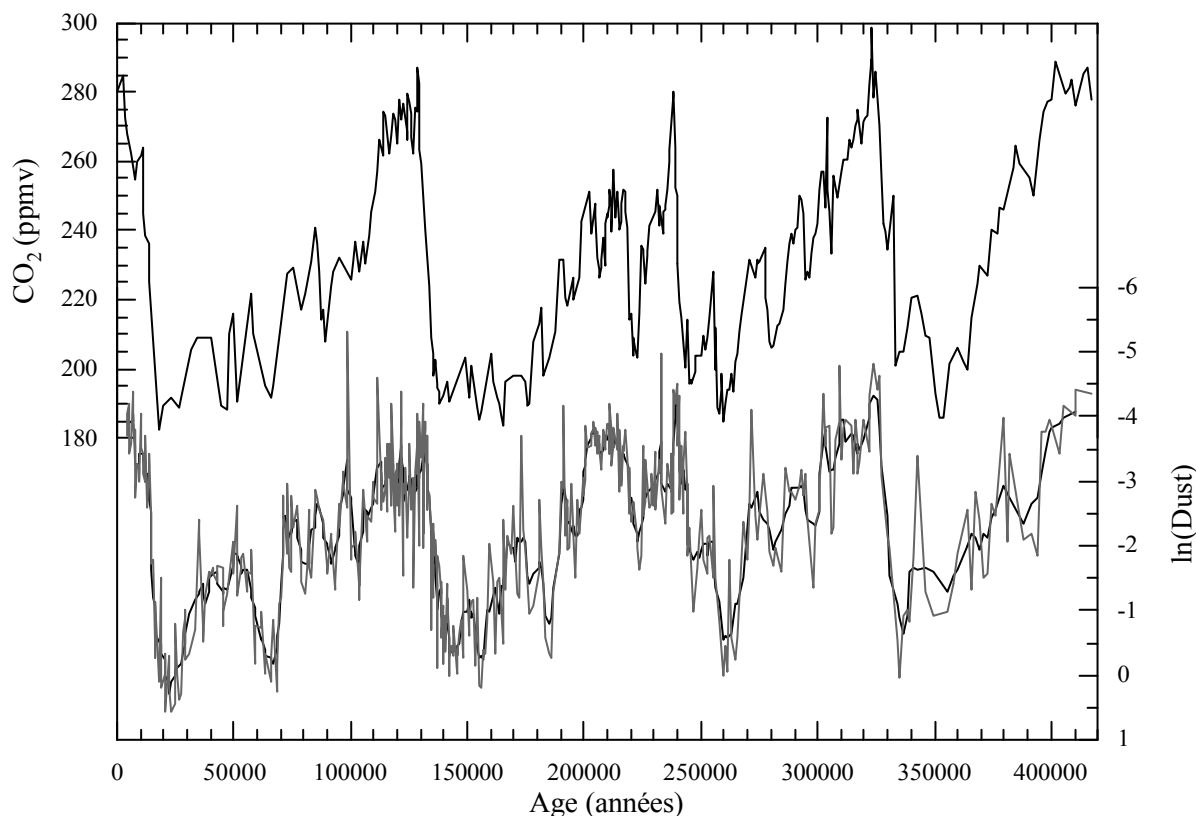


Figure V-4 : Variations du CO₂ et du ln(Dust) sur 420 000 ans.

La corrélation linéaire entre ln(Dust) et CO₂ possède un coefficient $r^2 = 0.68$, ce qui signifie que la quantité de poussières mesurées à Vostok est l'une des variables les plus liées statistiquement au CO₂. Notons que cette corrélation est encore améliorée ($r^2 = 0.70$) si on

rajeunit le profil des variations du CO_2 atmosphérique de $1\,000 \pm 500$ ans, sachant que ce décalage rentre largement dans la gamme d'erreur induite par l'incertitude sur le Δ âge.

Il existe cependant, une variable encore mieux corrélée aux variations du CO_2 atmosphérique : la température de surface en Antarctique (donnée par le δD). Dans ce cas, le coefficient de la corrélation (r^2) vaut : 0.72, ce qui pourrait donner à penser que les causes des variations glaciaire-interglaciaires de la teneur en CO_2 de l'atmosphère sont à chercher en liaison directe avec celles de la température à Vostok.

Cependant, nous avons montré qu'au paragraphe IV-5 que cette relation dépend de la période climatique, les entrées en glaciations présentant une relation $\text{CO}_2 = f(\delta D)$ particulière. Ce résultat semble donc signifier qu'il n'existe pas de mécanisme unique liant les variations du CO_2 dans l'atmosphère à celles de la température en Antarctique.

Si l'on repère les entrées en glaciation, définies de la manière précédente, sur le diagramme $\text{CO}_2 = f(\ln(\text{Dust}))$ on ne distingue en revanche pas de déviation particulière par rapport à l'ensemble du nuage de point.

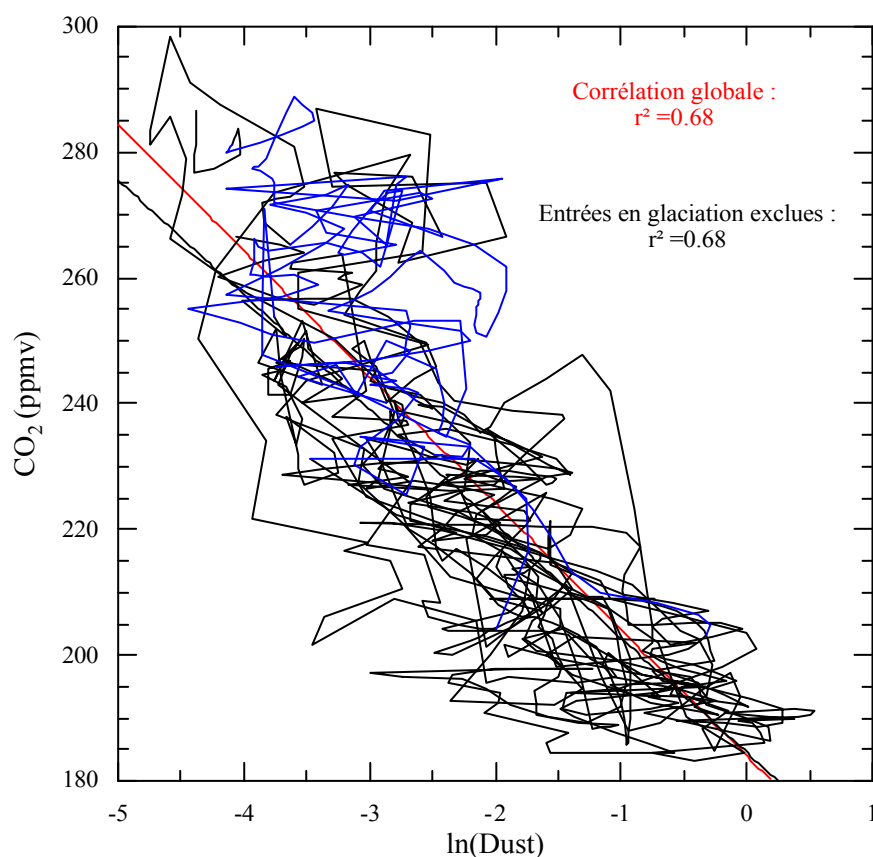


Figure V- 5 : Relation CO_2 - $\ln(\text{Dust})$ dans l'espace de phase.

Ce résultat se traduit par l'égalité des coefficients de la corrélation entre le CO₂ et la quantité de particules terrigènes présentes dans la glace de Vostok, que l'on prenne ou non en compte ces périodes climatiques particulières. La visualisation dans l'espace de phase de la relation existant entre CO₂ et ln(Dust) confirme donc ce qui a déjà été mentionné dans le domaine temporel, à savoir l'excellente adéquation entre les 2 profils, y compris lors des transitions interglaciaire-glaciaires.

Il est important de remarquer que les poussières continentales semblent être le seul paramètre enregistré à Vostok et dont l'évolution temporelle est liée de manière unique avec celle du CO₂, quel que soit la période climatique considérée. Par exemple, la relation liant le CO₂ à un autre type d'aérosol (le sodium (Na) marin) possède les mêmes caractéristiques que la relation CO₂-température.

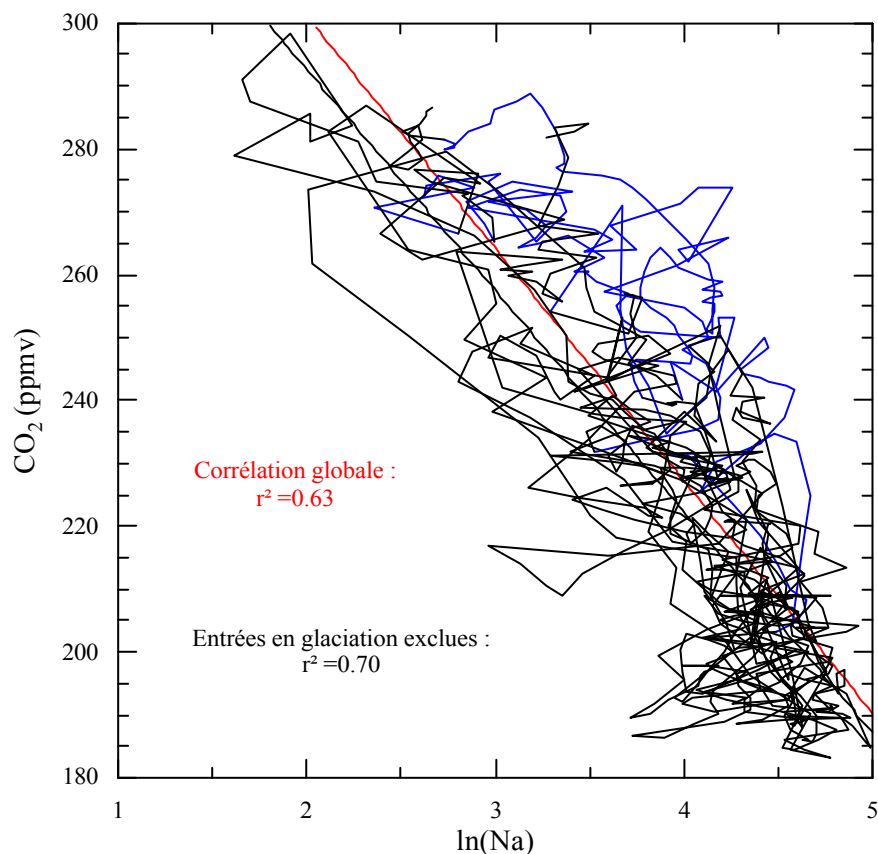


Figure V- 6 : Relation CO₂-ln(Na) dans l'espace de phase.

Or, pour les 2 aérosols, on peut écrire la loi générale introduite au paragraphe IV-6.4 :

$$[\text{Dust}] = [\text{Dust}]_0 \exp(-d/D)$$

$$[\text{Na}] = [\text{Na}]_0 \exp(-d'/D)$$

exprimées en logarithme népérien, ces relations deviennent :

$$\ln([\text{Dust}]) = \ln([\text{Dust}]_0) - d/D$$

$$\ln([\text{Na}]) = \ln([\text{Na}]_0) - d'/D$$

On peut estimer que le terme de transport est équivalent dans les 2 cas ; seule la distance à la source change. En revanche, nous avons vu que pour les poussières continentales, le terme de source ($\ln([\text{Dust}]_0)$) est très complexe puisqu'il dépend de la conjonction de nombreuses conditions environnementales en Amérique du Sud.

Les changements de production de la source de l'aérosol marin sont plus simples à envisager. Une loi empirique, établie à partir de mesures simultanées de la vitesse du vent de surface (u) et de la quantité de sodium dans l'atmosphère près de la surface ($[\text{Na}]_0$), montre que :

$$\ln([\text{Na}]_0) = a \cdot u + b$$

où a et b sont des constantes que l'on peut déterminer (Petit et al., 1981).

Notons cependant que des travaux plus récents (Wolff et Martin, 1998) suggèrent que la surface de la glace de mer, au moins dans les zones côtières de l'Antarctique, joue également le rôle de source de sodium.

Puisque l'unicité de la relation CO_2 -aérosol dépend de la nature de ces derniers, on peut supposer que ce sont plutôt les facteurs influençant la production et la mobilisation des particules continentales en Amérique du Sud qui sont responsables de la bonne et unique corrélation observée entre la quantité de ces dernières et CO_2 mesurés à partir de l'enregistrement de Vostok.

En conclusion, les propriétés de la relation entre CO_2 et $\ln([\text{Dust}])$ au cours des derniers 420 000 ans, à savoir sa puissance ($r^2 = 0.68$) ainsi que son unicité, confortent l'hypothèse de l'existence d'une cause commune aux évolutions de ces 2 variables. De plus, il semble que cette cause soit à chercher en liaison avec les modifications de la productivité de la source des poussières et de la mobilisation de celles-ci plutôt qu'en relation avec l'efficacité du transport. Par conséquent, l'étude des causes possibles des variations de la quantité de poussières transportées jusqu'au centre de l'Antarctique pourrait contribuer à la compréhension des mécanismes aboutissant aux modifications glaciaire-interglaciaires de la teneur en CO_2 de l'atmosphère.

V-4.2 CAUSES POSSIBLES DE LA VARIATION DE LA CONCENTRATION EN POUSSIÈRES DE LA GLACE DE VOSTOK

Comme nous l'avons déjà noté, nous examinons les variations du $\ln(\text{Dust})$ en tant que reflet des modifications de l'environnement en Amérique du Sud au cours des 4 derniers cycles climatiques. Dans ce schéma, la diminution de la quantité de particules dans la glace de Vostok, reflète la détérioration de la capacité de cette partie du globe et en particulier de la Patagonie, à produire et mobiliser des particules terrigènes, et inversement pour une augmentation de cette quantité.

Dans notre cas, la recherche de causes des variations de la teneur en poussières de la glace se traduit donc par la recherche des causes des modifications des paramètres tels que l'aridité, la rugosité du sol, la vitesse et la fréquence des vents ou encore l'étendue de la couverture de glace de mer et qui définissent ce que nous appelons les "conditions environnementales" en Amérique du Sud. Encore faut-il savoir quelles sont ces conditions actuellement et quelles ont été leurs modifications au cours du temps.

V-4.2.1 Conditions environnementales actuelles en Amérique du Sud (Patagonie)

Actuellement, le climat dans la plaine de Patagonie est frais et sec, les vents dominants sont d'ouest (westerlies), la végétation est éparse et les sols arides (Iriando et Garcia, 1993). De plus, ce climat est fortement influencé par la présence saisonnière de glace de mer autour de l'Antarctique (Ashworth et Hoganson, 1993).

V-4.2.2 Modifications de ces conditions en période glaciaire

Les périodes glaciaires sont bien sûr principalement caractérisées par l'augmentation de la superficie aux hautes et moyennes latitudes des surfaces couvertes par la neige et la glace. Cette glace peut être divisée en 2 catégories : d'une part, la glace de glaciers continentaux, de l'autre, la glace de mer. Nous allons examiner quels peuvent être les effets de l'augmentation des surfaces couvertes par l'un et l'autre de ces 2 types de glace en période froide, sur l'environnement au Sud de l'Amérique du Sud (Patagonie).

a) Croissance des glaciers continentaux

Lors de la dernière glaciation, Clapperton (1993) a montré que l'avance des glaciers du Nord des Andes était maximale entre 34 000 et 27 000 ans BP, c'est à dire avant le minimum de température correspondant au Dernier Maximum Glaciaire (~19 000 ans BP). L'auteur explique ce phénomène par l'effet limitant de l'humidité sur la croissance de ces glaciers, puisque pour faire croître un glacier il faut des températures faibles mais aussi des précipitations abondantes, et que l'humidité relative de l'air diminue quand la température s'abaisse.

Dans le cas des glaciers du Sud des Andes, les vents d'ouest permettent un apport suffisant d'humidité même en période glaciaire, la croissance des calottes est donc limitée par la température. Dans cette région, l'avance maximale des glaciers est donc contemporaine (Clapperton, 1993) ou légèrement antérieure (Iriondo et Garcia, 1993) aux minima de température.

L'existence de calottes de glace importantes sur les Andes a pu contribuer à modifier l'environnement de cette région de plusieurs manières. D'une part, par la production certainement plus importante de particules fines à cause de l'extension du domaine soumis au cycle gel-dégel des sols. D'autre part, la circulation atmosphérique a pu être modifiée par augmentation du gradient de température Equateur-Pôle (Heusser, 1989). Il est possible que des vents catabatiques froids et secs aient d'augmenté l'aridité des zones à l'Est de ces calottes, c'est à dire précisément en Patagonie, zone d'origine des poussières recueillies dans la glace de Vostok. Ces vents sont également capables de favoriser l'arrachement des poussières à la source, autre facteur modifiant la quantité de particule parvenant jusqu'à Vostok.

b) Extension de la couverture de glace de mer dans l'Océan Austral

Les reconstructions de la couverture en glace de mer dans l'Océan Austral lors du DMG (CLIMAP, 1976 ; Crosta et al., 1998), montrent une extension de celle-ci vers le Nord. A l'aide d'une méthode basée sur des analogues modernes, Crosta et al. (1998) déduisent qu'au DMG, la limite maximale de la glace de mer s'étendait au minimum 5° plus au Nord que la limite actuelle (8° dans le secteur atlantique) et que cette extension correspond à un doublement de la surface couverte par rapport aux conditions modernes. La même extension est déduite de l'étude lithologique de carottes péri-antarctiques (Cooke et Hays, 1982). Ces auteurs précisent de surcroît que la surface de la glace de mer lors du DMG était environ 10

fois supérieure en été par rapport à la situation actuelle, c'est à dire que la surface englacée correspondait à l'étendue hivernale moderne.

Comme conséquence directe de l'augmentation de la surface englacée, l'augmentation de l'albédo de la région vient immédiatement à l'esprit. De là, on peut supposer une augmentation du gradient de température Equateur-Pôle et celle de la cyclogénèse dans l'hémisphère Sud comme le suggèrent Crosta et al. (1998).

Une autre implication de la présence de glace de mer dans l'Océan Austral, d'après les mêmes auteurs, est la diminution des échanges air-océan, c'est à dire, entre autre, une diminution de l'humidité des masses d'air et par conséquent de leur lessivage par les précipitations avant qu'elles n'atteignent les régions centrales de l'Antarctique. Ces 2 derniers points vont tout à fait dans le sens d'un lien étroit entre les variations de la couverture de glace de mer dans l'Océan Austral et celles de la quantité de poussières continentales mesurées à Vostok, même si nous avons jugé au paragraphe V-3.2 que la composante "transport" n'était probablement pas la cause principale des modifications de la quantité de particules terrigènes mesurées à Vostok au cours du temps.

L'attribution d'un rôle important à l'étendue de la glace de mer dans l'Océan Austral concernant les conditions environnementales en Amérique du Sud, donc les variations de l'apport de particules en Antarctique, est également suggérée par l'examen de profil du pourcentage d'abondance de la diatomée *Eucampia Antarctica* dans la carotte RC13-259 prélevées dans le secteur atlantique de l'Océan Austral, au sud du front polaire (voir la figure V-7)

On constate en effet une forte ressemblance entre la concentration de poussières à Vostok et l'abondance de *E. Antarctica*. Or, cette espèce est particulièrement résistante aux conditions extrêmes de froid, de salinité et de manque de lumière qui caractérisent la zone de formation de la glace de mer dans l'Océan Austral. Par conséquent, une augmentation du pourcentage d'abondance de *E. Antarctica* dans les assemblages de foraminifères est utilisée comme traceur de la limite de la glace de mer (Burckle et Cooke, 1983).

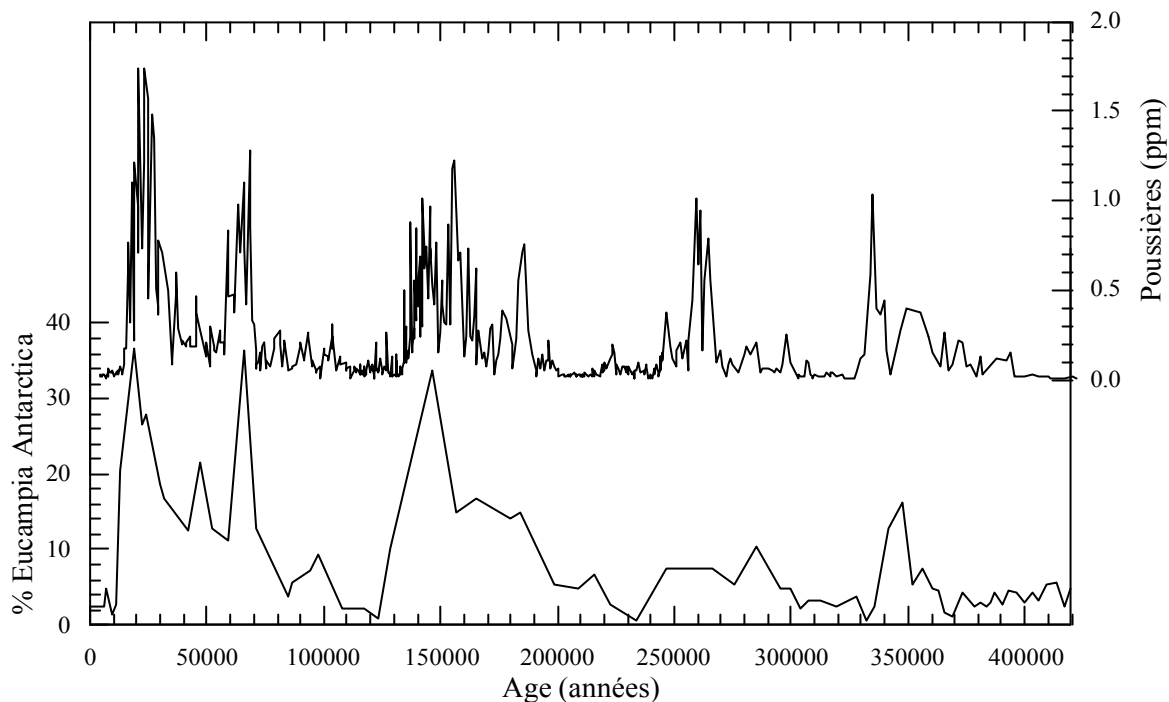


Figure V- 7 : Variations simultanées de la concentration en poussières de la glace de Vostok et du pourcentage de présence de Eucampia Antarctica (d'après Burckle et al., 1983).

Ces éléments nous amènent à penser que le facteur “étendue de la glace de mer” semble effectivement prépondérant dans la détermination des conditions liées à la production et à la mobilisation des poussières en Patagonie. Cette conclusion va dans le sens de plusieurs études concernant l'influence du paramètre glace de mer sur le climat de l'hémisphère Sud (Ashworth et Hoganson, 1993 ; Simmonds et Jacka, 1995 ; Kim et al., 1998 ; Crosta et al., 1998 ; Vimeux et al., 1999).

V-5 MECANISMES POSSIBLES DES VARIATIONS GLACIAIRE-INTERGLACIAIRES DU CO₂ DANS L'ATMOSPHERE

Nous avons maintenant déterminé des causes possibles (croissance des glaciers andins, augmentation de la superficie couverte par de la glace de mer) aux modifications des conditions environnementales en Amérique du Sud (Patagonie). Ces changements se traduisent par des variations de la teneur en poussières continentales de la carotte de Vostok.

Rappelons que l'hypothèse qui a motivé l'étude des variations de cette quantité est la suivante : l'existence d'une relation à la fois puissante ($r^2 = 0.68$) et unique sur toute la durée de notre enregistrement entre le CO_2 et $\ln(\text{Dust})$ suggère l'existence d'une cause commune aux variations de ces 2 variables.

Il nous faut donc maintenant proposer un lien entre les causes des changements de la quantité de poussières parvenant à Vostok et ceux de la concentration en CO_2 de l'atmosphère. De plus, nous devons tenir compte de tous les autres éléments à notre disposition (séquence des événements à Vostok, autres enregistrements paléo-climatiques) pour que nos propositions soient plausibles. Nous nous efforcerons également à déterminer le 1^{er} maillon de la chaîne, de manière à proposer des scénarios complets, cohérents et aboutissant à des variations parallèles du CO_2 et de la quantité de particules à Vostok.

Ces différents scénarios sont proposés sous forme schématique en début de paragraphe afin de mieux pouvoir suivre la discussion dont ils sont le résumé.

V-5.1 APPORT EOLIEN VERS L'OCEAN

Nous avons des indices qui montrent qu'en période glaciaire, par exemple, le transport des particules depuis la Patagonie vers le centre de l'Antarctique était plus efficace, par diminution du lessivage de l'atmosphère essentiellement. Il paraît, malgré tout, raisonnable de penser que puisque plus de particules étaient présentes dans l'atmosphère pendant ces périodes, un plus grand nombre d'entre elles est également tombé dans l'Océan Austral.

Je vais essayer de montrer dans ce paragraphe que ce processus me paraît susceptible d'expliquer des modifications qualitatives de la quantité de CO_2 dans l'atmosphère au cours des changements climatiques (cf. schéma de la figure V-8). Pour cela, je me base sur 2 des mécanismes listés par Broecker et Henderson (1998) : les variations glaciaire-interglaciaires de la productivité et de l'alcalinité de l'Océan Austral. Rappelons que les modèles basés sur ces processus ont été écartés par Broecker et Henderson en partie en raison d'un manque de mécanismes pour faire varier ces 2 propriétés. Il me semble que l'apport éolien de particules terrigènes peut qualitativement combler cette lacune.

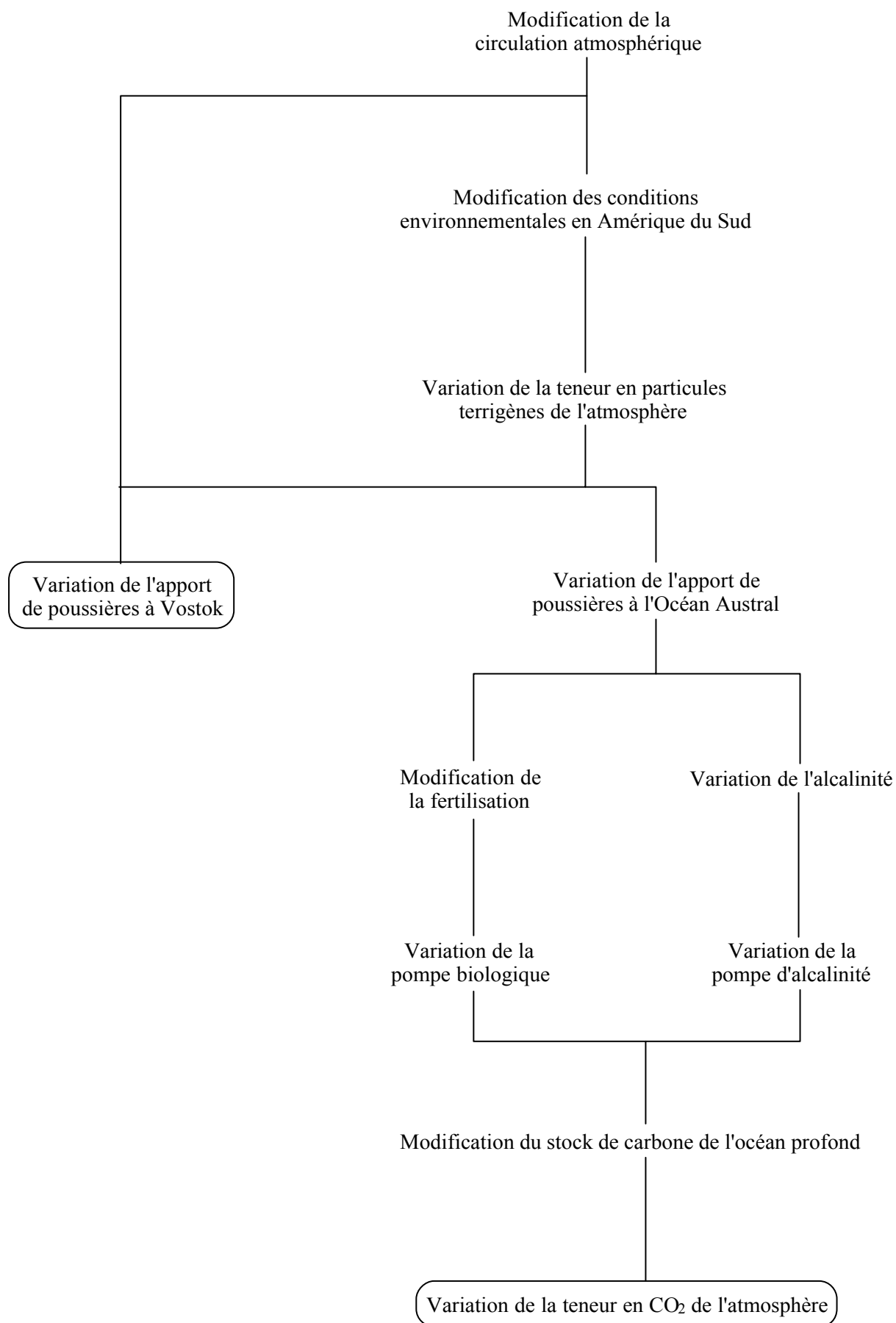


Figure V- 8 : Scénario 1 basé sur l'apport éolien de particules continentales.

V-5.1.1 Fertilisation de l'Océan Austral par apport éolien de fer

Ce mécanisme propose que la stimulation de l'activité biologique marine, par apport de l'élément nutritif limitant, soit responsable de l'augmentation du stockage de carbone dans l'océan profond (mécanisme de la "pompe biologique") et, finalement, de la diminution de la teneur atmosphérique en CO₂ en période glaciaire (et inversement pendant les interglaciaires). Les processus se rapportant à ce mécanisme sont décrits dans le paragraphe V-1.2.2 de ce chapitre.

Contrairement à la situation de la plupart des bassins océaniques, on ne constate pas de couplage fort entre l'apport et l'assimilation des macro nutriments nitrate et phosphate dans l'Océan Austral. Cette région est donc dite à "fort nutriment et faible chlorophylle" (High Nutrient Low Chlorophyll) et la pompe biologique n'y semble pas très efficace. On explique cette observation par la limitation de la croissance du phytoplancton par l'effet de la carence d'un autre nutriment : le fer (Martin, 1990).

Il existe effectivement des expériences de laboratoire et in situ, qui montrent l'effet dopant de la présence du fer sur la croissance du phytoplancton (voir les références citées par Lefèvre et Watson, 1999). Les résultats du modèle construit par Lefèvre et Watson suggèrent qu'un apport éolien de fer associé à une forte stratification de l'Océan Austral puisse être la cause d'une diminution (jusqu'à 30 ppm) de la teneur en CO₂ de l'atmosphère. C'est à dire que ce processus peut avoir contribué à la diminution du CO₂ atmosphérique pendant les périodes glaciaires, mais qu'il ne suffit pas à l'expliquer.

Comme l'apport éolien de particules terrigènes a augmenté pendant les périodes glaciaires, il est raisonnable de penser que la quantité de fer (élément d'origine terrigène) inséminant l'océan a dû augmenter en parallèle, même si les proportions ne sont probablement pas conservées à cause de la diminution probable du lessivage de l'atmosphère (Hesse et McTainsh, 1999 ; ce travail).

Notons finalement que Broecker et Henderson soulignent le manque de preuve sédimentaire d'un accroissement de la productivité de l'Océan Austral pendant les glaciations, tout en signalant que la zone de productivité maximale se décale vers le nord lors des périodes froides. Un tel déplacement peut avoir été causé par l'extension, dans cette direction, de la couverture en glace de mer, et signifie forcément une augmentation de la superficie concernée. De plus, les conditions de luminosité sont d'autant plus favorables que l'on se

déplace vers l'Equateur. Ces 2 facteurs nous donnent à penser qu'il est probable que la productivité "intégrée" de l'Océan Austral augmente pendant les périodes glaciaires même sans l'augmentation de l'apport éolien de fer, donc d'autant plus que cette augmentation semble probable.

Cependant, le fait d'augmenter le stock de carbone dans l'océan profond par le biais de la pompe biologique, ne suffit certainement pas à expliquer le bas niveau de CO₂ de l'atmosphère pendant toute la période glaciaire (~100 000 ans) étant donné que le temps de renouvellement de l'océan n'excède pas quelques milliers d'années dans les conditions actuelles. Il faut nécessairement qu'en plus, la circulation thermohaline ait été ralentie sinon bloquée. Cet argument qualitatif est appuyé par le résultat de Lefèvre et Watson (1999) qui montrent que l'association entre la fertilisation par le fer et la stratification de l'Océan Austral (c'est à dire l'arrêt de la résurgence d'eau profonde en Antarctique) est nécessaire pour parvenir à une diminution d'environ 25 ppm de la concentration en CO₂ de l'atmosphère.

Ajoutons qu'à terme une augmentation de la quantité de matière organique dans l'océan profond induirait une consommation de l'oxygène présent dans ce milieu, et finalement menacerait celui-ci d'anoxie, ce qui ne semble jamais avoir été le cas à l'échelle globale. Ce raisonnement, ajouté au manque de preuves claires de l'augmentation de la productivité pendant la période glaciaire, tend à invalider ce scénario.

V-5.1.2 Variation de l'alcalinité (du pH) de l'Océan Austral

Nous avons vu au début de ce chapitre (section 1.2.1), que l'alcalinité se définit comme la quantité d'ions négatifs nécessaire pour équilibrer l'excès de cations de l'océan. En fait, on écrit :

$$[\text{Alk}] = [\text{HCO}_3^-] + 2 [\text{CO}_3^{2-}]$$

Si, comme nous le présentons, les variations du ln(Dust) à Vostok se traduisent par des variations parallèles de la quantité de particules terrigènes retombant en mer, nous estimons qu'en période glaciaire, par exemple, une quantité plus importante de ces particules vont pénétrer dans l'océan. On peut supposer que cet apport atmosphérique de poussières va avoir tendance à augmenter l'alcalinité de l'océan pour compenser l'excès de charges positives fournies par la dissolution de minéraux comme le fer ou le magnésium par exemple. Pour que l'alcalinité augmente efficacement il y a déplacement des équilibres chimiques en faveur de

l'ion carbonate (CO_3^{2-}) et finalement une augmentation totale du carbone inorganique dissous dans l'océan (ΣCO_2)⁴. Une telle réorganisation de la répartition du carbone entraîne la diminution du CO_2 aqueux et finalement celle de la quantité de ce gaz contenue dans l'atmosphère (pompe d'alcalinité).

Un modèle (Archer et Maier-Reimer, 1994) et une reconstruction de l'histoire du pH de l'océan (Sanyal et al., 1995) montrent que l'alcalinité de l'océan augmente en période glaciaire et qu'en conséquence la teneur en CO_2 de l'atmosphère diminue. Cette étude donne donc un certain poids à notre hypothèse, mais ce schéma reste qualitatif.

Si les particules continentales ne jouent pas un rôle direct dans les variations du CO_2 de l'atmosphère, il faut peut être chercher la cause du parallélisme des évolutions temporelles de ces 2 variables en amont de la production de poussières. Parmi les changements de conditions susceptibles de modifier la production, la mobilisation et le transport des particules terrigènes que nous avons mis à jour au paragraphe 4.2.2 de ce chapitre, l'influence de la glace de mer paraît être le dénominateur commun le plus probable des variations du CO_2 et des poussières.

V-5.2 MODIFICATIONS DE L'ETENDUE DE GLACE DE MER DANS L'OCEAN AUSTRAL

Au paragraphe V-4.2.2, nous avons souligné les conséquences de la présence de glace de mer sur les conditions environnementales en Patagonie et le fait qu'elle semble jouer un rôle dans les variations du $\ln(\text{Dust})$ mesuré dans la glace de Vostok. Il nous semble donc intéressant de construire un second scénario sur la base des conséquences de la présence plus ou moins importante de glace de mer autour de l'Antarctique. Ce scénario a, en outre, pour but la mise en exergue du parallélisme des variations du $\ln(\text{Dust})$ à Vostok et celles de la quantité de CO_2 dans l'atmosphère via les rôles joués par la glace de mer. Il est présenté de manière schématique sur la figure suivante.

⁴ Dans le paragraphe V-1.2.1, ce processus correspond à un déplacement de chacun des équilibres chimiques dans le sens ?



Figure V-9 : Scénario 2, basé sur l'influence de la glace de mer sur les échanges de CO₂ océan-atmosphère.

Crosta et al. (1998) insistent sur l'effet stabilisateur de la présence de glace de mer à la surface de l'océan sur la structure verticale de la colonne d'eau (voir aussi V-1.2.3). Or, l'Océan Austral est actuellement le siège d'une résurgence d'eau profonde, vieille, donc enrichie en carbone, à part dans les secteurs des mers de Weddell et de Ross. Par conséquent, Crosta et ses collègues supposent que la diminution de la vigueur de la résurgence d'eau profonde due à la présence de glace de mer dans l'Océan Austral peut expliquer une

diminution de la “fuite” de CO₂ vers l’atmosphère et donc contribuer à des teneurs en CO₂ plus basses des atmosphères glaciaires.

D’autres auteurs (François et al., 1997) vont même plus loin et concluent de leurs travaux que l’augmentation de la stratification de l’Océan Austral, et la réduction de la fuite de CO₂ qui lui est associée, est le processus dominant (plus important que l’exportation de matière organique), surtout au Sud du front polaire, pour expliquer la réduction glaciaire de la teneur en CO₂ de l’atmosphère.

Dans leurs travaux, Jones et Coote, (1981) proposent que lors de la formation de la glace de mer, la précipitation du carbonate de calcium produise du CO₂ dissous dans la saumure. Comme la surface de l’océan n’est pas libre mais isolée de l’atmosphère par la couche de glace, ce CO₂ ne va pas s’y échapper. Au contraire, le CO₂ ainsi produit va être transféré vers l’océan profond. Lors de la débâcle estivale, l’océan de surface est sous-saturé en CO₂ par rapport à l’atmosphère, il va donc pomper du CO₂ atmosphérique. Pour que ce mécanisme contribue aux variations glaciaire-interglaciaires de la teneur en CO₂ de l’atmosphère, il faut que le contraste de superficie été-hiver soit plus important en période glaciaire qu’actuellement, ce qui semble probable (Crosta et al., 1998).

Ajoutons que l’affaiblissement des échanges entre l’atmosphère et l’océan (par isolation du brassage des eaux de surface par le vent) également supposé par Crosta et al. a également du participer à la réduction de cette fuite de CO₂, selon un mécanisme décrit par Keir (1993).

Par ailleurs, des auteurs ont montré (Labeyrie et al., 1996 par exemple) que des changements de propriétés physiques de l’eau de surface pourraient induire des variations de l’intensité de la résurgence d’eaux profondes et intermédiaires dans l’Océan Austral. Ceci signifie une modification de la rétention de CO₂ dans l’océan profond et finalement de la teneur en CO₂ de l’atmosphère. De plus, dans l’Océan Austral, l’augmentation glaciaire-interglaciaire des températures de surface précède la diminution du volume des glaces (Labeyrie et al., 1996 ; Mashiotta et al., 1999). Ce qui signifie pour nous, que l’hypothèse des variations de la circulation océanique dans l’Océan Austral comme cause des variations du CO₂ dans l’atmosphère est compatible avec la séquence des événements déterminée précédemment et, en particulier, avec l’évidence que la réorganisation de la circulation thermohaline dans l’Atlantique Nord (cf. $\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$) soit en retard sur les variations du CO₂.

Récemment, Toggweiler (1999) a proposé un modèle dans lequel des processus uniquement physiques, conduisant à l’augmentation de la stratification de l’océan et à la réduction de la

ventilation des eaux profondes, expliquent la totalité des variations glaciaire-interglaciaires du CO₂ de l'atmosphère (~ 80 ppm) (si on ne tient pas compte des modifications du stock de carbone terrestre (cf. V-2)). Un autre modèle (Stephens et Keeling, 2000), basé sur les mêmes mécanismes, propose l'explication de 67 ppm dans la réduction du CO₂ atmosphérique en période glaciaire. Stephens et Keeling notent qu'a fortiori, l'action isolante de la glace de mer vis à vis de la perte de CO₂ par l'Océan Austral a un impact beaucoup moins important sur la dissolution d'O₂. Il en résulte que ce mécanisme ne sous-entend pas que l'océan profond soit anoxique en période glaciaire, contrairement aux processus basés sur l'augmentation de la productivité biologique. Finalement, il est également suggéré que l'impact direct de la glace de mer sur la température en Antarctique explique le synchronisme des variations de cette dernière et du CO₂ lors des déglaciations.

Pour aller plus loin, nous avons cherché à définir une cause aux changements de la superficie de la glace de mer dans l'Océan Austral à l'échelle de temps des cycles climatiques.

V-5.2.1 Influence de l'insolation

D'après la théorie de Milankovitch (cf. IV-8.1), les modifications de l'insolation jouent un rôle prépondérant sur les changements climatiques. De plus, ce forçage fournit une explication des oscillations glaciaire-interglaciaires extérieure au système climatique lui-même. D'autre part, comme nous l'avons déjà signalé, les poussières continentales emprisonnées dans la glace de Vostok sont originaires de Patagonie (~45° de latitude Sud) (Basile et al., 1997). De plus, il apparaît que la présence de glace de mer, en particulier dans le secteur Atlantique de l'Océan Austral, joue un rôle clef dans les variations de la quantité de poussières disponibles et transportées jusqu'en Antarctique. Finalement, de nombreux travaux tendent à attribuer à l'hémisphère Sud un rôle majeur lors des transitions climatiques.

Pour toutes ces raisons, nous nous sommes intéressés aux variations de l'insolation d'été à 45° Sud comme cause éventuelle des variations du CO₂ et de la quantité de poussières parvenant jusqu'à Vostok, par le biais de la couverture de glace de mer.

Afin de vérifier la cohérence temporelle de cette hypothèse, il nous faut replacer cet enregistrement dans la séquence des événements déterminée au chapitre précédent. Nous pourrions ensuite vérifier, lors des transitions glaciaire-interglaciaires, l'antériorité des variations de l'insolation d'été à 45° Sud sur celles des paramètres qu'elles sont supposées expliquer.

Pour cela, nous avons, dans un 1^{er} temps, comparé les courbes d'insolation 45° Sud (solstice d'été austral⁵) et 65° Nord (solstice d'été boréal⁷). Ce choix repose sur l'hypothèse que ce sont les variations de l'insolation d'été à 65° Nord qui conditionnent la croissance et le déclin des calottes de glace de l'hémisphère Nord et, par conséquent, l'essentiel des variations du niveau marin (théorie de Milankovitch, cf. IV-8.1) dont on trouve trace dans la carotte de Vostok par l'intermédiaire de l'enregistrement $\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$.

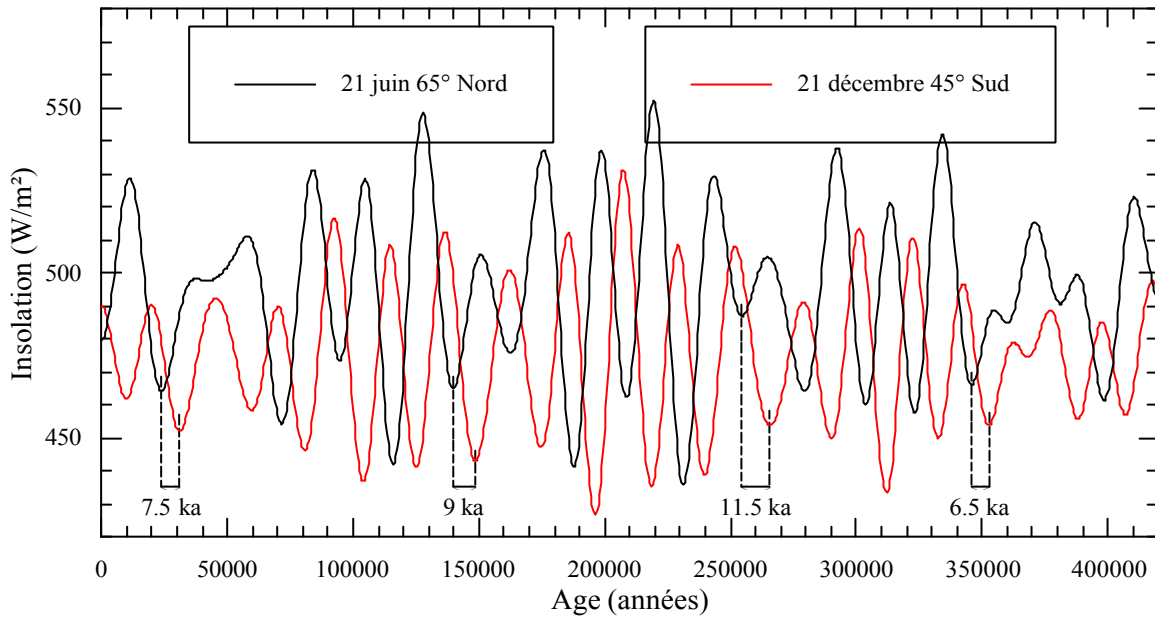


Figure V-10 : Comparaison des insolutions d'été à 65° Nord et 45° Sud.

Nous constatons que, lors des transitions climatiques notamment, les minima d'insolation d'été à 45° Sud sont en avance sur ceux calculés pour 65° Nord. Nous avons évalué ces déphasages à respectivement 7.5, 9, 11.5 et 6.5 ka pour les transitions I à IV. Cette comparaison nous permet de replacer l'évolution de l'insolation du solstice d'été à 45° Sud dans la séquence des événements déterminée avec les enregistrements de Vostok, en faisant l'hypothèse que lors des transitions glaciaire-interglaciaires les minima d'insolation d'été à 65° Nord sont en phase avec les maxima de $\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$, c'est à dire les minima de volume de glace (voir le paragraphe IV-6.3).

En se reportant au tableau IV-E de la page 123 on s'aperçoit que pour les transitions I à IV, la diminution de la concentration des poussières précède l'augmentation du $\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$ de respectivement 4, 7.3, 3.6 et 4.5 ka. On en déduit que le retard des modifications

^{5,7} Dans la configuration astronomique actuelle, ces périodes correspondent respectivement aux 21 décembre et 21 juin, ce qui n'a pas toujours été le cas

environnementales subies par l'Amérique du Sud au moment des oscillations glaciaire-interglaciaires, par rapport aux minima d'insolation d'été à 45° Sud sont de 3.5, 1.7, 7.9 et 2 ka pour les transitions I à IV.

Ces investigations nous amènent à conclure que des minima d'insolation aux moyennes latitudes de l'hémisphère Sud sont "techniquement" une cause possible des changements environnementaux enregistrés par la variable $\ln(\text{Dust})$ via, l'augmentation de la surface de la glace de mer.

Les changements d'insolation modifient directement les conditions environnementales en Amérique du Sud et en Patagonie en particulier, ils ne sont pas non plus sans conséquence sur l'océan et l'atmosphère.

La répartition de l'énergie autour du globe étant le moteur principal de la circulation atmosphérique, des modifications du gradient de température occasionnent une réorganisation de la circulation atmosphérique au moins aux hautes latitudes. En conséquence, on s'attend à des changements dans la structure de la circulation océanique de surface et donc des propriétés (température, salinité) de ces masses d'eau (cf. V-1.2.3).

Il existe cependant une contradiction entre ce scénario et l'étude effectuée par Labeyrie et al. (1996) sur la carotte marine MD 88-770 (46° Sud, 96° Est), puisque ces auteurs indiquent que les phases de réchauffement et de refroidissement de la surface de l'Océan Austral surviennent avant les variations correspondantes de l'insolation d'été de l'hémisphère Sud. Cette différence d'appréciation peut, peut être, provenir du fait que leur analyse est effectuée sur l'ensemble des enregistrements (via l'analyse spectrale) et que le comportement, durant les déglaciations, puisse être différent.

V-5.2.2 Influence de la circulation océanique

L'explication précédente est séduisante dans la mesure où elle fournit une cause extérieure au système climatique terrestre pour expliquer les variations de la quantité de particules recueillies dans la glace de Vostok. Cependant, des études ont montré (Gordon, 1981 et les références citées par cet auteur) que l'énergie fournie par le rayonnement solaire ne correspond qu'à la moitié de la quantité nécessaire pour expliquer la débâcle rapide de la glace de mer autour de l'Antarctique au début de l'été austral. D'après Gordon, il est

nécessaire de prendre en compte une remontée d'eau profonde relativement chaude pour expliquer la disparition rapide de la glace de mer en Antarctique.

A l'échelle des cycles glaciaire-interglaciaires, Crowley et Parkinson (1988a) déduisent également de leur modèle, que les variations de l'insolation aux hautes latitudes Sud n'ont que peu d'influence sur la distribution de la glace de mer autour de l'Antarctique.

De l'énergie est donc nécessairement apportée par l'océan pour permettre la fonte d'une grande partie de la glace de mer. Or, la séquence des événements que nous avons étudiée, grâce à la carotte de Vostok, nous apprend que les signes de redémarrage de la plongée des eaux dans l'Atlantique Nord (donc de la circulation thermohaline) sont postérieurs à la diminution de la quantité des poussières à être transportées jusqu'à Vostok (et du CO₂ de l'atmosphère) et donc à la débâcle de la glace de mer dans notre schéma.

Cette contrainte nous impose, par conséquent, que la réorganisation de la circulation océanique à la fin des glaciations soit, dans un 1^{er} temps, localisée dans l'Océan Austral. Cette hypothèse va d'ailleurs dans le sens des travaux menés par Crowley et Parkinson (1988b) qui montrent une faible influence du taux de plongée des NADW sur le climat dans l'hémisphère Sud et, en particulier, sur la présence de glace de mer dans l'Océan Austral.

Une cause initiale possible de la restauration de la circulation océanique dans l'Océan Austral à la fin des périodes glaciaires, nous est donnée par Hausman et McElroy (1999). En effet, d'après ces auteurs, une masse d'eau stagnant dans le fond de l'océan, comme c'est le cas pendant les glaciations à cause d'une forte réduction de l'intensité de la circulation thermohaline, va être réchauffée par le biais du flux géothermique et de la chaleur diffuse. Ces auteurs estiment que sur une échelle de temps de l'ordre de 100 000 ans, c'est à dire la durée caractéristique des cycles glaciaire-interglaciaires, la densité d'une telle masse d'eau peut diminuer au point de devenir plus légère que les eaux de surface (surtout si ces dernières sont froides et salines) et de rétablir un mélange vertical entre l'océan profond et la surface.

Dans un second temps, on peut penser qu'un processus évoqué par Toggweiler et Samuels (1993) peut s'appliquer et conduire à une réorganisation plus globale de la circulation océanique. Ces auteurs proposent en effet que la position sur un axe Nord-Sud du champ de vents au niveau du Passage de Drake, c'est à dire entre la pointe sud de l'Argentine et la Péninsule Antarctique, conditionne la circulation océanique de surface de cette région et finalement le taux de plongée des eaux en Atlantique Nord c'est à dire la circulation

thermohaline. Sans être initiateur des variations de la concentration du CO₂ dans l'atmosphère, ce mécanisme pourrait y contribuer et expliquer le retard des variations de l'indicateur des changements de production des eaux profondes en Atlantique Nord ($\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$ de manière un peu indirecte) par rapport aux autres changements, dans la séquence des événements déduites des enregistrements de Vostok.

Nous sommes pourtant conscients que la limite majeure de cette hypothèse, reposant sur le flux géothermique comme cause de la débâcle de la glace de mer et finalement de l'augmentation du CO₂ dans l'atmosphère, est qu'elle ne rend compte des changements que lors des transitions glaciaire-interglaciaires. Ce mécanisme peut, peut-être, expliquer le redémarrage de la circulation océanique, d'abord localement, puis à l'échelle de la circulation globale, mais pas l'arrêt de cette dernière.

Dans le cas d'une entrée en glaciation, on peut par exemple faire appel à des instabilités internes à l'océan qui pourraient conduire à un ralentissement local de la circulation dans l'Océan Austral et ainsi permettre à la glace de mer de croître. Ensuite, la couverture de glace de mer influence elle-même la circulation océanique comme nous l'avons décrit plus haut..

Sur la figure V-11, nous avons reproduit la chaîne d'implications étudiée au paragraphe V-5.2 ainsi que les causes initiales des changements de superficie de la glace de mer auxquelles nous avons pensé et que nous venons de discuter.

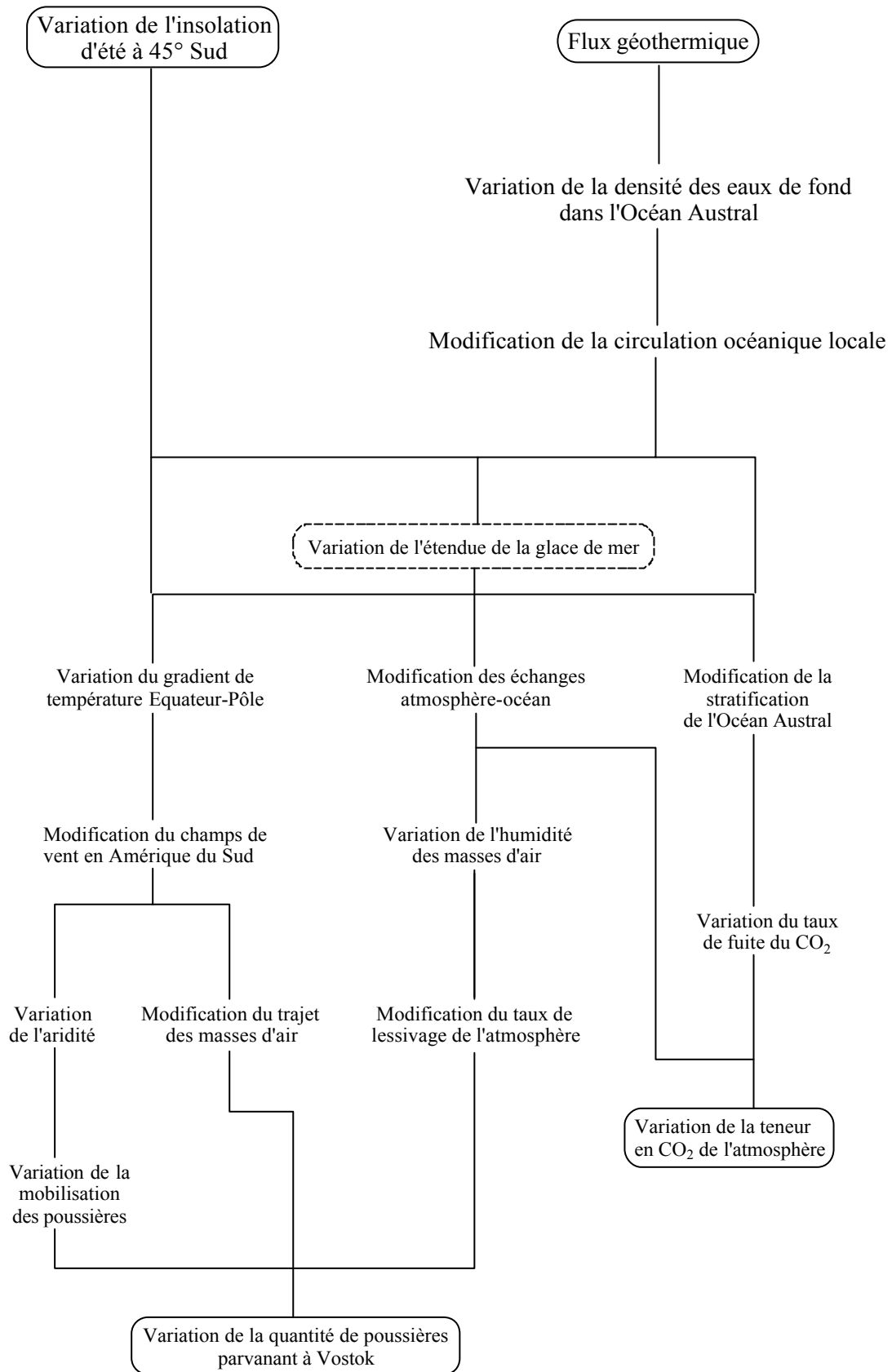


Figure V- 11 : Proposition de scénario complet des variations glaciaire-interglaciaires de la teneur en CO₂ de l'atmosphère en parallèle à la concentration en poussières de la glace de Vostok.

V-6 CONCLUSIONS

Nous venons de voir qu'aucun des mécanismes purement océaniques ne peut reproduire seul les variations glaciaire-interglaciaires de la répartition des stocks de carbone à travers les différents réservoirs. Ceci implique que les variations de la teneur en CO₂ de l'atmosphère sous-entendent une réorganisation complète du cycle du carbone.

L'influence possible des changements du niveau marin sur les variations glaciaire-interglaciaires de la teneur en CO₂ de l'atmosphère doit être reconsidérée à la lumière des séquences "absolues" établies pour les transitions I et II. Ce travail montre le possible synchronisme voire l'antériorité, de l'initiation des variations du niveau des mers sur celles du CO₂ de l'atmosphère.

Cependant, une relation de causalité entre les changements glaciaire-interglaciaires enregistrés par ces 2 variables impliquerait une réponse fortement non linéaire du réservoir océanique aux variations du niveau marin, c'est à dire des dynamiques de changements complètement différentes entre ces deux variables. De plus, les mécanismes construits sur une telle relation ne semblent pas adéquat pour expliquer le parallélisme des évolutions temporelles du CO₂ et de la concentration en poussières continentales de la glace de Vostok.

La co-variation de ces 2 paramètres est, en revanche, envisageable si on considère le rôle de la couverture de glace de mer dans l'Océan Austral. Celle-ci influence en effet grandement les conditions climatiques de l'hémisphère Sud et par conséquent les conditions environnementales (c'est à dire les conditions nécessaires à la production, à la mobilisation des poussières en Patagonie ainsi qu'au transport de celles-ci jusqu'au centre de l'Antarctique) en Amérique du Sud dont le ln(Dust) est le reflet. De plus, la présence de glace de mer dans l'Océan Austral apparaît comme un paramètre clef quant à la structure verticale de la colonne d'eau et donc au dégazage de CO₂ dans cette partie du globe.

Enfin, pour ce qui est du forçage initial à l'origine des oscillations glaciaire-interglaciaires avec une pseudo période d'environ 100 000 ans, il paraît inévitable que les modulations de la quantité de radiations solaires reçues par la surface de notre planète jouent un rôle prépondérant, conformément à ce qui est décrit par la théorie astronomique des climats de Milankovitch. En revanche, les transitions climatiques prenant vraisemblablement naissance

dans l'hémisphère Sud, l'influence de l'insolation d'été à 65° Nord ne semble plus aussi déterminante que ce qui était admis jusqu'alors. Ceci souligne l'importance de la redistribution de l'énergie entre basses et hautes latitudes, par le système climatique lui-même, en particulier via la circulation océanique.

CHAPITRE VI

CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES

Grâce à l'enregistrement glaciaire de Vostok, nous avons pu pour la première fois, examiner directement les variations de la teneur en CO₂ de l'atmosphère au cours des 4 derniers cycles climatiques. Hors de la zone de la carotte où bulles et clathrates coexistent, la validité de l'enregistrement CO₂ est établie. Les variations du rapport O₂/N₂ ne sont en revanche pas exploitables en terme d'information atmosphérique. Il semble exister une ségrégation des gaz lors de la formation des clathrates, qui pourrait être influencée par les conditions climatiques par le biais de la taille des cristaux et/ou des inclusions.

Sur ce point, des études complémentaires sur le fractionnement des gaz en fonction de la taille des inclusions pourraient être entreprises à l'aide de la spectrométrie Raman par exemple. La détection du CO₂ par cette méthode apporterait également des précisions directes quant au comportement de ce gaz lors de la formation des clathrates.

La concentration de l'atmosphère en CO₂ évolue entre 2 bornes relativement stables au cours des 420 000 dernières années : 180 ppmv environ en période glaciaire et 280-300 ppmv pendant les interglaciaires. Les transitions glaciaire-interglaciaires surviennent en quelques milliers d'années. Ces variations naturelles de la teneur en CO₂ de l'atmosphère sont à comparer avec la valeur actuelle : 365 ppmv en atmosphère non polluée. Une telle concentration n'a jamais été mesurée sur la période couverte par l'enregistrement de Vostok et la vitesse d'augmentation du CO₂ dans l'atmosphère depuis la révolution industrielle est environ 10 fois plus élevée que lors des déglaciations.

De telles constatations ne peuvent que nous interpeller quant au rôle futur des gaz à effet de serre, rejetés dans l'atmosphère par l'activité humaine, dans le réchauffement du climat de notre planète.

La comparaison temporelle des variations du CO₂, du CH₄, du δD, du δ¹⁸O_{atm} et de la concentration en poussières, révèle que lors des 4 dernières transitions glaciaire-interglaciaires, les évènements se déroulent selon une séquence commune. On met ainsi en évidence la précocité des mécanismes prenant naissance dans l'hémisphère Sud (augmentation de la température, changements des conditions environnementales en Amérique du sud entraînant la chute de l'apport de poussières à Vostok) par rapport aux changements caractéristiques de l'hémisphère Nord (réchauffement, déglaciation).

Cependant, la légitimité de l'utilisation de la diminution du δ¹⁸O_{atm}, lors des transitions glaciaire-interglaciaires, comme marqueur temporel des changements du niveau marin, peut être remise en cause par la décomposition de ce signal en une composante "volume de glace" et une autre "cycle hydrologique", comme nous le proposons et surtout par la comparaison de ces signaux avec des indicateurs plus directs des changements de niveau marin. Nous déduisons en effet que l'augmentation du niveau des mers lors des transitions glaciaire-interglaciaires semble s'effectuer en phase ou en avance sur l'augmentation de la teneur en CO₂ de l'atmosphère et la température antarctique.

En termes de mécanisme, on ne peut donc pas rejeter, à priori, les processus liés à l'augmentation du niveau des mers pour expliquer les variations glaciaire-interglaciaires de la concentration de CO₂ dans l'atmosphère, contrairement à ce que suggère la séquence établie avec les variations du δ¹⁸O_{atm}.

Un autre apport important de ce travail est le point de vue nouveau sous lequel nous avons examiné la relation CO₂-concentration en poussières continentales de la glace de Vostok. L'expression de la concentration en poussières continentales sur une échelle logarithmique met en effet en évidence une excellente corrélation avec le CO₂ sur l'ensemble de la période, entrées en glaciation comprises. Le passage en logarithme présente l'avantage d'individualiser chacune des causes des variations de la concentration en poussières.

Il nous semble probable que la cause commune aux variations du CO₂ dans l'atmosphère et de la quantité de particules à Vostok, est la présence de glace de mer en particulier dans le secteur Atlantique de l'Océan Austral. Celle-ci influence à la fois les conditions d'aridité en Amérique du Sud et de transport, favorables à l'augmentation de la quantité de poussières continentales parvenant au centre de l'Antarctique, et les échanges océan-atmosphère

susceptibles de favoriser la rétention de CO₂ dans l'océan profond en période glaciaire (et inversement pour les transitions climatiques et les interglaciaires).

L'étude plus détaillée de la différence de comportement des 2 types d'aérosols (marins et continentaux) vis à vis des variations du CO₂ devrait apporter des éléments supplémentaires quant aux causes communes des changements de la quantité de poussières à Vostok et de la teneur en CO₂ de l'atmosphère.

Dans le domaine des prévisions des changements climatiques, on devrait s'attendre à ce que l'augmentation des températures, actuellement enregistrées en particulier aux hautes latitudes, entraîne la régression de la couverture de glace de mer de l'Océan Austral. Hormis son rôle dans l'équilibre radiatif de la surface, si on en croit notre hypothèse, cet effet devrait jouer en tant que rétroaction positive, en favorisant les échanges entre l'océan et l'atmosphère, permettant ainsi le dégazage du CO₂ de l'océan profond.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Agassiz L., Upon glaciers, moraines, and erratic blocks, *New Philos. J. Edinburgh*, 24, 863-883, 1838.
- Alley R.B., Firn densification by grain boundary sliding : a first model, *Journal de Physique*, 48, C1, 249-256, **1987**.
- Anderson D.L., Benson C.S., The densification and diagenesis of snow, In *Ice and Snow, the MIT Press*, Ed. W.D. Kingery, 391-411, **1963**.
- Anklin M., Barnola J.-M., Schwander J., Stauffer B., Raynaud D., Process affecting the CO₂ concentrations measured in Greenland ice, *Tellus*, 47B, 461-470, **1995**.
- Anklin M., Schwander J., Stauffer B., Tschumi J., Fuchs A., Barnola J.-M., Raynaud D., CO₂ record between 40 and 8 kyr BP from the Greenland Ice Core Project ice core, *Journal of Geophysical Research*, 102, C12, 26,539-26,545, **1997**.
- Archer D., Maier-Reimer E., Effect of deep-sea sedimentary calcite preservation on atmospheric CO₂ concentration, *Nature*, 367, 260-263, **1994**.
- Arnaud L., Modélisation de la transformation de la neige en glace à la surface des calottes polaires ; Etude du transport des gaz dans ces milieux poreux, *Thèse de Doctorat, Grenoble I*, **1997**.
- Ashworth A.C., Hoganson J.W., The magnitude and rapidity of the climate change marking the end of the pleistocene in the mid-latitudes of South America, *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, 101, 263-270, **1993**.
- Bard E., Hamelin B., Fairbanks R.G., Zindler A., Calibration of the ¹⁴C timescale over the past 30,000 years using mass spectrometric U-Th ages from Barbados corals, *Nature*, 345, 405-410, **1990a**.
- Bard E., Hamelin B., Fairbanks R.G., U-Th ages obtained by mass spectrometry in corals from Barbados : sea level during the past 130,000 years, *Nature*, 346, 456-458, **1990b**.
- Bard E., Rostek F., Sonzogni C., Interhemispheric synchrony of the last deglaciation inferred from alkenone paleothermometry, *Nature*, 385, 707-710, **1997**.
- Barnola J.-M., Raynaud D., Neftel A., Oeschger H., Comparison of CO₂ measurements by two laboratories on air from bubbles in polar ice, *Nature*, 303, 410-413, **1983**.

- Barnola J.-M., Raynaud D., Korotkevitch Y.S., Lorius C., Vostok ice core provides 160,000-year record of atmospheric CO₂, *Nature*, 329, 408-414, **1987**.
- Barnola J.M., Pimienta P., Raynaud D., Korotkevitch Y.S., CO₂-climate relationship as deduced from the Vostok ice core : a re-examination based on new measurements and on a re-evaluation of the air dating, *Tellus*, 43B, 83-90, **1991**.
- Barnola J.M., Duval P., La transformation de la neige en glace à la surface des calottes polaires, *Image de la Physique*, 51-57, Ed. C.N.R.S., **1992**.
- Barnola J.-M., Anklin M., Porcheron J., Raynaud D., Schwander J., Stauffer B., CO₂ evolution during the last millennium as recorded by Antarctic and Greenland ice, *Tellus* 47B, 264-272, **1995**.
- Basile I., Origine des aérosols volcaniques et continentaux de la carotte de glace de Vostok (Antarctique), Thèse de Doctorat de l'Université Joseph Fourier, Grenoble I, **1997**.
- Basile I., Grousset F.E., Revel M., Petit J.-R., Biscaye P.E., Barkov N.I., Patagonian origin of glacial dust deposited in East Antarctica (Vostok and Dome C) during glacial stages 2, 4 and 6, *Earth and Planetary Science Letters*, 146, 573-589, **1997**.
- Bassinot F.C. et al., The astronomical theory of climate and the age of the Brunhes-Matuyama magnetic reversal, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 126, 91-108, **1994**.
- Battle M., Bender M., Sowers T., Tans P.P., Butler J.H., Elkins J.W., Ellis J.T., Conway T., Zhang N., Lang P., Clarke A.D., Atmospheric gas concentrations over the past century measured in air from firn at South Pole, *Nature*, 383, 231-235, **1996**.
- Bender M., Labeyrie L., Raynaud D., Lorius C., Isotopic composition of atmospheric O₂ in ice linked with deglaciation and global primary productivity, *Nature*, 318, 349-352, **1985**.
- Bender M., Sowers T., Barnola J.M., Chappellaz J., Changes in the O₂/N₂ ratio of the atmosphere during recent decades reflected in the composition of air in the firn at Vostok Station, Antarctica, *Geophysical Research Letters*, 21, 3, 189-192, **1994a**.
- Bender M., Sowers T., Labeyrie L., The Dole effect and its variations during the last 130,000 years as measured in the Vostok ice-core, *Global Geochemical Cycles*, 8, 363-376, **1994b**.
- Bender M., Sowers T., V. Lipenkov, On the concentration of O₂, N₂, and Ar in trapped gases from ice cores, *Journal of Geophysical Research*, 100, D9, 18651-18660, **1995**.
- Benson C.S., Stratigraphic studies in the snow and firn of the Greenland ice sheet, *SIPRE Res. Rep.*, 70, 76-83, **1962**.
- Berger A., Le climat de la Terre, un passé pour quel avenir ?, Ed. De Boeck-Wesmael, Bruxelles, **1992**.

- Berger A., Loutre M.F., Gallée H., Sensitivity of the LLN climate model to the astronomical and CO₂ forcing over the last 200 kyr, *Climate Dynamics*, 14, 615-629, **1998**.
- Berger A., Li X.S., Loutre M.F., Modelling Northern Hemisphere ice volume over the last 3 Ma, *Quaternary Science Reviews*, 18,1, 1-11, **1999**.
- Berger W.H., Keir R.S., Glacial-Holocene changes in the atmospheric CO₂ and the deep-sea record, in *Climate Processes and Climate Sensitivity, Geophysical Monograph Serie., 29*, Ed. J.E. Hansen and T.S. Takahashi, AGU ; Washington D.C., 337-351, **1984**.
- Blunier T., Schwander J., Stauffer B., Stocker T.F., Dällenbach A., Indermühle A., Tschumi J., Chappellaz J., Raynaud D., J.-M. Barnola, Timing of the Antarctic Cold Reversal and the atmospheric CO₂ increase with respect to the Younger Dryas event, *Geophysical Research Letters*, 24, 21, 2683-2686, **1997**.
- Blunier T., Chappellaz J., Schwander J., Dällenbach A., Stauffer B., Stocker T.F., Raynaud D., Jouzel J., Clausen H.B., Hammer C., Johnsen S.J., Asynchrony of Antarctica and Greenland climate change during the last glacial period, *Nature*, 394, 739-743, **1998**.
- Bond G., Broecker W., Johnsen S., McManus J., Labeyrie L., Jouzel J., Bonani G., Correlation between climate records from North Atlantic sediments and Greenland ice, *Nature*, 365, 143-147, **1993**.
- Broecker W.S., van Donk J., Insolation changes, ice volumes, and the ¹⁸O record in deep-sea cores, *Rev. Geophys. Space Phys.*, 8, 169, **1970**.
- Broecker W.S., Glacial to interglacial changes in the ocean chemistry, *Prog. Oceanogr.*, 11, 151-197, **1982**.
- Broecker W.S., Peteet D.M., Rind D., Does the ocean-atmosphere system have more than one stable mode of operation?, *Nature*, 315, 21-26, **1985**.
- Broecker W.S., Henderson G.M., The sequence of events surrounding Termination II and their implications for the cause of glacial-interglacial CO₂ changes, *Paleoceanography*, 13, n°4, 352-364, **1998**.
- Burckle L.H., Cooke D.W., Late pleistocene *Eucampia antarctica* abundance stratigraphy in the Atlantic sector of the Southern Ocean, *Micropaleontology*, 29, 1, 6-10, **1983**.
- Chappellaz J., Barnola J.M., Raynaud D., Korotkevitch Y.S., Lorius C., Ice-core record of atmospheric methane over the past 160,000 years, *Nature*, 345, 127-131, **1990**.
- Chappellaz J., Blunier T., Raynaud D., Barnola J.M., Schwander J., Stauffer B., Synchronous changes in atmospheric CH₄ and Greenland climate between 40 and 8 kyr BP, *Nature*, 366, 443-445, **1993**.

- Chappellaz J., Brook E., Blunier T., Malaizé B., CH₄ and δ¹⁸O of O₂ records from Antarctic and Greenland ice : a clue for stratigraphic disturbance in the bottom part of the Greenland Ice Core Project and the Greenland Ice Sheet Project 2 ice cores, *Journal of Geophysical Research*, 102, C12, 26547-26557, **1997**.
- Ciais P., Tans P.P., Trolier M., White J.W.C., Francey R.J., A large northern hemisphere terrestrial CO₂ sink indicated by the ¹³C/¹²C ratio of atmospheric CO₂, *Science*, 269, 1098-1102, **1995**.
- Clapperton C.M., Nature of environmental changes in the South America at the Last Glacial Maximum, *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, 101, 189-208, **1993**.
- Clark P.U., Alley R.B., Pollard D., Northern hemisphere ice-sheet influences on global climate change, *Science*, 286, 1104-1111, **1999**.
- CLIMAP Project Members, The surface of the Ice-Age Earth : quantitative geologic evidence is used to reconstruct boundary conditions for the climate 18 000 years ago, *Science*, 191, 1131-1137, **1976**.
- Colbeck S.C., Air movement in snow due to wind pumping, *Journal of Glaciology*, 35, 120, 209-213, **1989**.
- Cooke D.W., Hays J.D., Estimates of Antarctic Ocean seasonal sea-ice cover during glacial intervals, *Antarctic Geoscience*, Ed. C. Craddock, The University of Wisconsin Press, Madison, 1017-1025, **1982**.
- Craig H., Chou C.C., Welhan J.A., Stevens C.M., Engelkemeir A., The isotopic composition of methane in polar ice cores, *Science*, 242, 1535-1539, **1988a**.
- Craig H., Horibe Y., Sowers T., Gravitational separation of gases and isotopes in polar ice caps, *Science*, 242, 1675-1678, **1988b**.
- Croll J., *Phillos. Mag.*, 33, 426, **1867**.
- Croll J., *Climate and Time in their geological relations*, Appleton, New York, **1975**.
- Crosta X., Pichon J.-J., Burckle L.H., Application of modern analog technique to marine Antarctic diatoms : Reconstruction of maximum sea-ice extent at the Last Glacial Maximum, *Paleoceanography*, 13, 3, 284-297, **1998**.
- Crowley T.J., Parkinson C.L., Late pleistocene variations in Antarctic sea ice I: effect of orbital insolation changes, *Climate Dynamics*, 3, 85-91 ; **1988a**.
- Crowley T.J., Parkinson C.L., Late pleistocene variations in Antarctic sea ice II : effect of Interhemispheric deep-ocean heat exchanges, *Climate Dynamics*, 3, 93-103 ; **1988b**.
- Crowley T.J., North Atlantic deep water cools the Southern Hemisphere, *Paleoceanography*, 7, 4, 489-497, **1992**.

- De Blonde G., Peltier W.R., A one-dimensional model of continental ice volume fluctuations through the Pleistocene : Implications for the origin of the mid-Pleistocene climate transition, *Journal of Climate*, 4, 318-344, **1991**.
- Delmas R.J., Ascencio J.M., Legrand M., Polar ice evidence that atmospheric CO₂ 20 000 BP was 50 % of the present, *Nature*, 284, 155-157, **1980**.
- Delmas R.J., A natural artefact in Greenland ice-core CO₂ measurements, *Tellus*, 45B, 391-396, **1993**.
- Denman K.L., Gargett A.E., Biological-physical interactions in the upper ocean : the role of vertical and small scale transport process, *Annual Reviews of Fluid Mechanics*, 27, 225-255, **1995**.
- Etheridge D.M., Steele L.P., Langenfelds R.L., Francey R.J., Barnola J.M., Morgan V.I., Natural and anthropogenic changes in atmospheric CO₂ over the last 1000 years from air in Antarctic ice and firn, *Journal of Geophysical Research*, 101, 4115-4128, **1996**.
- Farley K., *Nature*, 376, 153, **1995**.
- Fischer H., Wahlen M., Smith J., Mastroianni D., Deck B., Ice core records of atmospheric CO₂ around the last three glacial terminations, *Science*, 283, 1712-1714, **1999**.
- Fleming K., Johnston P., Yokoyama Y., Lambeck K., Chappell J., Refining the eustatic sea-level curve since the Last Glacial Maximum using far- and intermediate-field sites, *Earth and Planetary science Letters*, 163, 327-342, **1998**.
- Francey R.J., Tans P.P., Allison C.E., Enting I.G., White J.W.C., Trolier M., Changes in oceanic and terrestrial carbon uptake since 1982, *Nature*, 373, 326-330, **1995**.
- François L.M., Delire C., Warnant P., Munhoven G., Modelling the glacial-interglacial changes in the continental biosphere, *Global and Planetary Change*, 16-17, 37-52, **1998**.
- François R., Altabet M.A., Yu E-F., Sigman D.M., Bacon M.P., Frank M., Bohrmann G., Bareille G., Labeyrie L.D., Contribution of the Southern Ocean surface-water stratification to low atmospheric CO₂ concentrations during the last glacial period, *Nature*, 389, 929-935, **1997**.
- Gordon A.L., Seasonality of Southern Ocean sea ice, *Journal of Geophysical Research*, 86, C5, 4193-4197, **1981**.
- Genthon C., Barnola J.M., Raynaud D., Lorius C., Jouzel J., Barkov N.I., Korotkevitch Y.S., Kotlyakov V.M., Vostok ice core : climatic response to CO₂ and orbital forcing changes over the last climatic cycle, *Nature*, 329, 414-418, **1987**.
- Gow A.J., Ueda H.T., Garfield D.E., antarctic Ice Sheet : Preliminary result of first core hole to bedrock, *Science*, 161, 1011-1013, **1968**.

- Grootes P.M., Stuiver M., White J.W.C., Johnsen S.J., Jouzel J., Comparison of the oxygen isotope record from the GISP2 and GRIP Greenland ice cores, *Nature*, 366, 203-207, **1993**.
- Grousset F.E., Biscaye P.E., Revel M., Petit J.R., Pye K., Joussaume S., Jouzel J., Antarctic (Dome C) ice-core dust at 18 ky BP : Isotopic constraints on origins, *Earth Planetary Science Letters*, 111, 175-182, **1992**.
- Hausman E.D., McElroy M.B., Role of sea-surface temperature and ocean circulation changes in the reorganization of the global carbon cycle at the last glacial termination, *Global Geochemical Cycles*, 13, 2, 371-381, **1999**.
- Hays J.D., Imbrie J., Shackleton N.J., Variations in the Earth's orbit : Pacemaker of the ice ages, *Science*, 194, 1121-1132, **1976**.
- Henderson G.M., Slowey N.C., Evidence from U-Th dating against northern hemisphere forcing of the penultimate deglaciation, *Nature*, 404, 61-66, **2000**.
- Herron M.M., Langway C.C., Firn densification : an empirical model, *Journal of Glaciology*, 25, 93, 373-385, **1980**.
- Heusser C.J., Southern Westerlies during the Last Glacial Maximum, *Quaternary Research*, 31, 423-425, **1989**.
- Hesse P.P., McTainsh G.H., Last Glacial Maximum to early Holocene wind strength in the mid-latitudes of the southern hemisphere from aeolian dust in the Tasman Sea, *Quaternary Research*, 52, 343-349, **1999**.
- Ikeda T., Uchida T., Mae S., The effect of pressure on the formation of air-hydrate crystals, *Proc. NIPR Symp. Polar Meteorol. Glaciol.*, 7, 14-23, **1993**.
- Ikeda T., Fukazawa H., Mae S., Pepin L., Duval P., Champagnon B., Lipenkov V.Ya., Hondoh T., Extreme fractionation of gases caused by formation of clathrate hydrates in Vostok Antarctic ice, *Geophysical Research Letters*, 26, 1, 91-94, **1999**.
- Imbrie J., Imbrie J.Z., Modelling the climatic response to orbital variations, *Science*, 207, 943-953, **1980**.
- Imbrie J. et al., The orbital theory of Pleistocene climate : Support from a revised chronology of the marine $\delta^{18}\text{O}$ record, in *Milankovitch and Climate, part 1*, Ed. A. Berger et al., 269-305, D. Reidel, Nrwel, Mass., **1984**.
- Imbrie J. et al., On the structure and origin of major glaciation cycles : 1. Linear responses to Milankovitch forcing, *Paleoceanography*, 7, 701-738, **1992**.
- Imbrie J. et al., On the structure and origin of major glaciation cycles : 2. The 100,000-year cycle, *Paleoceanography*, 8, 6, 699-735, **1993**.

- Indermühle A. et al., Holocene carbon-cycle dynamics based on CO₂ trapped in ice at Taylor Dome, Antarctica, *Nature*, 398, 121-126, **1999**.
- Indermühle A., Monin E., Stauffer B., Stocker T.F., Atmospheric CO₂ concentration from 60 to 20 kyr BP from the Taylor Dome ice core, Antarctica, *Geophysical Research Letters*, 27, 5, 735-738, **2000**.
- Intergovernmental Panel on Climate Change, Climate change 1994, radiative forcing of climate change, Ed ; J.T. Houghton et al., Cambridge University Press, **1994**.
- Intergovernmental Panel on Climate Change, Climate Change 1995 the science of climate, Ed ; J.T. Houghton et al., Cambridge University Press, **1995**.
- Iriondo M.H., Garcia N.O., Climatic variations in the Argentine plains during the last 18,000 years, *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, 101, 209-220, **1993**.
- Johnsen S.J., Clausen H.B., Dansgaard W., Fuhrer K., Gundestrup N., Hammer C.U., Iversen P., Jouzel J., Stauffer B., Steffensen J.P., Irregular glacial interstadials recorded in a new Greenland ice core, *Nature*, 359, 311-313, **1992**.
- Jones E.P., Coote A.R., Oceanic CO₂ produced by the precipitation of CaCO₃ from brines in sea ice, *Journal of Geophysical Research*, 86, C11, 11041-11043, **1981**.
- Joussaume S., Climat d'hier à demain, Ed. C.N.R.S./C.E.A. coll. *Science au Présent*, Paris, **1993**.
- Jouzel J., Merlivat L., Petit J.-R., Lorius C., Climatic information over the last century deduced from a detailed isotopic record in the South Pole snow, *Journal of Geophysical Research*, 88, C4, 2693-2703, **1983**.
- Jouzel J., Merlivat L., Deuterium and oxygen 18 in precipitations : modelling of the isotope effects during snow formation, *Journal of Geophysical Research*, 89, 11749-11757, **1984**.
- Jouzel J., Lorius C., Petit J.R., Genthon C., Barkov N.I., Kotlyakov V.M., Petrov V.M., Vostok ice core : a continuous isotope temperature record over the last climatic cycle (160 000 years), *Nature*, 329, 402-408, **1987**.
- Jouzel J., Petit J.-R., Raynaud D., Paleoclimatic information from ice cores : the Vostok records, *Transactions of the Royal Society of Edinburgh : Earth Sciences*, 81, 349-355, **1990**.
- Jouzel et al., Extending the Vostok ice-core record of paleoclimate to the penultimate glacial period, *Nature*, 364, 407-412, **1993**.
- Jouzel J. et al., The two-step shape and timing of the past deglaciation in Antarctica, *Climate Dynamics*, 11, 151-161, **1995**.

- Jouzel J. et al., Climatic interpretation of the recently extended Vostok ice records, *Climate Dynamics*, 12, 513-521, **1996**.
- Jouzel J., Petit J-R., Souchez R., Barkov N.I., Lipenkov V. Ya., Raynaud D., Stievenard M., Vassiliev N.I., Verbeke V., Vimeux F., More than 200 meters of lake ice above subglacial Lake Vostok, Antarctica, *Science*, 286, 2138-2141, **1999**.
- Jouzel J. et al., Validity of the temperature reconstruction from water isotopes in ice cores, *Journal of Geophysical Research*, 102, C12, 26471-26487, **1997**.
- Kapitsa A.P., Ridley J.K., Robin G. de Q., Siegert M.J., Zovtiko I.A., A large deep freshwater lake beneath the ice of central East Antarctica, *Nature*, 381, 684-686, **1996**.
- Keeling C.D., The concentration and isotopic abundances of atmospheric carbon dioxide in natural areas, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 13, 277-298, **1958**.
- Keeling R.F., Shertz S.R., Seasonal and interannual variations in atmospheric oxygen and implications for the global carbon cycle, *Nature*, 358, 723-727, **1992**.
- Keeling R.F., Najjar R.P, Bender M.L., Tans P.T., What atmospheric oxygen measurements can tell us about the global carbon cycle, *Global Biogeochemical Cycles*, 7, 1, 37-67, **1993**.
- Keeling R.F., Piper S.C., Heimann M., Global and hemispheric CO₂ sinks deduced from changes in atmospheric O₂ concentration, *Nature*, 381, 218-221, **1996**.
- Keffer T., Martinson D.G., Corliss B.H., The position of the Gulf Stream during Quaternary glaciations, *Science*, 241, 440-442, **1988**.
- Keir R.S., Are atmospheric CO₂ content and pleistocene climate connected by wind speed over a polar Mediterranean Sea ?, *Global and Planetary Change*, 8, 59-68, **1993**.
- Kim S-J., Crowley T.J., Stssel A., Local orbital forcing of Antarctic climate change during the last interglacial, *Science*, 280, 728-730, **1998**.
- Krinner G., Genthon C., Jouzel J., GCM analysis of local influences on ice core δ signals, *Geophysical Research Letters*, 24, 2825-2828, **1997**.
- Kumar N., Anderson R.F., Mortlock R.A., Froelich P.N., Kubik P., Dittrich-Hannen B., Suter M., Increased biological productivity and export production in the glacial Southern Ocean, *Nature*, 378, 675-680, **1995**.
- Labeyrie L. et al., Hydrographic changes of the Southern Ocean (southeast Indian sector) over the last 230 kyr, *Paleoceanography*, 11, 1, 57-76, **1996**.
- Lefèvre N., Watson A.J., Modeling the geochemical cycle of iron in the oceans and its impact on atmospheric CO₂ concentrations, *Global Geochemical Cycles*, 13, 3, 727-736, **1999**.

- Lipenkov V. Ya., Formation and decomposition of air hydrates in glacier ice (in russian), *Mater. Glyatsol. Issled.*, 65, 49-58, **1989**.
- Lorius C., Jouzel J., Ritz C., Merlivat L., Barkov N.I., Korotkevitch Y.S., Kotlyakov V.M., A 1500,000-year climatic record from Antarctic ice, *Nature*, 316, 591-596, **1985**.
- Lorius C., Jouzel J., Raynaud D., Hansen J., Le Treut H., Greenhouse warming, climate Sensitivity and ice core data, *Nature*, 347, 139-145, **1990**.
- Maasch K.A., Saltzman B., *Journal of Geophysical Research*, 95, 11641, **1990**.
- Malaizé B., Paillard D., Jouzel J., Raynaud D., The Dole effect over the last two glacial-interglacial cycles, *Journal of Geophysical Research*, 104, D12, 14199-14208, **1999**.
- Martin J.H., Glacial-interglacial CO₂ change : The iron hypothesis, *Paleoceanography*, 5, 1-13, **1990**.
- Martinerie P., Teneur en gaz des glaces polaires. Variations géographiques actuelles, variations au cours du dernier cycle climatique dans la région de Vostok, *Thèse de Doctorat, Grenoble I*, **1990**.
- Mashiotta T.A., Lea D.W., Spero H.J., Glacial-interglacial changes in subantarctic sea surface temperature and $\delta^{18}\text{O}$ -water using foraminiferal Mg, *Earth and Planetary Science Letters*, 170, 417-432, **1999**.
- Mélières M.-A., Rossignol-Stick M., Malaizé B., Low latitude insolation at the origin of the $\delta^{18}\text{O}$ variations of atmospheric oxygen, *Geophysical Research Letters*, 24, 1235-1238, **1997**.
- Milankovitch M., Théorie mathématique des phénomènes produits par la radiation solaire, *Gauthier-Villars, Paris*, **1920**.
- Miller S.L., Clathrates hydrates of air in Antarctic ice, *Science*, 311, 489-490, **1969**.
- Muller R.A., Glacial cycles and extraterrestrial accretion, *Lawrence Berkeley Laboratory Report LBL-35665*, Berkeley, CA, **1994**.
- Muller R.A., MacDonald G.J., *Science*, 277, 215, **1997**.
- Neftel A., Oeschger H., Schwander J., Stauffer B., Zimbrunn R., Ice core sample measurements give atmospheric CO₂ content during the past 40 000 years, *Nature*, 295, 220-223, **1982**.
- Neftel A., Oeschger H., Schwander J., Stauffer B., Carbon dioxide concentration in bubbles of natural cold ice, *J. Phys. Chem.*, 87, 4116-4120, **1983**.
- Neftel A., Oeschger H., Staffelbach T., Stauffer B., CO₂ record in the Byrd ice core 50,000-5,000 years BP, *Nature*, 331, 609-611, **1988**.

- Opdyke B.N., Walker J.C.G., The return of the coral reef hypothesis : Glacial to interglacial partitioning of basin to shelf carbonate and its effect on Holocene atmospheric pCO₂, *Geology*, 20, 733-736, **1992**.
- Paillard D., Labeyrie L., Yiou P., MacIntosh program performs time-series analysis, *EOS Trans., AGU*, 77, 379-386, **1996**.
- Paillard D., The timing of the Pleistocene glaciations from a simple multiple-state climate model, *Nature*, 391, 378-381, **1998**.
- Parker D.E., Jones P.D., Bevan A., Folland C.K., Interdecadal changes of surface temperature since the late 19th century, *Journal of Geophysical Research*, 99, 14373-14399, **1994**.
- Pepin L., Clathrates d'air dans les glaces des calottes polaires : étude des gaz occlus par micro-spectrométrie Raman, *Mémoire de DEA, LGGE*, **1996**.
- Petit J.-R., Briat M., Royer A., Ice age aerosol content from East Antarctic ice core samples and past wind strength, *Nature*, 293, 391-394, **1981**.
- Petit J.-R., Mounier L., Jouzel J., Korotkevitch Y.S., Kotlyakov V.I., Lorius C., Paleoclimatological implications of the Vostok core dust record, *Nature*, 343, 56-58, **1990**.
- Petit J.R. et al., Four climatic cycles in Vostok ice core, *Nature*, 387, 359, **1997**.
- Petit J.R. et al., Climate and atmospheric history of the past 420 000 years from the Vostok ice core, Antarctica, *Nature*, 399, 429-436, **1999**.
- Peybernès N., Etude des variations passées du rapport ¹³C/¹²C du CO₂ atmosphérique à partir de l'analyse des glaces polaires, *Mémoire de DEA, LGGE*, **1999**.
- Price P.B., Kinetics of conversion of air bubbles to air crystals in Antarctic ice, *Science*, 267, 1802-1804, **1995**.
- Raymo M.E., Ruddiman W.F., Froelich P.N., Influence of late Cenozoic mountain building on ocean geochemical cycles, *Geology*, 16, 649-653, **1988**.
- Raymo M.E., The Himalayas, organic carbon burial, and climate in the Miocene, *Paleoceanography*, 9, 399-404, **1994**.
- Raymo M.E., The timing of major climate terminations, *Paleoceanography*, 12, 577-585, **1997**.
- Raymo M.E., Glacial puzzles, *Science*, 281, 1467-1468, **1998**.
- Raynaud D., Lebel, Total gas content and surface elevation of polar ice sheets, *Nature*, 281, 289-291, **1980**.
- Raynaud D., Barnola J.-M., An Antarctic ice core reveals atmospheric CO₂ variations over the past few centuries, *Nature*, 315, 309-311, **1985**.

- Raynaud D., Jouzel J., Barnola J.-M., Chappellaz J., Delmas R.J., Lorius C., The ice record of greenhouse gases, *Science*, 259, 926-934, **1993**.
- Ritz C., Un modèle thermodynamique d'évolution pour le bassin Antarctique Vostok – glacier Byrd : sensibilité aux valeurs des paramètres mal connus, *Thèse de Doctorat d'état*, Grenoble I, **1992**.
- Rommelaere V., Arnaud L., Barnola J.-M., Reconstructing recent atmospheric trace gas concentrations from polar firn and bubbly ice data by inverse methods, *Journal of Geophysical Research*, 102, 30069-30083, **1997**.
- Ruddiman W.F., McIntyre A., Raymo M.E., Paleoenvironmental results from North Atlantic sites 607 and 609, *Initial Rep. Deep Sea Drill. Proj.*, 94, 855-877, **1986**.
- Ruddiman W.F., Raymo M.E., Martjinson D.G., Clement B.M., Backman J., Pleistocene evolution: Northern Hemisphere ice sheets and North Atlantic Ocean, *Paleoceanography*, 4, 353-412, **1989**.
- Salamatin A.N., Lipenkov V.Y., Barkov N.I., Jouzel J., Petit J.-R., Raynaud D., Ice core age dating and paleothermometer calibration based on isotope and temperature profile from deep boreholes at Vostok Station (East Antarctica), *Journal of Geophysical Research*, 103, D8, 8963-8977, **1998**.
- Sanyal A., Hemming N.G., Hanson G.N., Broecker W.S., Evidence for higher pH in the glacial ocean from boron isotopes in foraminifera, *Nature*, 373, 234-236, **1995**.
- Sarmiento J.L., Toggweiler J.R., A new model for the role of the oceans in determining atmospheric pCO₂, *Nature*, 308, 621-624, **1984**.
- Schwander J., The transformation of snow to ice and the occlusion of gases, *The environmental Record in Glaciers and Ice Sheets*, Eds., H. Oeschger et C.C. Langway Jr., Dahlem Konferenzen, 53-67, **1989**.
- Shackleton N.J., Carbon-13 in Uvigerina : Tropical rainforest history and the Equatorial Pacific carbonate dissolution cycle, In : *The fate of fossil fuel CO₂ in the Oceans*, Eds. Andersen N.R., Malahoff A., Plenum Press, New York, 401-427, **1977**.
- Shackleton N.J., Hall M.A., Line J., Cang Shuxi, Carbon isotope data in core V19-30 confirm reduced carbon dioxide concentration in the ice age atmosphere, *Nature*, 306, 319-322, **1983**.
- Shackleton N.J., Pisias N.G., Atmospheric carbon dioxide, orbital forcing and climate, In : *The carbon cycle and atmospheric CO₂ : Natural variations Archean to Present*, *Geophysical Monograph Series*, 32, Ed. E. Sundquist et W.S. Broecker, AGU, Washington, D.C., 303-317, **1985**.
- Shackleton N.J., Le J., Mix A., Hall M.A., Carbon isotope records from pacific sur face waters and atmospheric carbon dioxide, *Quaternary Science Reviews*, 11, 387-400, **1992**.

- Shaffer G., Effects of the marine biota on global carbon cycling, In : *The global carbon cycle*, Ed. M. Heimann, Springer-Verlag, Berlin, 431-455, **1993**.
- Shoji H., Langway C.C., Air hydrate inclusions in fresh ice core, *Nature*, 298, 548-550, **1982**.
- Shoji H., Langway C.C., Microscopic observation of the air hydrate-bubble transformation process in glacier ice, *Journal de Physique*, 48, C1, 3, 551-556, **1987**.
- Siegenthaler U., Sarmiento J.L., Atmospheric carbon dioxide and the ocean, *Nature*, 365, 119-125, **1993**.
- Simmonds I., Jacka T.H., Relationships between the interannual variability of antarctic sea ice and the Southern Oscillation, *American Meteorological Society*, 637-647, **1995**.
- Smith H.J., Fischer H., Wahlen M., Mastroianni D., Deck B., Dual modes of the carbon cycle since the Last Glacial Maximum, *Nature*, 400, 248-250, **1999**.
- Sowers T., Bender M., Raynaud D., Elemental and isotopic composition of occluded O₂ and N₂ in polar ice, *Journal of Geophysical Research*, 94, D4, 5137-5150, **1989**.
- Sowers T., Bender M., Raynaud D., Korotkevitch Y.S., The $\delta^{18}\text{O}$ of atmospheric O₂ from air inclusions in the Vostok ice core: Timing of CO₂ and ice volume changes during the penultimate deglaciation, *Paleoceanography*, 6, 676-696, **1991**.
- Sowers T., Bender M., Climate records covering the last deglaciation, *Science*, 269, 210-214, **1995**.
- Sowers T. et al., An inter laboratory comparison of techniques for extracting and analysing trapped gases in ice cores, *Journal of Geophysical Research*, 102, C12, 26527-26538, **1997**.
- Spitaler R., Das klima des Eiszeitalters, Prag., **1921**.
- Staffelbach T., Stauffer B., Sigg A., Oeschger H., CO₂ measurements from polar ice cores: more data from different sites, *Tellus*, 43B, 91-96, **1991**.
- Steig E.J., Brook E.J., White J.W.C., Sucher C.M., Bender M.L., Lehmen S.J., Morse D.L., Waddington E.D., Clow G.D., Synchronous climate changes in Antarctica and the North Atlantic, *Science*, 282, 92-95, **1998**.
- Stephens B.B., Keeling R.F., The influence of antarctic sea ice on glacial-interglacial CO₂ variations, *Nature*, 404, 171-174, **2000**.
- Street-Perrott F.A., Huang R.Y., Perrott R.A., Eglinton G., Barker P., Ben Khelifa L., Harkness D., Olago D.O., Impact of lower atmospheric carbon dioxide on tropical mountain ecosystems, *Science*, 278, 1422-1426, **1997**.
- Sundquist E.T., The global carbon dioxide budget, *Science*, 259, 934-941, **1993**.

- Takahashi T., Broecker W.S., Langer S., Redfield ratio based on chemical data from isopycnal surfaces, *Journal of Geophysical Research*, 90, 6907-6924, **1985**.
- Toggweiler J.R., Samuels B., Is the magnitude of the deep outflow from the Atlantic Ocean actually governed by southern hemisphere winds?, *NATO ASI Series, I 15*, The global carbon cycle, Ed. M Heimann, Springer-Verlag Berlin Heidelberg, **1993**.
- Toggweiler J.R., Variation of atmospheric CO₂ by ventilation of the ocean's deepest water, *Paleoceanography*, 14, 5, 571-588, **1999**.
- TRENDS'91, Eds. Boden T.A., Sepanski R.J., Stoss F.W., CDIAC, Oak Ridge National Laboratory, Tennessee, **1991**.
- Tranchant J., Manuel pratique de chromatographie en phase gazeuse, Ed. Masson & C^{ie}, Paris, **1968**.
- Uchida T., Hondoh T., Mae S., Duval P., Lipenkov V., In-situ observations of growth process of clathrate air-hydrates under hydrostatic pressure, *Physics and Chemistry of ice*, Eds. Maeno N. et Hondoh T., Sapporo, Hokkaido University Press., 121-125, **1992**.
- Uchida T., Mae S., Hondoh T., Duval P., Lipenkov V., Measurements of surface energy of air-hydrate crystals in Vostok ice core, Antarctica, *Proc. NIPR Symp. Polar Meteorol. Glaciol.*, 7, 1-6, **1993**.
- Uchida T., Hondoh T., Mae S., Duval P., Lipenkov V., Effects of temperature and pressure on the transformation rate from air bubbles to air-hydrate crystals in ice sheets, *Annals of Glaciology*, 20, 143-147, **1994a**.
- Uchida T., Hondoh T., Mae S., Lipenkov V., Duval P., Air-hydrate crystals in deep ice-core samples from Vostok station, Antarctica, *Journal of Glaciology*, 40, 134, 79-86, **1994b**.
- Uchida T., Mae S., Hondoh T., Lipenkov V., Duval P., Kawabata J.-I., Growth process of air-hydrates and diffusion of air molecules in deep ice sheet, *Proc. NIPR Symp. Polar Meteorol. Glaciol.*, 8, 140-148, **1994c**.
- Vimeux F., Masson V., Jouzel J., Petit J.R., Glacial-interglacial changes in ocean surface conditions in the Southern hemisphere, *Nature*, 398, 410-413, **1999**.
- Waelbroeck C., Jouzel J., Labeyrie L., Lorius C., Labracherie M., Stievenard M., Barkov N.I., Comparing the Vostok ice deuterium record and series from Southern Ocean core MD 88-770 over the last two glacial-interglacial cycles, *Climate Dynamics*, 12, 113-123, **1995**.
- Wahlen M., Allen D., Deck B., Herchenroder A., Initial measurements of CO₂ concentrations (1530 to 1940 AD) in air occluded in the GISP II ice core from central Greenland, *Geophysical Research Letters*, 18, 1457-1460, **1991**.

Wolff E.W., Martin S., Sea ice as a source of sea salt aerosol in polar region, *IGACTivities*, 14, 10-12, **1998**.

ANNEXE A

CALCUL DU $\delta(\text{O}_2/\text{N}_2)$

En chromatographie, il est difficile de séparer l'oxygène de l'argon, tout en conservant des temps de rétention compatibles avec la mesure du CO_2 . En conséquence, dans le cas des échantillons, nous mesurons sur nos chromatogrammes, la surface cumulée des pics d' O_2 et d'Ar. La détermination du rapport O_2/N_2 dans le gaz étalon n'est, elle, pas affectée par ce biais puisque l'argon ne rentre pas dans la composition de notre gaz étalon.

Il va nous falloir corriger nos résultats du biais introduit par la présence de l'argon dans les échantillons, mais heureusement, la concentration de ce gaz dans l'atmosphère n'a pas varié au cours du temps, au moins à l'échelle qui nous intéresse ici.

Soit r^{brut} le rapport de surface des pics mesuré par chromatographie : $r^{\text{brut}} = \frac{S_{(\text{O}_2 + \text{Ar})}}{S_{\text{N}_2}}$

Idéalement, ce rapport doit être constant quelle que soit la quantité de gaz étalon injecté (S_{air}), si la réponse du détecteur est strictement linéaire. En fait on constate que r^{brut} varie en fonction S_{air} selon une loi en puissance : $r^{\text{brut}} = \beta \times S_{\text{air}}^\alpha$

Mais dans la gamme de S_{air} balayée, la variation relative de r^{brut} est faible ($\sim 0.5\%$).

On calcule ensuite directement une déviation (en %) de la valeur du rapport O_2/N_2 de l'échantillon par rapport à celle du gaz étalon utilisé :

$$\delta_{\text{brut}} = 10^3 \left[\frac{r^{\text{brut}}}{r^{\text{étal}}} - 1 \right] = 10^3 \left[\frac{\left(\frac{\text{O}_2 + \text{Ar}}{\text{N}_2} \right)_{\text{ech}}}{\left(\frac{\text{O}_2}{\text{N}_2} \right)_{\text{étalon}}} - 1 \right]$$

r^{brut} est influencé à la fois par la présence d'argon et par l'effet gravitationnel : le mélange gazeux à la base du névé (donc dans les bulles d'air) est enrichi en composés plus lourds que l'air. Au contraire, les gaz plus légers que l'air sont sous représentés dans nos échantillons. Nous entendons par "air" le mélange gazeux atmosphérique, qui étant donné ses proportions possède un poids moléculaire de $28.8 \cdot 10^{-3}$ kg/mol.

En conséquence, chaque concentration mesurée (x^{brut}) doit être corrigée pour accéder à la concentration réelle régnant à la surface au moment de la fermeture des pores :

$$x^{brut} = x^{ech} * \gamma_x$$

Les coefficients d'enrichissement gravitationnel se calculent de la manière suivante :

$$\gamma_x = \exp\left(\frac{\Delta M \times g \times z}{R \times T}\right)$$

avec $\Delta M = M_x - M_{air}$ (kg/mol)

g : accélération gravitationnelle = 9.81 m/s²

z : profondeur (m) du close-off à l'époque considérée

T : température (K) au moment du close-off

R : constante des gaz parfaits = 8.314 J/mol/K

$$\text{On a donc : } r^{brut} = \left(\frac{O_2 \times \gamma_{O_2} + Ar \times \gamma_{Ar}}{N_2 \times \gamma_{N_2}} \right)_{ech}$$

Soit $r^{ech} = \left(\frac{O_2}{N_2} \right)_{ech}$ et l'hypothèse que les concentrations en N₂ et Ar restent constantes au

$$\text{cours du temps, on obtient : } r^{ech} = \frac{\gamma_{N_2}}{\gamma_{O_2}} \times \left(r^{brut} - \frac{Ar \times \gamma_{Ar}}{N_2 \times \gamma_{N_2}} \right)$$

La déviation de l'échantillon paléo-atmosphérique par rapport à l'étalon s'écrit :

$$\delta_{\acute{e}tal} = 10^3 \left[\frac{r^{ech}}{r^{\acute{e}tal}} - 1 \right]$$

en pratique on exprime $\delta_{\acute{e}tal}$ en fonction de δ_{brut} et des autres quantités connues:

$$\delta_{\acute{e}tal} = 10^3 \left[\frac{\gamma_{N_2}}{\gamma_{O_2}} \left(\frac{\delta_{brut}}{10^3} + 1 - \frac{Ar \times \gamma_{Ar}}{r^{\acute{e}tal} \times N_2 \times \gamma_{N_2}} \right) - 1 \right]$$

Cette formule exprime la déviation réelle du rapport O_2/N_2 de nos échantillons par rapport à la composition d'un gaz étalon. Dans notre cas, celle-ci diffère légèrement de la composition de l'atmosphère contemporaine :

Composition du gaz étalon :

$$O_2 = 21.1 \% \pm 1 \%$$

$$N_2 = 78.9 \%$$

Composition de l'atmosphère :

$$O_2 = 21\%$$

$$N_2 = 78.1 \%$$

$$Ar = 0.93 \%$$

Elle n'est d'autre part pas connue avec une grande précision.

Pour se ramener à l'étude de la déviation du rapport O_2/N_2 des échantillons paléo-atmosphériques par rapport à l'atmosphère moderne, on écrit : $r^{étal} = \alpha r^{atm}$

Par définition on a : $\delta_{atm} = 10^3 \left[\frac{r^{ech}}{r^{atm}} - 1 \right]$ il en résulte que : $\delta_{atm} = \alpha \times \delta_{étal} + 10^3 (\alpha - 1)$

En remplaçant $\delta_{étal}$ par son expression complète on obtient finalement :

$$\delta_{atm} = 10^3 \left[\frac{\alpha \times \gamma_{N_2}}{\gamma_{O_2}} (10^{-3} \delta_{brut} + 1) - \left(\frac{Ar \times \gamma_{Ar}}{O_2 \times \gamma_{O_2}} + 1 \right) \right]$$

Nous avons analysé des échantillons atmosphériques prélevés au Nord (Devon Island) et au Sud (Queen Maud Land), nous mesurons $\delta_{brut} = 69.7 \text{ ‰}$

Dans ce cas, δ_{atm} doit être nul, on peut donc calculer plus précisément les teneurs en O_2 et N_2 de notre gaz étalon.

$$\delta_{atm} = 10^3 \left[\alpha (10^{-3} \delta_{brut} + 1) - \left(\frac{Ar}{O_2} + 1 \right) \right] = 0 \text{ et donc } \alpha = \frac{\frac{Ar}{O_2} + 1}{10^{-3} \delta_{brut} + 1}$$

L'application numérique donne : $\alpha = 0.97624$ ce qui signifie que notre gaz étalon contient en fait 20.79 % d'oxygène et 79.21 % d'azote.

Notons que cette correction par rapport aux concentrations estimées par le fournisseur rentre dans la gamme d'incertitudes annoncée ($\pm 1\%$ sur l'oxygène).

ANNEXE B**PUBLICATIONS ASSOCIEES A CE TRAVAIL**

B-1 EXTREME FRACTIONATION OF GASEES CAUSED BY FORMATION OF CLATHRATE HYDRATES IN VOSTOK ANTARCTIC ICE.

Ikeda T., Fukazawa H., Mae S., Pepin L., Duval P., Champagnon B., Lipenkov V.Ya., Hondoh T.,
Geophysical Research Letters, 26 (1), 91-94, 1999.

B-2 420,000 YEARS OF CLIMATE AND ATMOSPHERIC HISTORY REVEALED BY THE VOSTOK DEEP ANTARCTIC ICE CORE.

Petit et al.
Nature, 399, 429-436, 1999.

B-3 EVOLUTIONS TEMPORELLES DE LA CONCENTRATION EN GAZ A EFFET DE SERRE ET DU CLIMAT D'APRES LA CAROTTE DE VOSTOK (ANTARCTIQUE).

Pepin L., Barnola J.-M., Petit J.-R., Raynaud D.,
La Houille Blanche, 3/4, 64-67, 2000.

**B-4 HEMISPHERIC ROLES OF CLIMATE FORCINGS DURING GLACIAL-
INTERGLACIAL TRANSITIONS.**

Pepin L., Raynaud D., Barnola J.-M., Loutre M.F.,
Soumis à Journal of Geophysical Research en juin 2000.

En préparation : article sur le lien entre variations de la teneur en CO₂ de l'atmosphère et celles du ln(Dust) à travers l'étendue de glace de mer.

Pepin L., Barnola J.-M., Raynaud D., Petit J.-R.

Extreme fractionation of gases caused by formation of clathrate hydrates in Vostok Antarctic ice

Tomoko Ikeda,¹ Hiroshi Fukazawa,¹ Shinji Mae,¹ Laurence Pepin,² Paul Duval,² Bernard Champagnon,³ Volodya Ya. Lipenkov,⁴ and Takeo Hondoh⁵

Abstract. Atmospheric gases are trapped in ice sheets. These gases stored in air-bubbles at shallower depth are gradually transformed into clathrate hydrates below the depth where the hydrostatic pressure exceeds the dissociation pressure of the clathrate hydrates. We measured Raman spectra of air-bubbles and clathrate hydrates in Vostok Antarctic ice cores in order to determine the fractionation effects on the concentrations of gases during their transition process. The results showed variations of the N_2/O_2 ratios with depth. The average N_2/O_2 ratio in the air-bubbles increases from the atmospheric value at the beginning of the transition to 11.7 at the end. The average N_2/O_2 ratio for the clathrate hydrates is 2.0 at the beginning, and asymptotically approaches the atmospheric value. This fractionation is attributed to faster diffusion of O_2 than N_2 through the ice lattice.

Introduction

Paleoatmospheric reconstruction is one of the primary topics in ice core research [Nefel *et al.*, 1985; Barnola *et al.*, 1987; Raynaud *et al.*, 1988; Nefel *et al.*, 1988; Stauffer *et al.*, 1988; Chappellaz *et al.*, 1990]. Atmospheric gases trapped at a close-off depth, however, do not remain in a gas phase in a deep ice sheet. Air-bubbles are compressed with depth and gradually transform to clathrate hydrates below a certain depth, depending on the temperature of the ice sheet [Miller, 1969; Shoji and Langway, 1982]. Optical microscopic observations of the Vostok Antarctic ice cores [Lipenkov, 1989; Uchida *et al.*, 1994a] showed that this transition takes place at depths between 500 and 1250 m, which corresponds to a time period of about 60 kyr. This gives rise to the following questions: Why does this transition take so long? Does the local gas composition in ice remain unchanged during the transition?

Nakahara *et al.* [1988] carried out the first Raman spectral measurements on natural clathrate hydrates from the Dye-3 Greenland ice cores. They identified the observed peaks at 2322 and 1546 cm^{-1} as being the stretching modes of N_2 and

O_2 , respectively. They found that the N_2/O_2 composition ratio in the clathrate hydrates was 1.7 (average for three different clathrate hydrates). Atmospheric gas was used as a standard to estimate the N_2/O_2 composition ratio from the N_2/O_2 peak intensities ratio. The ratio (1.7) is much smaller than the present atmospheric ratio of 3.7. They concluded that this enrichment of O_2 is due to the lower dissociation pressure for O_2 -hydrate than for N_2 -hydrate.

In contrast, Pauer *et al.* [1995, 1996, 1997] found no significant enrichment in similar measurements on clathrate hydrates in the GRIP Greenland ice cores from 1219 to 2923 m. The N_2/O_2 ratio averaged over 144 clathrate hydrates was 3.6, which is close to the atmospheric ratio. They claimed that the enrichment of O_2 found in the Dye-3 ice cores must be due to a relaxation-induced change after coring.

Fukazawa *et al.* [1996] measured the Raman spectra of both clathrate hydrates and air-bubbles in the transition zone of the Vostok ice cores. They found very low N_2/O_2 ratios (1.0 - 2.5) in the clathrate hydrates, but ratios close to the atmospheric ratio in the air-bubbles. It is worth noting that the measurements by Pauer *et al.* [1995, 1996, 1997] covered only a post-transition zone (i.e., a bubble-free ice zone), while low N_2/O_2 ratios in the measurements by Nakahara *et al.* [1988] and Fukazawa *et al.* [1996] were found in the transition zones.

In order to clarify the fractionation process of air due to the transition from air-bubbles to clathrate hydrates, we measured the N_2/O_2 ratios in both air-bubbles and clathrate hydrates over a large range of depth (from 83 to 3316 m) in the Vostok ice cores that included all three zones; i.e., the bubbly ice (pre-transition) zone, the transition zone, and the bubble-free ice (post-transition) zone.

Experiment

The ice cores were stored below $-55^\circ C$ at the Vostok Russian Antarctic station ($78^\circ 28' S$, $106^\circ 49' E$; elevation 3,488 m; mean temperature $-55.3^\circ C$) after coring. To avoid dissociation of the clathrate hydrates, special care was taken to keep the temperature of the cores below $-50^\circ C$ during transportation of the ice cores from the Vostok station to Sapporo and Grenoble. Then, the cores were stored in a cold room below $-55^\circ C$ for 1 - 7 years.

Measurements of Raman spectra of 140 clathrate hydrates and 120 air-bubbles with diameters of 30 - 300 μm were carried out in two laboratories, ILTS (Institute of Low Temperature Science) and UCBL (University Claude Bernard-Lyon). Micro-spectrometers (Jobin-Yvon-Atago in ILTS and Dilor in UCBL) were used for the selective measurements of individual air-bubbles and clathrate hydrates. The composition ratio of N_2 and O_2 was assumed to be equal to the ratio of their Raman peak intensities.

¹Department of Applied Physics, Faculty of Engineering, Hokkaido University, Sapporo, Japan.

²Laboratoire de Glaciologie et Geophysique de l'Environnement, St. Martin d'Hères Cedex, France.

³Laboratoire de Physico-Chimie des Matériaux Luminescents, University Claude Bernard-Lyon, Villeurbanne Cedex, France.

⁴The Arctic and Antarctic Research Institute, St. Petersburg, Russia.

⁵Institute of Low Temperature Science, Hokkaido University, Sapporo, Japan.

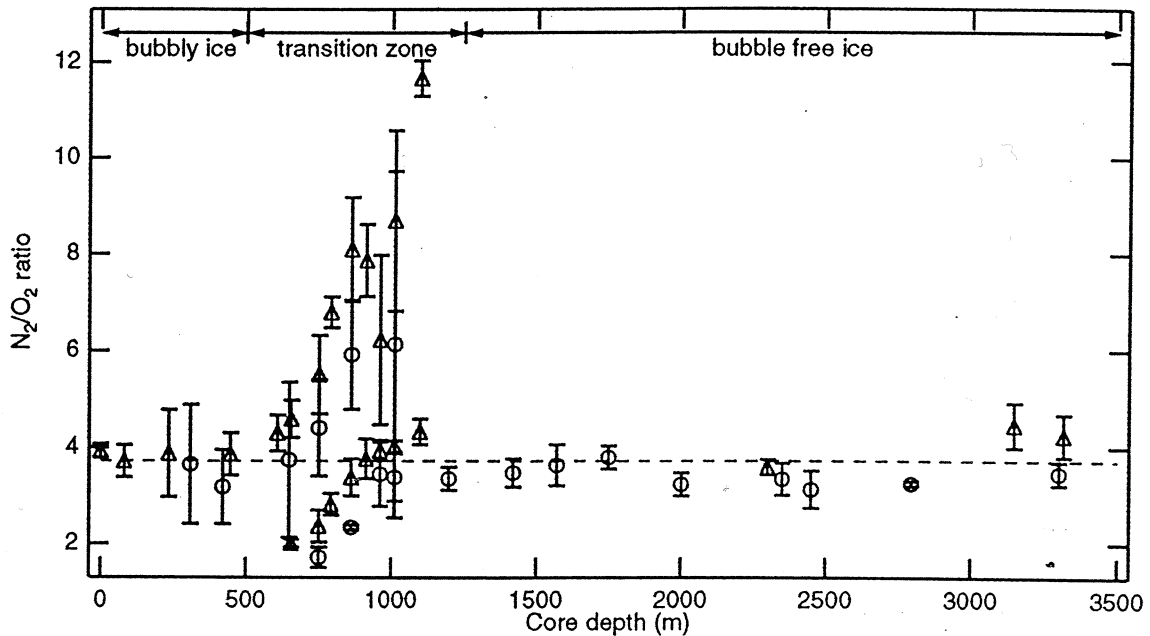


Figure 1. Depth profiles of N_2/O_2 ratios of clathrate hydrates and of air-bubbles. The red and the blue symbols denote the values for clathrate hydrates and air-bubbles, respectively. The open circles and triangles correspond to the data obtained at ILTS and UCBL, respectively. The error bars attached express the standard deviations for scattering of the data at the same depth. The broken horizontal line shows the value of the atmospheric ratio (3.7).

Results

Fig. 1 shows depth profiles of N_2/O_2 ratios of air-bubbles and of clathrate hydrates. Each data point represents the average N_2/O_2 ratio for about 6 air-bubbles or 6 clathrate hydrates. As indicated by the standard deviations in the figure, the N_2/O_2 ratios are widely distributed, depending on the individual species. In the transition zone, however, a great systematic change in the average values can be seen. For air-bubbles, the average N_2/O_2 ratios increase from the atmospheric ratio of 3.7 at the beginning of the transition zone to 11.7 at the end. In contrast, N_2/O_2 ratios of clathrate hydrates are significantly smaller than the atmospheric ratio at the beginning of the transition zone, and approach the atmospheric ratio, increasing with depth. The average N_2/O_2 ratio of clathrate hydrates is 2.0 at the beginning and 3.6 at the end of the transition zone. The good agreement between the data obtained by two different laboratories suggests that the experimental methods are highly reliable. In the other two zones, no systematic change in the N_2/O_2 ratio was found. The N_2/O_2 ratios averaged over the air-bubbles in the bubbly ice zone and averaged over the clathrate hydrates in the bubble-free ice zone are 3.7 and 3.6, respectively.

Discussion

The variation of N_2/O_2 ratios in clathrate hydrates and air-bubbles in the transition zone is thought to be caused by one of the following possible mechanisms: (1) relaxation-induced change after coring, (2) thermodynamic fractionation caused by the difference in the dissociation pressures between N_2 and O_2 , and (3) diffusive mass transfer of air molecules between clathrate hydrates and air-bubbles. Mechanism (1) can be ruled out, because the temperature of the ice cores was kept below -50°C after coring. The degree of the site occupancy of the clathrate hydrate that is in equilibrium with the ice is

determined by the dissociation pressure (i.e., the temperature) [van der Waals and Platteeuw, 1959]. Thus, the variation of the composition of the gas molecules in the clathrate hydrate with decrease in pressure due to core relaxation is negligibly small.

Mechanism (2) can also be ruled out for the following reason. If an initially formed small clathrate hydrate crystal is separated from the remaining air-bubble, the clathrate hydrate is enriched in oxygen. Based on the solid-solution model [van der Waals and Platteeuw, 1959], the N_2/O_2 ratio in a clathrate hydrate transformed from a gas mixture of N_2 and O_2 is given by $(P_{O_2}^d/P_{N_2}^d) \times (N_2/O_2)_{\text{gas}}$, under the assumption of equal site occupancy for the pure N_2 - and O_2 - clathrate hydrates at the dissociation pressures. $P_{N_2}^d$ and $P_{O_2}^d$ are the dissociation pressures of N_2 and O_2 , respectively, and $(N_2/O_2)_{\text{gas}}$ is the N_2/O_2 ratio of the gas mixture. At the beginning of the transition zone (220 K), $P_{N_2}^d$ and $P_{O_2}^d$ are 3.6 and 2.6, respectively [Miller, 1969]. When $(N_2/O_2)_{\text{gas}} = 3.7$, the minimum N_2/O_2 ratio in the clathrate hydrate is 2.7. This value is significantly larger than the smallest value observed in the present measurements (1.5). In addition, the probability of the separation of the clathrate hydrate from the remaining air-bubble at the beginning of the transition zone seems to be very low from the results of optical microscopic observations of the number concentrations of air-bubbles and clathrate hydrates [Lipenkov et al., in preparation].

In most cases, one air-bubble is transformed into one clathrate hydrate crystal [Salamatin et al. 1998]. Thus, the N_2/O_2 ratio of the total gas molecules in the clathrate hydrate is equal to the value of the original air-bubble, if there is no mass transfer of gas molecules between the clathrate hydrate and the surrounding air-bubbles through the ice matrix. Therefore, we conclude that the variation of N_2/O_2 ratios in the transition zone is caused by the diffusive flux of air molecules between air-bubbles and clathrate hydrates coexisting in ice cores (i.e., mechanism (3)).

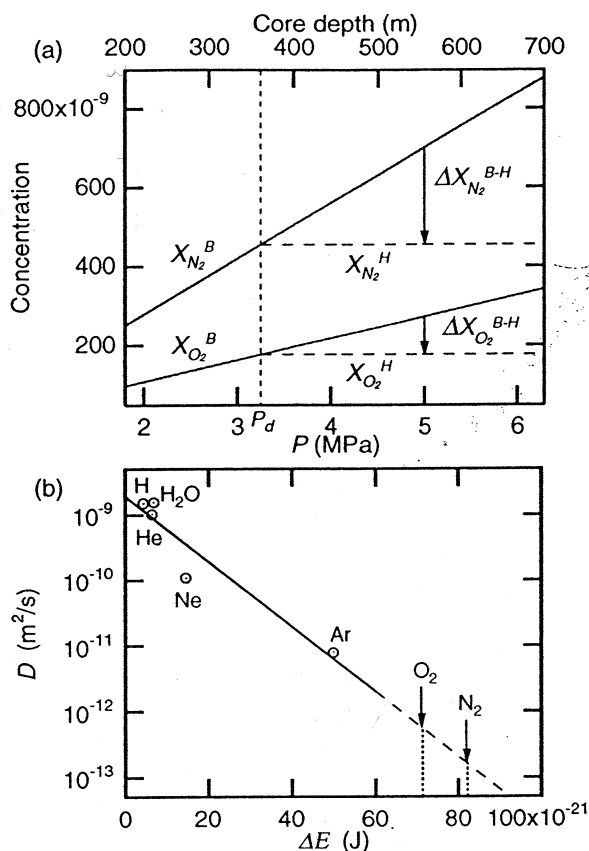


Figure 2. (a) Concentrations of N₂ and O₂ dissolved in ice. Under the assumption that the concentrations do not depend on the temperature [Satoh *et al.*, 1996], the concentrations were estimated from the van der Waals diameters [Hondoh, 1996]. The N₂/O₂ ratios of a clathrate hydrate and an air-bubble are 3.7. (b) Relationship between the diffusion coefficients D (at 263 K, 1 atm) and the potential barrier parameters ΔE for various gas molecules. The data of D are from the literature; H₂O [Goto *et al.*, 1986], H [Strauss *et al.*, 1994], He, Ne, and Ar [Satoh *et al.*, 1996].

When a block of ice includes only air-bubbles, the equilibrium concentrations of N₂ and O₂ dissolved in ice, $X_{N_2}^B$ and $X_{O_2}^B$ are proportional to the pressure P , as shown in Fig. 2(a). After a transformation from an air-bubble to a clathrate hydrate, the equilibrium concentrations of N₂ and O₂ in ice at the interface between the ice and the clathrate hydrate, $X_{N_2}^H$ and $X_{O_2}^H$ are proportional to the degree of the site occupancy by air in the clathrate hydrate y . Because of the equilibrium of three phases (i.e., ice including air, clathrate hydrate, and air in air-bubble), $X_{N_2}^H$ (or $X_{O_2}^H$) is equal to $X_{N_2}^B$ (or $X_{O_2}^B$) at the dissociation pressure of the clathrate hydrate P_d . Since the variation of y is negligibly small in the transition zone, it can be assumed to have a constant values for $X_{N_2}^H$ and $X_{O_2}^H$ as shown in Fig. 2(a). In the transition zone, therefore, diffusive fluxes of N₂ and O₂ from the air-bubbles to the clathrate hydrates are driven by the concentration difference $\Delta X_{N_2}^{B-H}$ and $\Delta X_{O_2}^{B-H}$, respectively.

Because the diffusion velocities of N₂ and O₂ in ice are different, the N₂/O₂ ratios of air-bubbles and clathrate hydrates vary. Using the relationship between the diffusion coefficient D and the van der Waals diameter, Satoh *et al.* [1996] roughly estimated the diffusion coefficients of N₂ and

O₂, D_{N_2} and D_{O_2} , to be 1.4×10^{-12} and 8.7×10^{-13} m²/s (at 263 K), respectively. They used the values of 4.1 and 4.2 Å as the van der Waals diameters of N₂ and O₂, respectively. However, the values of D_{N_2} and D_{O_2} are calculated to 1.4×10^{-12} and 2.2×10^{-12} m²/s with the largest van der Waals diameters (4.1 and 4.0 Å). In order to avoid this contradiction, D should be estimated on the mechanism of diffusion as follows. An interstitial mechanism, similar to that of self-diffusion [Goto *et al.*, 1986], can be assumed for diffusion of small molecules; i.e., a gas molecule migrates by jumping from a stable interstitial site to an adjacent site through a narrow space in the lattice. The jumping rate at the temperature T is proportional to $\exp(-E/kT)$, where E is the activation energy for the jump, and k is the Boltzmann constant. The potential barrier ΔE can be used as a measure of E . The values of ΔE were calculated from the intermolecular interaction energies between a gas molecule and surrounding water molecules. The total energy was taken as the sum of a repulsion-dispersion term and an electrostatic term. For these terms, the Lennard-Jones potential [van der Waals and Platteuw, 1959; Bouanish, 1992; Kittel, 1972] and the multipole-multipole interaction [Itoh *et al.*, 1996; Mellot and Lignieres, 1997] were used, respectively. Fig. 2(b) shows the relationship between D and ΔE for various gas molecules. By extrapolating the line to larger values of ΔE for N₂ and O₂, D_{N_2} and D_{O_2} are estimated to be 1.6×10^{-13} and 5.5×10^{-13} m²/s (at 263 K), respectively. Thus, the variation of N₂/O₂ ratios of air-bubbles and of clathrate hydrates is attributed to the faster diffusion of O₂ than N₂ through the ice lattice.

The N₂/O₂ ratio in a clathrate hydrate at the beginning of the transition zone decreases rapidly, because the size of the clathrate hydrate is very small and the number of clathrate hydrates is low in comparison with the number of air-bubbles. Since the mass flux toward clathrate hydrates extracts O₂ preferentially from air-bubbles, the N₂/O₂ ratios in air-bubbles increase. Accordingly, the N₂/O₂ ratios in clathrate hydrates gradually increase with increases in depth. Finally, in the bubble-free ice zone, the N₂/O₂ ratios of individual clathrate hydrates are distributed around the original atmospheric value.

In the above discussion, we took into account the gas molecules dissolved in ice. However, the amount of gases included in ice is very small in comparison with the total amount of gases included in both air-bubbles and clathrate hydrates. This conclusion is warranted from the data of total gas content, volume concentrations of air-bubbles and clathrate hydrates, and the degree of site occupancy of clathrate hydrates [Lipenkov *et al.*, in preparation]. The role of ice in the fractionation process is a molecular sieve favoring the diffusion of O₂.

The coexistence of air-bubbles and clathrate hydrates is responsible for the fractionation of the concentrations of gases found in the present study. Price [1995] proposed a growth-limited mechanism to explain why air-bubbles and clathrate hydrates coexist for a very long period. Under the assumption that the diffusion coefficient of water molecules in clathrate hydrate is several orders of magnitude smaller than that in ice, he showed that post-nucleation growth takes the whole period of transition. However, the post-nucleation growth is very rapid compared to the transition period [Uchida *et al.*, 1994b]. Furthermore, the clathrate hydrates at the beginning of the transition zone in the Vostok ice cores were completely transformed, and the air-bubbles at the end were free from

clathrate hydrate formation [Lipenkov, 1989; Uchida et al., 1994a]. Salamatin et al. [1998] modeled the post-nucleation growth process, and showed that this process takes only 100 years in the middle of the transition zone of the Vostok ice cores. Therefore, it was concluded that a very long transition period in the order of 10^4 years is due to an extremely low nucleation probability of the clathrate hydrates [Hondoh, 1996]. The present study supports this conclusion. If the model of Price [1995] is correct, fractionation during the transition simply causes N_2/O_2 to be distributed within each individual clathrate hydrate crystal, because the N_2/O_2 ratio in air-bubble coated by a clathrate hydrate shell increases with the growth of the shell. However, the present study shows that the N_2/O_2 ratios in both air-bubbles and clathrate hydrates gradually increase with increases in depth. This result proves that the rate-limiting process is nucleation.

The great fractionation of atmospheric gases found in the present study demonstrates a valuable micro-physical process that cannot be observed in a laboratory time scale. This fractionation process should also be taken into account for a better understanding of the behavior of atmospheric gases other than N_2 and O_2 in ice sheets. However, since the fractionation occurs between the air-bubbles and the clathrate hydrates at distances in the order of 1 mm, no great correction is required for current gas analysis of ice cores if a sufficiently large block of ice and appropriate extraction procedures are used. If a rapid change in gas composition along the length of an ice core is observed, careful attention should be paid to the fractionation process described in this paper.

Acknowledgments. We thank A. N. Salamatin, B. Stauffer, W. F. Kuhs for their valuable discussion, T. Uchida for his helpful advice about sample preparation, J. Petit for low temperature transportation of ice cores, and all Russian and French participants in drilling, field work and ice sampling. This work was supported by a Grant-in-aid for Scientific Research from the Ministry of Science, Education and Sports, Japan.

References

- Barnola, J. M., D. Raynaud, Y. S. Korotkevich, and C. Lorius, Vostok ice core provides 160,000-year record of atmospheric CO_2 , *Nature*, **329**, 408-414, 1987.
- Bouanich, J. P., Site-site Lennard-Jones potential parameters for N_2 , O_2 , H_2 , CO and CO_2 , *J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transfer*, **47**, 243-250, 1992.
- Chappellaz, D., J. M. Barnola, D. Raynaud, Y. S. Korotkevich, and C. Lorius, Ice-core record of atmospheric methane over the past 160,000 years, *Nature*, **345**, 127-131, 1990.
- Fukazawa, H., T. Ikeda, T. Hondoh, P. Duval, V. Ya. Lipenkov, and S. Mae, Molecular fraction of air constituent gases during crystal growth of clathrate hydrate in polar ice sheets, *Proc. 2nd Int. Conf. on Natural Gas Hydrate*, 237-242, 1996.
- Goto, K., T. Hondoh, and A. Higashi, Determination of diffusion coefficients of self-interstitials in ice with a new method of observing climb of dislocations by x-ray topography, *Jpn. J. Appl. Phys.*, **25**, 351-357, 1986.
- Hondoh, T., Clathrate hydrates in polar ice sheets, *Proc. 2nd Int. Conf. on Natural Gas Hydrate*, 131-138, 1996.
- Itoh, H., K. Kawamura, T. Hondoh, and S. Mae, Molecular dynamics studies of self-interstitials in ice Ih, *J. Chem. Phys.*, **105**, 2408-2413, 1996.
- Kittel, C., *Introduction to Solid State Physics*, 7th ed., 60 pp., John Wiley and Sons Inc., New York, 1972.
- Lipenkov, V. Ya., Formation and decomposition of air hydrates in glacier ice (in Russian), *Mater. Glyatsiol. Issled.*, **65**, 58-64, 1989.
- Lipenkov, V. Ya., T. Hondoh, A. N. Salamatin, P. Duval, and T. Uchida, The climate signal in the air-bubble and air-hydrate records obtained from the Vostok deep ice core, (in preparation).
- Mellot, C., and J. Lignieres, Monte carlo simulations of N_2 and O_2 adsorption in silicalite and CaLSX zeolites, *Molec. Simulation*, **18**, 349-365, 1997.
- Miller, S. L., Clathrate hydrates of air in Antarctic ice, *Science*, **165**, 489-490, 1969.
- Nakahara, J., Y. Shigesato, A. Higashi, T. Hondoh, and C. C. Langway, Jr., Raman spectra of natural clathrates in deep ice cores, *Phil. Mag. B*, **57**, 421-430, 1988.
- Neftel, A., E. Moor, H. Oeschger, and B. Stauffer, Evidence from polar ice cores for the increase in atmospheric CO_2 in the past two centuries, *Nature*, **315**, 45-47, 1985.
- Neftel, A., H. Oeschger, T. Staffelbach, and B. Stauffer, CO_2 record in the Byrd ice core 50,000-5,000 years BP, *Nature*, **331**, 609-611, 1988.
- Pauer, F., J. Kipfstuhl, and W. F. Kuhs, Raman spectroscopic study on the nitrogen/oxygen ratio in natural ice clathrates in the GRIP ice core, *Geophys. Res. Lett.*, **22**, 969-971, 1995.
- Pauer, F., J. Kipfstuhl, and W. F. Kuhs, Raman spectroscopic study on the spatial distribution of nitrogen and oxygen in natural ice clathrates and their decomposition to air bubbles, *Geophys. Res. Lett.*, **23**, 177-180, 1996.
- Pauer, F., J. Kipfstuhl, and W. F. Kuhs, Raman spectroscopic and statistical studies on natural clathrates from the Greenland Ice Core Project ice core, and neutron diffraction studies on synthetic nitrogen clathrates, *J. Geophys. Res.*, **102**, 26,519-26,526, 1997.
- Price, P. B., Kinetics of conversion of air bubbles to air hydrate crystals in Antarctic ice, *Science*, **267**, 1,802-1,804, 1995.
- Raynaud, D., J. Chappellaz, J. M. Barnola, Y. S. Korotkevich, and C. Lorius, Climatic and CH_4 cycle implications of glacial-interglacial CH_4 change in the Vostok ice core, *Nature*, **333**, 655-657, 1988.
- Salamatin, A. N., T. Hondoh, T. Uchida, V. Ya. Lipenkov, Post-nucleation conversion of an air bubble to clathrate air-hydrate crystal in ice, *J. Cryst. Growth*, **193**, 197-218, 1998.
- Satoh, K., T. Uchida, T. Hondoh, and S. Mae, Diffusion coefficient and solubility measurements of noble gases in ice crystals, *Proc. NIPR Symp. Polar Meteorol. Glaciol.*, **10**, 73-81, 1996.
- Shoji, H., and C. C. Langway, Jr., Air hydrate inclusions in fresh ice core, *Nature*, **298**, 548-550, 1982.
- Stauffer, B., E. Lochbronner, H. Oeschger, and J. Schwander, Methane concentration in the glacial atmosphere was only half that of the preindustrial Holocene, *Nature*, **332**, 812-814, 1988.
- Strauss, H. L., Z. Chen, and C. K. Loong, The diffusion of H_2 in hexagonal ice at low temperatures, *J. Chem. Phys.*, **101**, 7,177-7,180, 1994.
- Uchida, T., P. Duval, V. Ya. Lipenkov, T. Hondoh, S. Mae, and H. Shoji, Brittle zone and air-hydrate formation in polar ice sheets, *Mem. Natl. Inst. Polar Res.*, **49**, 298-305, 1994a.
- Uchida, T., T. Hondoh, S. Mae, P. Duval, and V. Ya. Lipenkov, Effects of temperature and pressure on the transformation rate from air bubbles to air-hydrate crystals in ice sheets, *Annals Glaciol.*, **20**, 143-147, 1994b.
- van der Waals, J. H., and J. C. Platteeuw, Clathrate Solutions, *Adv. Chem. Phys.*, **2**, 1-56, 1959.
- T. Ikeda, H. Fukazawa, and S. Mae, Department of Applied Physics, Faculty of Engineering, Hokkaido University, N13 W8 Sapporo 060-8628, Japan. (e-mail: tomo@nd-ap.eng.hokudai.ac.jp)
- L. Pepin and P. Duval, Laboratoire de Glaciologie et Geophysique de l'Environnement, CNRS, BP96, 38402 St. Martin d'Hères Cedex, France.
- B. Champagnon, Laboratoire de Physico-Chimie des Matériaux Luminescents, University Claude Bernard-Lyon 1, 69622 Villeurbanne Cedex, France.
- V. Ya. Lipenkov, The Arctic and Antarctic Research Institute, St. Petersburg 199 226, Russia.
- T. Hondoh, Institute of Low Temperature Science, Hokkaido University, N19 W8 Sapporo 060-0819, Japan.

(Received July 15, 1998; revised October 6, 1998; accepted November 3 1998)

Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica

J. R. Petit*, J. Jouzel†, D. Raynaud*, N. I. Barkov‡, J.-M. Barnola*, I. Basile*, M. Bender§, J. Chappellaz*, M. Davis||, G. Delaygue†, M. Delmotte*, V. M. Kotlyakov¶, M. Legrand*, V. Y. Lipenkov‡, C. Lorius*, L. Pépin*, C. Ritz*, E. Saltzman|| & M. Stievenard†

* Laboratoire de Glaciologie et Géophysique de l'Environnement, CNRS, BP96, 38402, Saint Martin d'Hères Cedex, France

† Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement (UMR CEA/CNRS 1572), L'Orme des Merisiers, Bât. 709, CEA Saclay, 91191 Gif-sur-Yvette Cedex, France

‡ Arctic and Antarctic Research Institute, Beringa Street 38, 199397, St Petersburg, Russia

§ Department of Geosciences, Princeton University, Princeton, New Jersey 08544-1003, USA

|| Rosenstiel School of Marine and Atmospheric Science, University of Miami, 4600 Rickenbacker Causeway, Miami, Florida 33149, USA

¶ Institute of Geography, Staromonetny, per 29, 109017, Moscow, Russia

The recent completion of drilling at Vostok station in East Antarctica has allowed the extension of the ice record of atmospheric composition and climate to the past four glacial-interglacial cycles. The succession of changes through each climate cycle and termination was similar, and atmospheric and climate properties oscillated between stable bounds. Interglacial periods differed in temporal evolution and duration. Atmospheric concentrations of carbon dioxide and methane correlate well with Antarctic air-temperature throughout the record. Present-day atmospheric burdens of these two important greenhouse gases seem to have been unprecedented during the past 420,000 years.

The late Quaternary period (the past one million years) is punctuated by a series of large glacial-interglacial changes with cycles that last about 100,000 years (ref. 1). Glacial-interglacial climate changes are documented by complementary climate records^{1,2} largely derived from deep sea sediments, continental deposits of flora, fauna and loess, and ice cores. These studies have documented the wide range of climate variability on Earth. They have shown that much of the variability occurs with periodicities corresponding to that of the precession, obliquity and eccentricity of the Earth's orbit^{1,3}. But understanding how the climate system responds to this initial orbital forcing is still an important issue in palaeoclimatology, in particular for the generally strong ~100,000-year (100-kyr) cycle.

Ice cores give access to palaeoclimate series that includes local temperature and precipitation rate, moisture source conditions, wind strength and aerosol fluxes of marine, volcanic, terrestrial, cosmogenic and anthropogenic origin. They are also unique with their entrapped air inclusions in providing direct records of past changes in atmospheric trace-gas composition. The ice-drilling project undertaken in the framework of a long-term collaboration between Russia, the United States and France at the Russian Vostok station in East Antarctica (78° S, 106° E, elevation 3,488 m, mean temperature -55°C) has already provided a wealth of such information for the past two glacial-interglacial cycles⁴⁻¹³. Glacial periods in Antarctica are characterized by much colder temperatures, reduced precipitation and more vigorous large-scale atmospheric circulation. There is a close correlation between Antarctic temperature and atmospheric concentrations of CO₂ and CH₄ (refs 5, 9). This discovery suggests that greenhouse gases are important as amplifiers of the initial orbital forcing and may have significantly contributed to the glacial-interglacial changes¹⁴⁻¹⁶. The Vostok ice cores were also used to infer an empirical estimate of the sensitivity of global climate to future anthropogenic increases of greenhouse-gas concentrations¹⁵.

The recent completion of the ice-core drilling at Vostok allows us to considerably extend the ice-core record of climate properties at this site. In January 1998, the Vostok project yielded the deepest ice

core ever recovered, reaching a depth of 3,623 m (ref. 17). Drilling then stopped ~120 m above the surface of the Vostok lake, a deep subglacial lake which extends below the ice sheet over a large area¹⁸, in order to avoid any risk that drilling fluid would contaminate the lake water. Preliminary data¹⁷ indicated that the Vostok ice-core record extended through four climate cycles, with ice slightly older than 400 kyr at a depth of 3,310 m, thus spanning a period comparable to that covered by numerous oceanic¹ and continental² records.

Here we present a series of detailed Vostok records covering this ~400-kyr period. We show that the main features of the more recent Vostok climate cycle resemble those observed in earlier cycles. In particular, we confirm the strong correlation between atmospheric greenhouse-gas concentrations and Antarctic temperature, as well as the strong imprint of obliquity and precession in most of the climate time series. Our records reveal both similarities and differences between the successive interglacial periods. They suggest the lead of Antarctic air temperature, and of atmospheric greenhouse-gas concentrations, with respect to global ice volume and Greenland air-temperature changes during glacial terminations.

The ice record

The data are shown in Figs 1, 2 and 3 (see Supplementary Information for the numerical data). They include the deuterium content of the ice (δD_{ice} , a proxy of local temperature change), the dust content (desert aerosols), the concentration of sodium (marine aerosol), and from the entrapped air the greenhouse gases CO₂ and CH₄, and the $\delta^{18}O$ of O₂ (hereafter $\delta^{18}O_{atm}$) which reflects changes in global ice volume and in the hydrological cycle¹⁹. (δD and $\delta^{18}O$ are defined in the legends to Figs 1 and 2, respectively.) All these measurements have been performed using methods previously described except for slight modifications (see figure legends).

The detailed record of δD_{ice} (Fig. 1) confirms the main features of the third and fourth climate cycles previously illustrated by the coarse-resolution record¹⁷. However, a sudden decrease from interglacial-like to glacial-like values, rapidly followed by an abrupt return to interglacial-like values, occurs between 3,320 and 3,330 m.

articles

In addition, a transition from low to high CO_2 and CH_4 values (not shown) occurs at exactly the same depth. In undisturbed ice, the transition in atmospheric composition would be found a few metres lower (due to the difference between the age of the ice and the age of the gas²⁰). Also, three volcanic ash layers, just a few centimetres apart but inclined in opposite directions, have been observed—10 m

above this δD excursion (3,311 m). Similar inclined layers were observed in the deepest part of the GRIP and GISP2 ice cores from central Greenland, where they are believed to be associated with ice flow disturbances. Vostok climate records are thus probably disturbed below these ash layers, whereas none of the six records show any indication of disturbances above this level. We therefore limit

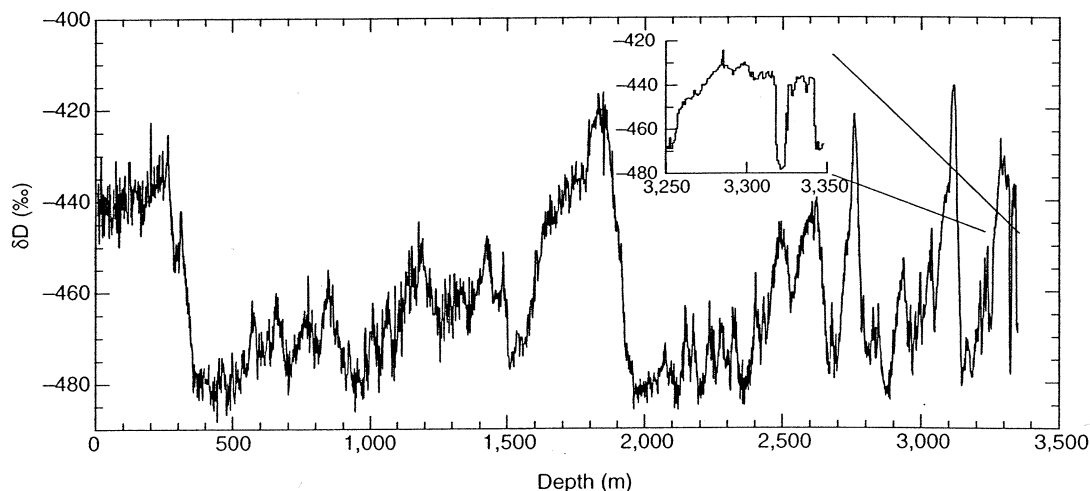


Figure 1 The deuterium record. Deuterium content as a function of depth, expressed as δD (in ‰ with respect to Standard Mean Ocean Water, SMOW). This record combines data available down to 2,755 m (ref. 13) and new measurements performed on core 5G (continuous 1-m ice increments) from 2,755 m to 3,350 m.

Measurement accuracy (1σ) is better than 1‰. Inset, the detailed deuterium profile for the lowest part of the record showing a δD excursion between 3,320 and 3,330 m. $\delta\text{D}_{\text{ice}}$ (in ‰) = $[(\text{D}/\text{H})_{\text{sample}}/(\text{D}/\text{H})_{\text{SMOW}} - 1] \times 1,000$.

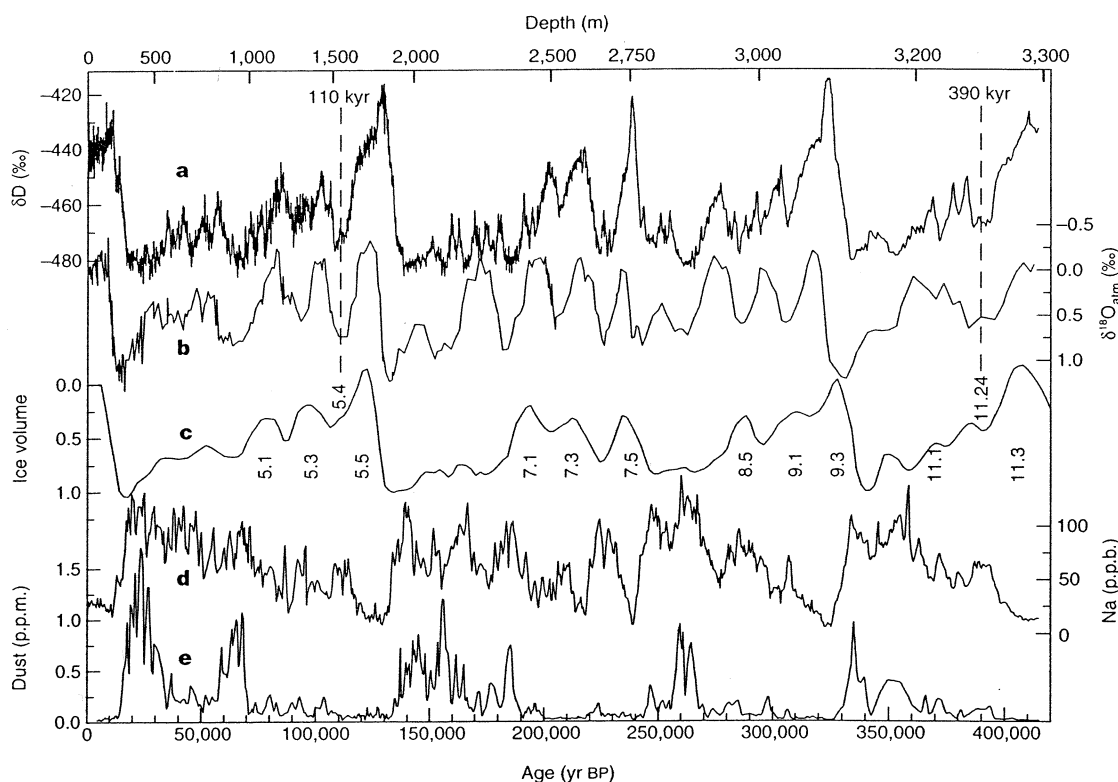


Figure 2 Vostok time series and ice volume. Time series (GT4 timescale for ice on the lower axis, with indication of corresponding depths on the top axis and indication of the two fixed points at 110 and 390 kyr) of: **a**, deuterium profile (from Fig. 1); **b**, $\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$ profile obtained combining published data^{11,13,30} and 81 new measurements performed below 2,760 m. The age of the gas is calculated as described in ref. 20; **c**, seawater $\delta^{18}\text{O}$ (ice volume proxy) and marine isotope stages adapted from Bassinot *et al.*²⁶; **d**, sodium profile obtained by combination

of published and new measurements (performed both at LGGE and RSMAS) with a mean sampling interval of 3–4 m (ng g^{-1} or p.p.b.); and **e**, dust profile (volume of particles measured using a Coulter counter) combining published data^{10,13} and extended below 2,760 m, every 4 m on the average (concentrations are expressed in $\mu\text{g g}^{-1}$ or p.p.m. assuming that Antarctic dust has a density of $2,500 \text{ kg m}^{-3}$). $\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$ (in ‰) = $[(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{sample}}/(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{standard}} - 1] \times 1,000$; standard is modern air composition.

the discussion of our new data sets to the upper 3,310 m of the ice core, that is, down to the interglacial corresponding to marine stage 11.3.

Lorius *et al.*⁴ established a glaciological timescale for the first climate cycle of Vostok by combining an ice-flow model and an ice-accumulation model. This model was extended and modified in several studies^{12,13}. The glaciological timescale provides a chronology based on physics, which makes no assumption about climate forcings or climate correlation except for one or two adopted control ages. Here, we further extend the Extended Glaciological Timescale (EGT) of Jouzel *et al.*¹² to derive GT4, which we adopt as our primary chronology (see Box 1). GT4 provides an age of 423 kyr at a depth of 3,310 m.

Climate and atmospheric trends

Temperature. As a result of fractionation processes, the isotopic content of snow in East Antarctica (δD or $\delta^{18}O$) is linearly related to the temperature above the inversion level, T_I , where precipitation forms, and also to the surface temperature of the precipitation site, T_S (with $\Delta T_I = 0.67\Delta T_S$, see ref. 6). We calculate temperature changes from the present temperature at the atmospheric level as $\Delta T_I = (\Delta\delta D_{ice} - 8\Delta\delta^{18}O_{sw})/9$, where $\Delta\delta^{18}O_{sw}$ is the globally averaged change from today's value of seawater $\delta^{18}O$, and ‰ per °C is the spatial isotope/temperature gradient derived from deuterium data in this sector of East Antarctica²¹. We applied the above relationship to calculate ΔT_S . This approach underestimates ΔT_S by a factor of ~ 2 in Greenland²² and, possibly, by up to 50% in Antarctica²³. However, recent model results suggest that any underestimation of temperature changes from this equation is small for Antarctica^{24,25}.

To calculate ΔT_I from δD , we need to adopt a curve for the change in the isotopic composition of sea water versus time and correlate it with Vostok. We use the stacked $\delta^{18}O_{sw}$ record of Bassinot *et al.*²⁶, scaled with respect to the V19-30 marine sediment record over their common part that covers the past 340 kyr (ref. 27) (Fig. 2). To avoid distortions in the calculation of ΔT_I linked with dating uncertainties, we correlate the records by performing a peak to peak adjustment between the ice and ocean isotopic records. The $\delta^{18}O_{sw}$ correction corresponds to a maximum ΔT_I correction of $\sim 1^\circ C$ and associated uncertainties are therefore small. We do not attempt to correct ΔT_I either for the change of the altitude of the ice sheet or for the origin of the ice upstream of Vostok¹³; these terms are very poorly known and, in any case, are also small ($< 1^\circ C$).

The overall amplitude of the glacial–interglacial temperature change is $\sim 8^\circ C$ for ΔT_I (inversion level) and $\sim 12^\circ C$ for ΔT_S , the temperature at the surface (Fig. 3). Broad features of this record are thought to be of large geographical significance (Antarctica and part of the Southern Hemisphere), at least qualitatively. When examined in detail, however, the Vostok record may differ from coastal²⁸ sites in East Antarctica and perhaps from West Antarctica as well.

Jouzel *et al.*¹³ noted that temperature variations estimated from deuterium were similar for the last two glacial periods. The third and fourth climate cycles are of shorter duration than the first two cycles in the Vostok record. The same is true in the deep-sea record, where the third and fourth cycles span four precessional cycles rather than five as for the last two cycles (Fig. 3). Despite this difference, one observes, for all four climate cycles, the same 'sawtooth' sequence of a warm interglacial (stages 11.3, 9.3, 7.5 and 5.5), followed by increasingly colder interstadial events, and ending with a rapid return towards the following interglacial. The

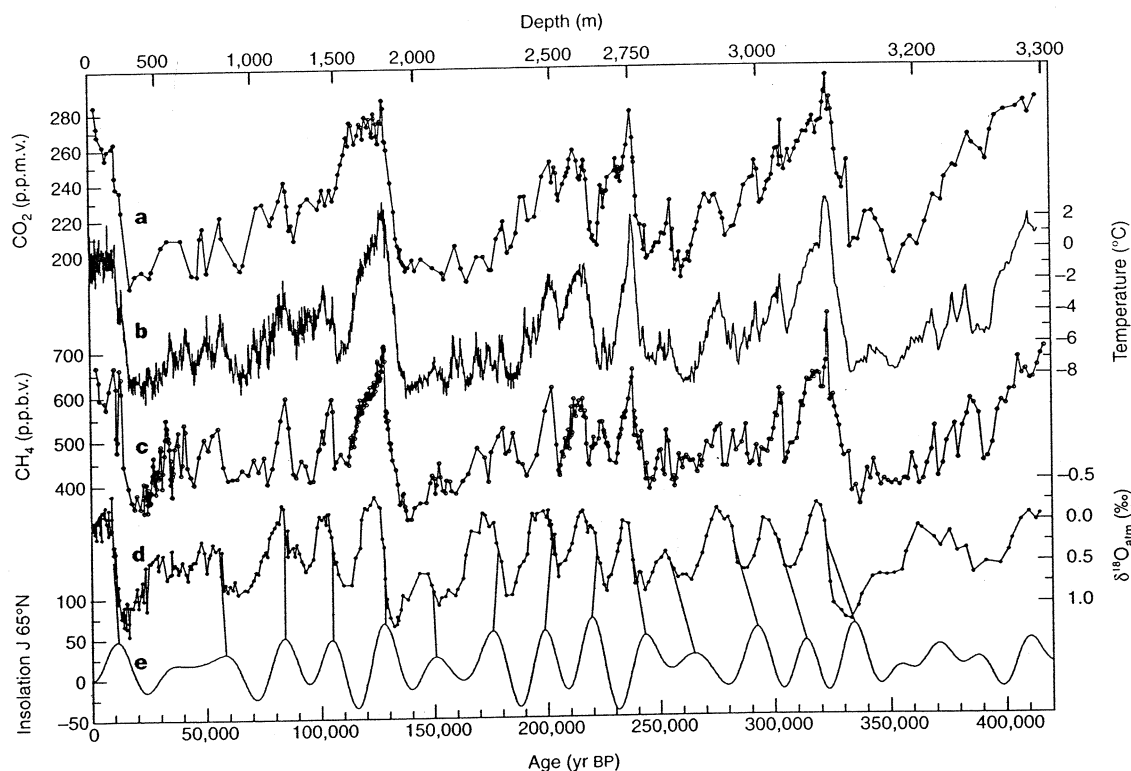


Figure 3 Vostok time series and insolation. Series with respect to time (GT4 timescale for ice on the lower axis, with indication of corresponding depths on the top axis) of: **a**, CO_2 ; **b**, isotopic temperature of the atmosphere (see text); **c**, CH_4 ; **d**, $\delta^{18}O_{atm}$; and **e**, mid-June insolation at $65^\circ N$ (in $W m^{-2}$) (ref. 3). CO_2 and CH_4 measurements have been performed using the methods and analytical procedures previously described^{5,9}. However, the CO_2 measuring system has been slightly modified in order to increase the sensitivity of the CO_2 detection. The

thermal conductivity chromatographic detector has been replaced by a flame ionization detector which measures CO_2 after its transformation into CH_4 . The mean resolution of the CO_2 (CH_4) profile is about 1,500 (950) years. It goes up to about 6,000 years for CO_2 in the fractured zones and in the bottom part of the record, whereas the CH_4 time resolution ranges between a few tens of years to 4,500 years. The overall accuracy for CH_4 and CO_2 measurements are ± 20 p.p.b.v. and 2–3 p.p.m.v., respectively. No gravitational correction has been applied.

articles

coolest part of each glacial period occurs just before the glacial termination, except for the third cycle. This may reflect the fact that the June 65°N insolation minimum preceding this transition (255 kyr ago) has higher insolation than the previous one (280 kyr ago), unlike the three other glacial periods. Nonetheless, minimum

Box 1 The Vostok glaciological timescale

We use three basic assumptions¹² to derive our glaciological timescale (GT4): (1) the accumulation rate has in the past varied in proportion to the derivative of the water vapour saturation pressure with respect to temperature at the level where precipitation forms (see section on the isotope temperature record), (2) at any given time the accumulation between Vostok and Dome B (upstream of Vostok) varies linearly with distance along the line connecting those two sites, and (3) the Vostok ice at 1,534 m corresponds to marine stage 5.4 (110 kyr) and ice at 3,254 m corresponds to stage 11.2.4 (390 kyr).

Calculation of the strain-induced thinning of annual layers is now performed accounting for the existence of the subglacial Vostok lake. Indeed, running the ice-flow model⁴⁸ with no melting and no basal sliding as done for EGT¹² leads to an age > 1,000 kyr for the deepest level we consider here (3,310 m), which is much too old. Instead, we now allow for moderate melting and sliding. These processes diminish thinning for the lower part of the core and provide younger chronologies. We ran this age model⁴⁸ over a large range of values of the model parameters (present-day accumulation at Vostok, A , melting rate, M , and fraction of horizontal velocity due to base sliding, S) with this aim of matching the assumed ages at 1,534 and 3,254 m. This goal was first achieved (ages of 110 and 392 kyr) with $A = 1.96 \text{ g cm}^{-2} \text{ yr}^{-1}$, and M and S equal respectively to 0.4 mm yr^{-1} and 0.7 for the region 60 km around Vostok where the base is supposed to reach the melting point (we set $M = 0$ and $S = 0$ elsewhere). These values are in good agreement with observations for A ($2.00 \pm 0.04 \text{ g cm}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ over the past 200 yr) and correspond to a reasonable set of parameters for M and S . We adopt this glaciological timescale (GT4), which gives an age of 423 kyr at 3,310 m, without further tuning (Fig. 2). GT4 never differs by more than 2 kyr from EGT over the last climate cycle and, in qualitative agreement with recent results⁴⁹, makes termination I slightly older (by ~700 yr). We note that it provides a reasonable age for stage 7.5 (238 kyr) whereas Jouzel *et al.*¹³ had to modify EGT for the second climate cycle by increasing the accumulation by 12% for ages older than 110 kyr. GT4 never differs by more than 4 kyr from the orbitally tuned timescale of Waelbroeck *et al.*⁵⁰ (defined back to 225 kyr), which is within the estimated uncertainty of this latter timescale. Overall, we have good arguments^{11,50-52} to claim that the accuracy of GT4 should be better than ± 5 kyr for the past 110 kyr.

The strong relationship between $\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$ and mid-June 65°N insolation changes (see text and Fig. 3) enables us to further evaluate the overall quality of GT4. We can use each well-marked transition from high to low $\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$ to define a 'control point' giving an orbitally tuned age. The midpoint of the last $\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$ transition (~10 kyr ago) has nearly the same age as the insolation maximum (11 kyr). We assume that this correspondence also holds for earlier insolation maxima. The resulting control points (Fig. 3 and Table 1) are easy to define for the period over which the precessional cycle is well imprinted in 65°N insolation (approximately between 60 and 340 kyr) but not during stages 2 and 10 where insolation changes are small. The agreement between the $\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$ control points and GT4 is remarkably good given the simple assumptions of both approaches. This conclusion stands despite the fact that we do not understand controls on $\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$ sufficiently well enough to know about the stability of its phase with respect to insolation. We assume that the change in phase does not exceed ± 6 kyr (1/4 of a precessional period).

We conclude that accuracy of GT4 is always better than ± 15 kyr, better than ± 10 kyr for most of the record, and better than ± 5 kyr for the last 110 kyr. This timescale is quite adequate for the discussions here which focus on the climatic information contained in the Vostok records themselves.

temperatures are remarkably similar, within 1°C, for the four climate cycles. The new data confirm that the warmest temperature at stage 7.5 was slightly warmer than the Holocene¹³, and show that stage 9.3 (where the highest deuterium value, -414.8‰, is found) was at least as warm as stage 5.5. That part of stage 11.3, which is present in Vostok, does not correspond to a particularly warm climate as suggested for this period by deep-sea sediment records²⁹. As noted above, however, the Vostok records are probably disturbed below 3,310 m, and we may not have sampled the warmest ice of this interglacial. In general, climate cycles are more uniform at Vostok than in deep-sea core records¹. The climate record makes it unlikely that the West Antarctic ice sheet collapsed during the past 420 kyr (or at least shows a marked insensitivity of the central part of East Antarctica and its climate to such a disintegration).

The power spectrum of ΔT_1 (Fig. 4) shows a large concentration of variance (37%) in the 100-kyr band along with a significant concentration (23%) in the obliquity band (peak at 41 kyr). This strong obliquity component is roughly in phase with the annual insolation at the Vostok site^{4,6,15}. The variability of annual insolation at 78°S is relatively large, 7% (ref. 3). This supports the notion that annual insolation changes in high southern latitudes influence Vostok temperature¹⁵. These changes may, in particular, contribute to the initiation of Antarctic warming during major terminations, which (as we show below) herald the start of deglaciation.

There is little variance (11%) in ΔT_1 around precessional periodicities (23 and 19 kyr). In this band, the position of the spectral peaks is affected by uncertainties in the timescale. To illustrate this point, we carried out, as a sensitivity test, a spectral analysis using the control points provided by the $\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$ record (see Table 1). The position and strength of the 100- and 40-kyr-spectral peaks are unaffected, whereas the power spectrum is significantly modified for periodicities lower than 30 kyr.

Insolation. $\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$ strongly depends on climate and related properties, which reflect the direct or indirect influence of insolation¹⁹. As a result, there is a striking resemblance between $\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$ and mid-June insolation at 65°N for the entire Vostok record (Fig. 3). This provides information on the validity of our glaciological timescale

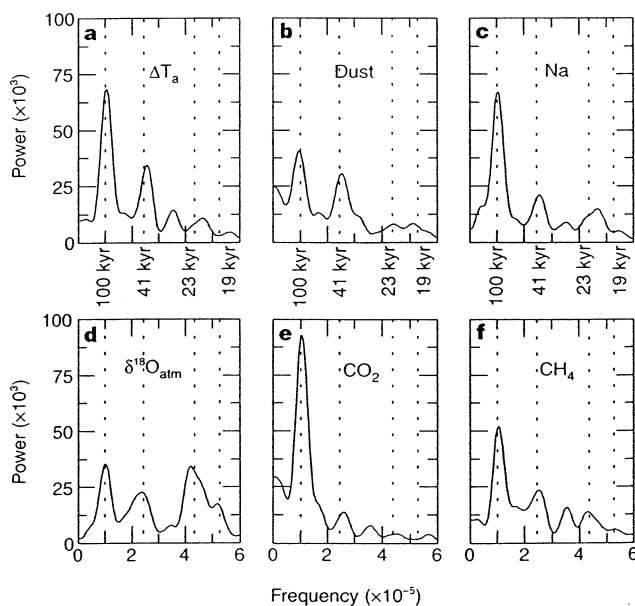


Figure 4 Spectral properties of the Vostok time series. Frequency distribution (in cycles yr^{-1}) of the normalized variance power spectrum (arbitrary units). Spectral analysis was done using the Blackman-Tukey method (calculations were performed with the Anlyseries software⁴⁷): **a**, isotopic temperature; **b**, dust; **c**, sodium; **d**, $\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$; **e**, CO_2 ; and **f**, CH_4 . Vertical lines correspond to periodicities of 100, 41, 23 and 19 kyr.

(see Box 1). The precessional frequencies, which do not account for much variance in ΔT_1 , are strongly imprinted in the $\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$ record (36% of the variance in this band, Fig. 4). In addition, the remarkable agreement observed back to stage 7.5 between the amplitude of the filtered components of the mid-June insolation at 65°N and $\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$ in the precessional band¹³ holds true over the last four climate cycles (not shown). As suggested by the high variance of $\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$ in the precessional band, this orbital frequency is also reflected in the Dole effect, the difference between $\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$ and $\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}$, confirming results obtained on the last two climate cycles^{19,30}. **Aerosols.** Figure 2 shows records of aerosols of different origins. The sodium record represents mainly sea-salt aerosol entrained from the ocean surface, whereas the dust record corresponds to the small size fraction ($\sim 2\ \mu\text{m}$) of the aerosol produced by the continent. The extension of the Vostok record confirms much higher fallout during cold glacial periods than during interglacials. Concentrations range up to $120\ \text{ng g}^{-1}$, that is, 3 to 4 times the Holocene value, for sea-salt. For dust, they rise from about $50\ \text{ng g}^{-1}$ during interglacials to $1,000\text{--}2,000\ \text{ng g}^{-1}$ during cold stages 2, 4, 6, 8 and 10.

The sodium concentration is closely anti-correlated with isotopic temperature ($r^2 = -0.70$ over the past 420 kyr). The power spectrum of the sodium concentration, like that of ΔT_1 , shows periodicities around 100, 40 and 20 kyr (Fig. 4). Conditions prevailing during the present-day austral winter could help explain the observed glacial/interglacial changes in sodium. The seasonal increase of marine aerosol observed in the atmosphere and snow at the South Pole in September³¹ corresponds to the maximum extent of sea ice; this is because the more distant source effect is compensated by the greater cyclonic activity, and by the more efficient zonal and meridional atmospheric circulation probably driven by the steeper meridional (ocean–Antarctica) temperature gradient. These modern winter conditions may be an analogue for glacial climates, supporting the apparent close anti-correlation between sodium concentration and temperature at Vostok.

The extension of the Vostok dust record confirms that continental aridity, dust mobilization and transport are more prevalent during glacial climates, as also reflected globally in many dust records (see ref. 10 and references therein). The presence of larger particles in the Vostok record, at least during the Last Glacial Maximum¹⁰, indicates that the atmospheric circulation at high southern latitudes was more turbulent at that time. Lower atmospheric moisture content and reduced hydrological fluxes may also have contributed significantly (that is, one order of magnitude³²) to the very large increases of dust fallout during full glacial periods because of a lower aerosol-removal efficiency.

Unlike sodium concentration, the dust record is not well correlated with temperature (see below) and shows large concentrations of variance in the 100- and 41-kyr spectral bands (Fig. 4). The

Vostok dust record is, in this respect, similar to the tropical Atlantic dust record of de Menocal³³ who attributes these spectral characteristics to the progressive glaciation of the Northern Hemisphere and the greater involvement of the deep ocean circulation. We suggest that there also may be some link between the Vostok dust record and deep ocean circulation through the extension of sea ice in the South Atlantic Ocean, itself thought to be coeval with a reduced deep ocean circulation³⁴. Our suggestion is based on the fact that the dust source for the East Antarctic plateau appears to be South America, most likely the Patagonian plain, during all climate states of the past 420 kyr (refs 35, 36). The extension of sea ice in the South Atlantic during glacial times greatly affects South American climate, with a more northerly position of the polar front and the belt of Westerlies pushed northward over the Andes. This should lead, in these mountainous areas, to intense glacial and fluvial erosion, and to colder and drier climate with extensive dust mobilization (as evidenced by glacial loess deposits in Patagonia). Northward extension of sea ice also leads to a steeper meridional temperature gradient and to more efficient poleward transport. Therefore, Vostok dust peaks would correspond to periods of increased sea-ice extent in the South Atlantic Ocean, probably associated with reduced deep ocean circulation (thus explaining observed similarities with the tropical ocean dust record³³).

Greenhouse gases. The extension of the greenhouse-gas record shows that the main trends of CO_2 and CH_4 concentration changes are similar for each glacial cycle (Fig. 3). Major transitions from the lowest to the highest values are associated with glacial–interglacial transitions. At these times, the atmospheric concentrations of CO_2 rises from 180 to 280–300 p.p.m.v. and that of CH_4 rises from 320–350 to 650–770 p.p.b.v. There are significant differences between the CH_4 concentration change associated with deglaciations. Termination III shows the smallest CH_4 increase, whereas termination IV shows the largest (Fig. 5). Differences in the changes over deglaciations are less significant for CO_2 . The decrease of CO_2 to the minimum values of glacial times is slower than its increase towards interglacial levels, confirming the sawtooth record of this property. CH_4 also decreases slowly to its background level, but with a series of superimposed peaks whose amplitude decreases during the course of each glaciation. Each CH_4 peak is itself characterized by rapid increases and slower decreases, but our resolution is currently inadequate to capture the detail of millennial-scale CH_4 variations. During glacial inception, Antarctic temperature and CH_4 concentrations decrease in phase. The CO_2 decrease lags the temperature decrease by several kyr and may be either steep (as at the end of interglacials 5.5 and 7.5) or more regular (at the end of interglacials 9.3 and 11.3). The differences in concentration–time profiles of CO_2 and CH_4 are reflected in the power spectra (Fig. 4). The 100-kyr component dominates both CO_2 and CH_4 records. However, the obliquity and precession components are much stronger for CH_4 than for CO_2 .

The extension of the greenhouse-gas record shows that present-day levels of CO_2 and CH_4 (~ 360 p.p.m.v. and $\sim 1,700$ p.p.b.v., respectively) are unprecedented during the past 420 kyr. Pre-industrial Holocene levels (~ 280 p.p.m.v. and ~ 650 p.p.b.v., respectively) are found during all interglacials, while values higher than these are found in stages 5.5, 9.3 and 11.3 (this last stage is probably incomplete), with the highest values during stage 9.3 (300 p.p.m.v. and 780 p.p.b.v., respectively).

The overall correlation between our CO_2 and CH_4 records and the Antarctic isotopic temperature^{5,9,16} is remarkable ($r^2 = 0.71$ and 0.73 for CO_2 and CH_4 , respectively). This high correlation indicates that CO_2 and CH_4 may have contributed to the glacial–interglacial changes over this entire period by amplifying the orbital forcing along with albedo, and possibly other changes^{15,16}. We have calculated the direct radiative forcing corresponding to the CO_2 , CH_4 and N_2O changes¹⁶. The largest CO_2 change, which occurs between stages 10 and 9, implies a direct radiative warming of

Table 1 Comparison of the glaciological timescale and orbitally derived information

Depth (m)	Insolation maximum (kyr)	Age GT4 (kyr)	Difference (kyr)
305	11	10	1
900	58	57	1
1,213	84	83	1
1,528	105	105	0
1,863	128	128	0
2,110	151	150	1
2,350	176	179	-3
2,530	199	203	-4
2,683	220	222	-2
2,788	244	239	5
2,863	265	255	10
2,972	293	282	11
3,042	314	301	13
3,119	335	322	13

Control points were derived assuming a correspondence between maximum 65°N mid-June insolation and $\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$ mid-transitions. Age GT4 refers to the age of the gas obtained after correction for the gas-age/ice-age differences¹⁶.

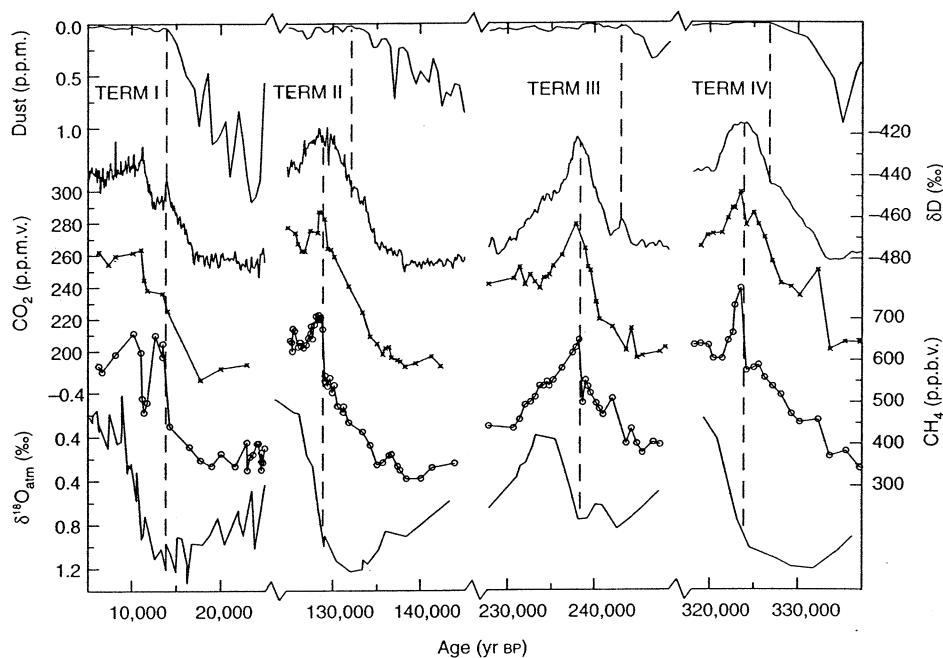


Figure 5 Vostok time series during glacial terminations. Variations with respect to time (GT4) of: a, dust; b, δD of ice (temperature proxy); c, CO_2 ; d, CH_4 ; and e, $\delta^{18}O_{atm}$

for glacial terminations I to IV and the subsequent interglacial periods (Holocene, stage 5.5, stage 7.5 and stage 9.3).

$\Delta T_{rad} = 0.75^\circ C$. Adding the effects of CH_4 and N_2O at this termination increases the forcing to $0.95^\circ C$ (here we assume that N_2O varies with climate as during termination I³⁷). This initial forcing is amplified by positive feedbacks associated with water vapour, sea ice, and possibly clouds (although in a different way for a 'doubled CO_2 ' situation than for a glacial climate³⁸). The total glacial–interglacial forcing is important ($\sim 3 W m^{-2}$), representing 80% of that corresponding to the difference between a 'doubled CO_2 ' world and modern CO_2 climate. Results from various climate simulations^{39,40} make it reasonable to assume that greenhouse gases have, at a global scale, contributed significantly (possibly about half, that is, 2–3°C) to the globally averaged glacial–interglacial temperature change.

Glacial terminations and interglacials

Our complete Vostok data set allows us to examine all glacial commencements and terminations of the past 420 kyr. We can examine the time course of the following five properties during these events: δD_{ice} , dust content, $\delta^{18}O_{atm}$, CO_2 and CH_4 (Fig. 5). We consider that, during the terminations, $\delta^{18}O_{atm}$ tracks $\delta^{18}O_{sw}$ with a lag of ~ 2 kyr (ref. 11), the response time of the atmosphere to changes in $\delta^{18}O_{sw}$. $\delta^{18}O_{atm}$ can thus be taken as an indicator of the large ice-volume changes associated with the deglaciations. Broecker and Henderson⁴¹ recently supported this interpretation for the last two terminations and discussed its limitations. Our extended $\delta^{18}O_{atm}$ record indeed reinforces such an interpretation, as it shows that the amplitudes of $\delta^{18}O_{atm}$ changes parallel $\delta^{18}O_{sw}$ changes for all four terminations. $\delta^{18}O_{sw}$ changes are similar for terminations I, II and IV (1.1–1.2‰) but much smaller for termination III (~ 0.6 ‰). The same is true for $\delta^{18}O_{atm}$ (1.4–1.5‰ for I, II and IV, and 0.8‰ for III).

A striking feature of the Vostok deuterium record is that the Holocene, which has already lasted 11 kyr, is, by far, the longest stable warm period recorded in Antarctica during the past 420 kyr (Fig. 5). Interglacials 5.5 and 9.3 are different from the Holocene, but similar to each other in duration, shape and amplitude. During each of these two events, there is a warm period of ~ 4 kyr followed by a relatively rapid cooling and then a slower temperature decrease (Fig. 5), rather like some North Atlantic deep-sea core records⁴². Stage 7.5 is different in all respects, with a slightly colder maximum,

a more spiky shape, and a much shorter duration (7 kyr at mid-transition compared with 17 and 20 kyr for stages 5.5 and 9.3, respectively). This difference between stage 7.5 and stages 5.5 or 9.3 may result from the different configuration of the Earth's orbit (in particular concerning the phase of precession with respect to obliquity³). Termination III is also peculiar as far as terrestrial aerosol fallout is concerned. Terminations I, II and IV are marked by a large decrease in dust; high glacial values drop to low interglacial values by the mid-point of the δD_{ice} increase. But for termination III, the dust concentration decreases much earlier, with low interglacial values obtained just before a slight cooling event, as for termination I (for which interglacial values are reached just before the 'Antarctic Cold Reversal').

Unlike termination I, other terminations show, with our present resolution, no clear temperature anomalies equivalent to the Antarctic Cold Reversal⁶ (except possibly at the very beginning of termination III). There are also no older counterparts to the Younger Dryas CH_4 minimum⁴³ during terminations II, III and IV given the present resolution of the CH_4 record (which is no better than 1,000–2,000 yr before stage 5).

The sequence of events during terminations III and IV is the same as that previously observed for terminations I and II. Vostok temperature, CO_2 and CH_4 increase in phase during terminations. Uncertainty in the phasing comes mainly from the sampling frequency and the ubiquitous uncertainty in gas-age/ice-age differences (which are well over ± 1 kyr during glaciations and terminations). In a recent paper, Fischer *et al.*⁴⁴ present a CO_2 record, from Vostok core, spanning the past three glacial terminations. They conclude that CO_2 concentration increases lagged Antarctic warmings by 600 ± 400 years. However, considering the large gas-age/ice-age uncertainty (1,000 years, or even more if we consider the accumulation-rate uncertainty), we feel that it is premature to infer the sign of the phase relationship between CO_2 and temperature at the start of terminations. We also note that their discussion relates to early deglacial changes, not the entire transitions.

An intriguing aspect of the deglacial CH_4 curves is that the atmospheric concentration of CH_4 rises slowly, then jumps to a maximum value during the last half of the deglacial temperature rise. For termination I, the CH_4 jump corresponds to a rapid Northern Hemisphere warming (Bölling/Allerød) and an increase

in the rate of Northern Hemisphere deglaciation (meltwater pulse IA)⁴³. We speculate that the same is true for terminations II, III and IV. Supportive evidence comes from the $\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$ curves. During each termination, $\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$ begins falling rapidly, signalling intense deglaciation, within 1 kyr of the CH_4 jump. The lag of deglaciation and Northern Hemisphere warming with respect to Vostok temperature warming is apparently greater during terminations II and IV (~9 kyr) than during terminations I and III (~4–6 kyr). The changes in northern summer insolation maxima are higher during terminations II and IV, whereas the preceding southern summer insolation maxima are higher during terminations I and III. We speculate that variability in phasing from one termination to the next reflects differences in insolation curves⁴¹ or patterns of abyssal circulation during glacial maximum. Our results suggest that the same sequence of climate forcings occurred during each termination: orbital forcing (possibly through local insolation changes, but this is speculative as we have poor absolute dating) followed by two strong amplifiers, with greenhouse gases acting first, and then deglaciation enhancement via ice-albedo feedback. The end of the deglaciation is then characterized by a clear CO_2 maximum for terminations II, III and IV, while this feature is less marked for the Holocene.

Comparison of CO_2 atmospheric concentration changes with variations of other properties illuminates oceanic processes influencing glacial–interglacial CO_2 changes. As already noted for terminations I and II⁴¹, the sequence of climate events described above rules out the possibility that rising sea level induces the CO_2 increase at the beginning of terminations. On the other hand, the small CO_2 variations associated with Heinrich events⁴⁵ suggest that the formation of North Atlantic Deep Water does not have a large effect on CO_2 concentrations. Our record shows similar relative amplitudes of atmospheric CO_2 and Vostok temperature changes for the four terminations. Also, values of both CO_2 and temperature are significantly higher during stage 7.5 than during stages 7.1 and 7.3, whereas the deep-sea core ice volume record exhibits similar levels for these three stages. These similarities between changes in atmospheric CO_2 and Antarctic temperature suggest that the oceanic area around Antarctica plays a role in the long-term CO_2 change. An influence of high southern latitudes is also suggested by the comparison with the dust profile, which exhibits a maximum during the periods of lowest CO_2 . The link between dust and CO_2 variations could be through the atmospheric input of iron⁴⁶. Alternatively, we suggest a link through deep ocean circulation and sea ice extent in the Southern Ocean, both of which play a role in ocean CO_2 ventilation and, as suggested above, in the dust input over East Antarctica.

New constraints on past climate change

As judged from Vostok records, climate has almost always been in a state of change during the past 420 kyr but within stable bounds (that is, there are maximum and minimum values of climate properties between which climate oscillates). Significant features of the most recent glacial–interglacial cycle are observed in earlier cycles. Spectral analysis emphasises the dominance of the 100-kyr cycle for all six data series except $\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$ and a strong imprint of 40- and/or 20-kyr periodicities despite the fact that the glaciological dating is tuned by fitting only two control points in the 100-kyr band.

Properties change in the following sequence during each of the last four glacial terminations, as recorded in Vostok. First, the temperature and atmospheric concentrations of CO_2 and CH_4 rise steadily, whereas the dust input decreases. During the last half of the temperature rise, there is a rapid increase in CH_4 . This event coincides with the start of the $\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$ decrease. We believe that the rapid CH_4 rise also signifies warming in Greenland, and that the deglacial $\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$ decrease records rapid melting of the Northern Hemisphere ice sheets. These results suggest that the same sequence

of climate forcing operated during each termination: orbital forcing (with a possible contribution of local insolation changes) followed by two strong amplifiers, greenhouse gases acting first, then deglaciation and ice-albedo feedback. Our data suggest a significant role of the Southern Ocean in regulating the long-term changes of atmospheric CO_2 .

The Antarctic temperature was warmer, and atmospheric CO_2 and CH_4 concentrations were higher, during interglacials 5.5 and 9.3 than during the Holocene and interglacial 7.5. The temporal evolution and duration of stages 5.5 and 9.3 are indeed remarkably similar for all properties recorded in Vostok ice and entrapped gases. As judged from the Vostok record, the long, stable Holocene is a unique feature of climate during the past 420 kyr, with possibly profound implications for evolution and the development of civilizations. Finally, CO_2 and CH_4 concentrations are strongly correlated with Antarctic temperatures; this is because, overall, our results support the idea that greenhouse gases have contributed significantly to the glacial–interglacial change. This correlation, together with the uniquely elevated concentrations of these gases today, is of relevance with respect to the continuing debate on the future of Earth's climate.

Received 20 January; accepted 14 April 1999.

- Imbrie, J. *et al.* On the structure and origin of major glaciation cycles. 1. Linear responses to Milankovich forcing. *Paleoceanography* **7**, 701–738 (1992).
- Tzedakis, P. C. *et al.* Comparison of terrestrial and marine records of changing climate of the last 500,000 years. *Earth Planet. Sci. Lett.* **150**, 171–176 (1997).
- Berger, A. L. Long-term variations of daily insolation and Quaternary climatic change. *J. Atmos. Sci.* **35**, 2362–2367 (1978).
- Lorius, C. *et al.* A 150,000-year climatic record from Antarctic ice. *Nature* **316**, 591–596 (1985).
- Barnola, J. M., Raynaud, D., Korotkevich, Y. S. & Lorius, C. Vostok ice cores provides 160,000-year record of atmospheric CO_2 . *Nature* **329**, 408–414 (1987).
- Jouzel, J. *et al.* Vostok ice core: a continuous isotope temperature record over the last climatic cycle (160,000 years). *Nature* **329**, 402–408 (1987).
- Raisbeck, G. M. *et al.* Evidence for two intervals of enhanced ¹⁰Be deposition in Antarctic ice during the last glacial period. *Nature* **326**, 273–277 (1987).
- Legrand, M., Lorius, C., Barkov, N. I. & Petrov, V. N. Vostok (Antarctic ice core): atmospheric chemistry changes over the last climatic cycle (160,000 years). *Atmos. Environ.* **22**, 317–331 (1988).
- Chappellaz, J., Barnola, J.-M., Raynaud, D., Korotkevich, Y. S. & Lorius, C. Ice-core record of atmospheric methane over the past 160,000 years. *Nature* **329**, 127–131 (1990).
- Petit, J. R. *et al.* Palaeoclimatological implications of the Vostok core dust record. *Nature* **343**, 56–58 (1990).
- Sowers, T. *et al.* 135,000 year Vostok—SPECMAP common temporal framework. *Paleoceanography* **8**, 737–766 (1993).
- Jouzel, J. *et al.* Extending the Vostok ice-core record of palaeoclimate to the penultimate glacial period. *Nature* **364**, 407–412 (1993).
- Jouzel, J. *et al.* Climatic interpretation of the recently extended Vostok ice records. *Clim. Dyn.* **12**, 513–521 (1996).
- Genthon, C. *et al.* Vostok ice core: climatic response to CO_2 and orbital forcing changes over the last climatic cycle. *Nature* **329**, 414–418 (1987).
- Lorius, C., Jouzel, J., Raynaud, D., Hansen, J. & Le Treut, H. Greenhouse warming, climate sensitivity and ice core data. *Nature* **347**, 139–145 (1990).
- Raynaud, D. *et al.* The ice record of greenhouse gases. *Science* **259**, 926–934 (1993).
- Petit, J. R. *et al.* Four climatic cycles in Vostok ice core. *Nature* **387**, 359–360 (1997).
- Kapitza, A. P., Ridley, J. K., Robin, G. d. Q., Siegert, M. J. & Zotikov, I. A. A large deep freshwater lake beneath the ice of central East Antarctica. *Nature* **381**, 684–686 (1996).
- Bender, M., Sowers, T. & Labeyrie, L. D. The Dole effect and its variation during the last 130,000 years as measured in the Vostok core. *Glob. Biogeochem. Cycles* **8**, 363–376 (1994).
- Barnola, J. M., Pimienta, P., Raynaud, D. & Korotkevich, Y. S. CO_2 climate relationship as deduced from the Vostok ice core: a re-examination based on new measurements and on a re-evaluation of the air dating. *Tellus B* **43**, 83–91 (1991).
- Lorius, C. & Merlivat, L. In *Isotopes and Impurities in Snow and Ice. Proc. the Grenoble Symp. Aug./Sept. 1975* 127–137 (Publ. 118, IAHS, 1977).
- Dahl-Jensen, D. *et al.* Past temperatures directly from the Greenland ice sheet. *Science* **282**, 268–271 (1998).
- Salamatin, A. N. *et al.* Ice core age dating and paleothermometer calibration on the basis of isotopes and temperature profiles from deep boreholes at Vostok station (East Antarctica). *J. Geophys. Res.* **103**, 8963–8977 (1998).
- Krinner, G., Genthon, C. & Jouzel, J. GCM analysis of local influences on ice core δ signals. *Geophys. Res. Lett.* **24**, 2825–2828 (1997).
- Hoffmann, G., Masson, V. & Jouzel, J. Stable water isotopes in atmospheric general circulation models. *Hydrol. Processes* (in the press).
- Bassinot, F. C. *et al.* The astronomical theory of climate and the age of the Brunhes-Matuyama magnetic reversal. *Earth Planet. Sci. Lett.* **126**, 91–108 (1994).
- Shackleton, N. J., Imbrie, J. & Hall, M. A. Oxygen and carbon isotope record of East Pacific core V19-30: implications for the formation of deep water in the late Pleistocene North Atlantic. *Earth Planet. Sci. Lett.* **65**, 233–244 (1983).
- Steig, E. *et al.* Synchronous climate changes in Antarctica and the North Atlantic. *Science* **282**, 92–95 (1998).
- Howard, W. A warm future in the past. *Nature* **388**, 418–419 (1997).
- Malaizé, B., Paillard, D., Jouzel, J. & Raynaud, D. The Dole effect over the last two glacial–interglacial cycles. *J. Geophys. Res.* (in the press).
- Legrand, M. & Delmas, R. J. Formation of HCl in the Antarctic atmosphere. *J. Geophys. Res.* **93**, 7153–7168 (1987).
- Yung, Y. K., Lee, T., Chung-Ho & Shieh, Y. T. Dust: diagnostic of the hydrological cycle during the last glacial maximum. *Science* **271**, 962–963 (1996).

articles

33. de Menocal, P. Plio-Pleistocene African climate. *Science* 270, 53–59 (1995).
34. CLIMAP. *Seasonal Reconstructions of the Earth's Surface at the Last Glacial Maximum* (Geol. Soc. Am., Boulder, Colorado, 1981).
35. Basile, I. *et al.* Patagonian origin dust deposited in East Antarctica (Vostok and Dome C) during glacial stages 2, 4 and 6. *Earth Planet. Sci. Lett.* 146, 573–589 (1997).
36. Basile, I. *Origine des Aérosols Volcaniques et Continentaux de la Carotte de Glace de Vostok (Antarctique)*. Thesis, Univ. Joseph Fourier, Grenoble (1997).
37. Leuenberger, M. & Siegenthaler, U. Ice-age atmospheric concentration of nitrous oxide from an Antarctic ice core. *Nature* 360, 449–451 (1992).
38. Ramstein, G., Serafini-Le Treut, Y., Le Treut, H., Forichon, M. & Joussaume, S. Cloud processes associated with past and future climate changes. *Clim. Dyn.* 14, 233–247 (1998).
39. Berger, A., Loutre, M. F. & Gallée, H. Sensitivity of the LLN climate model to the astronomical and CO₂ forcings over the last 200 ky. *Clim. Dyn.* 14, 615–629 (1998).
40. Weaver, A. J., Eby, M., Fanning, A. F. & Wilbe, E. C. Simulated influence of carbon dioxide, orbital forcing and ice sheets on the climate of the Last Glacial Maximum. *Nature* 394, 847–853 (1998).
41. Broecker, W. S. & Henderson, G. M. The sequence of events surrounding termination II and their implications for the causes of glacial interglacial CO₂ changes. *Paleoceanography* 13, 352–364 (1998).
42. Cortijo, E. *et al.* Eemian cooling in the Norwegian Sea and North Atlantic ocean preceding ice-sheet growth. *Nature* 372, 446–449 (1994).
43. Chappellaz, J. *et al.* Synchronous changes in atmospheric CH₄ and Greenland climate between 40 and 8 kyr BP. *Nature* 366, 443–445 (1993).
44. Fischer, H., Wahlen, M., Smith, J., Mastoianni, D. & Deck, B. Ice core records of atmospheric CO₂ around the last three glacial terminations. *Science* 283, 1712–1714 (1999).
45. Stauffer, B. *et al.* Atmospheric CO₂ concentration and millennial-scale climate change during the last glacial period. *Nature* 392, 59–61 (1998).
46. Martin, J. H. Glacial-interglacial CO₂ change: The iron hypothesis. *Paleoceanography* 5, 1–13 (1990).
47. Paillard, D., Labeyrie, L. & Yiou, P. Macintosh program performs time-series analysis. *Eos* 77, 379 (1996).
48. Ritz, C. *Un Modèle Thermo-mécanique d'évolution Pour le Bassin Glaciaire Antarctique Vostok-Glacier Byrd: Sensibilité aux Valeurs de Paramètres Mal Connus* Thesis, Univ. Grenoble (1992).
49. Blunier, T. *et al.* Timing of the Antarctic Cold Reversal and the atmospheric CO₂ increase with respect to the Younger Dryas event. *Geophys. Res. Lett.* 24, 2683–2686 (1997).
50. Waelbroeck, C. *et al.* A comparison of the Vostok ice deuterium record and series from Southern Ocean core MD 88-770 over the last two glacial-interglacial cycles. *Clim. Dyn.* 12, 113–123 (1995).
51. Blunier, T. *et al.* Asynchrony of Antarctic and Greenland climate change during the last glacial period. *Nature* 394, 739–743 (1998).
52. Bender, M., Malaizé, B., Orchado, J., Sowers, T. & Jouzel, J. High precision correlations of Greenland and Antarctic ice core records over the last 100 kyr. in *The Role of High and Low Latitudes in Millennial Scale Global Change* (eds Clark, P. & Webb, R.) (AGU Monogr., Am. Geophys. Union, in the press).

Supplementary information is available on Nature's World-Wide Web site (<http://www.nature.com>) or as paper copy from the London editorial office of Nature.

Acknowledgements. This work is part of a joint project between Russia, France and USA. We thank the drillers from the St Petersburg Mining Institute; the Russian, French and US participants for field work and ice sampling; and the Russian Antarctic Expeditions (RAE), the Institut Français de Recherches et Technologies Polaires (IFRTP) and the Division of Polar Programs (NSF) for the logistic support. The project is supported in Russia by the Russian Ministry of Sciences, in France by PNEDC (Programme National d'Études de la Dynamique du Climat), by Fondation de France and by the CEC (Commission of European Communities) Environment Programme, and in the US by the NSF Science Foundation.

Correspondence and requests for materials should be addressed to J.R.P. (e-mail: petit@glaciog.ujf-grenoble.fr).

Evolutions temporelles de la concentration en gaz à effet de serre et du climat d'après la carotte de Vostok (Antarctique)

Time evolutions of the greenhouse effect gases concentration and the climate from the Vostok core

par Laurence Pépin, Jean-Marc Barnola, Jean-Robert Petit, Dominique Raynaud
Laboratoire de Glaciologie et de Géophysique de l'Environnement du CNRS,
Associé à l'Université Joseph Fourier, Grenoble

Polar ice and air bubbles trapped in it, attest climate history and the atmospheric composition of the Earth. The Vostok drill at the Russian station of Vostok on the Antarctic Plateau provides a more 400 000-year long record of these conditions. Through this time, climate in Antarctica oscillated between 4 glacials, for which surface temperatures were about 10°C below modern ones, and 5 interglacial periods as the modern one. It is shown that greenhouse gases (CO₂ and CH₄) concentrations are higher during warm periods than cold ones. Scrutinising glacial to interglacial transitions shows that Southern Hemisphere processes lead northern ones. Furthermore, sea level rise appears to lag variations of other variables. Finally, these records give evidence that CO₂ and CH₄ levels measured at present time, have never been reached during the late 420 000 years.

I ■ L'ARCHIVAGE GLACIAIRE

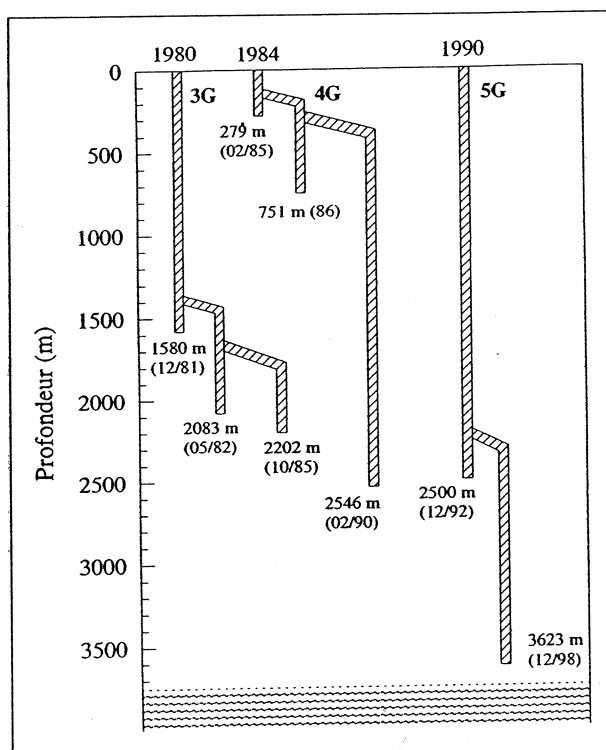
La neige qui se dépose à la surface des régions polaires a une composition isotopique qui caractérise sa température de formation. En tombant, les flocons lessivent l'atmosphère et incorporent alors des impuretés (aérosols) fournissant ainsi des informations sur l'état de l'atmosphère. Ensuite, la neige se transforme lentement en glace, passant d'un milieu à porosité ouverte, c'est-à-dire en contact avec l'atmosphère, à un milieu isolé dont 10 % environ du volume est composé de bulles d'air [1]. La durée du processus de densification du névé polaire implique que l'air soit plus jeune que la glace qui l'entoure. La connaissance de cette différence d'âge est importante pour comparer les enregistrements de la composition gazeuse de l'atmosphère aux paramètres climatiques issus de la glace elle-même. De plus, il faut tenir compte des processus physiques (gravitation, diffusion) qui peuvent modifier légèrement la composition de l'air du névé et donc des bulles, pour connaître les concentrations passées des divers gaz. Cela suppose une bonne connaissance des paramètres profondeur et température, correspondant au niveau de fermeture des pores. Dans le cas de l'étude des gaz atmosphériques, il est également nécessaire de s'affranchir des processus générés par la présence de couches de fusion en surface, de fractures ou encore par des contenus relativement importants en impuretés (cas de la glace du Groënland) qui, par réactions chimiques, peuvent modifier la composition initiale en CO₂.

II ■ VOSTOK : UN SITE IDÉAL POUR LES ÉTUDES PALÉO-CLIMATIQUES À LONG TERME

Le site de Vostok en Antarctique de l'Est (78° 28' Sud, 106° 48' Est : 3488 m d'altitude) est particulièrement indiqué pour les études paléo-climatiques sur de longues périodes. Il y règne en effet une température si basse (jusqu'à -89°C en hiver et environ -55°C en moyenne annuelle) que toute fusion même partielle des couches de surface est exclue, garantissant ainsi l'intégrité des enregistrements gazeux et en particulier celui du CO₂. De plus le contenu en impuretés de la neige déposée dans cette région centrale de l'Antarctique de l'Est est particulièrement faible. Enfin, les précipitations sont rares sur cette partie de l'Antarctique. A Vostok l'accumulation moyenne annuelle est d'environ 2,3 g/cm²/an, ce qui correspond à moins de 10 cm de précipitation neigeuse par an. Cette faible accumulation conjuguée à l'épaisseur de la calotte de glace qui est de plus de 3700 m, font du site de Vostok le lieu idéal pour reconstruire de manière la plus directe possible, l'histoire du climat et de l'atmosphère de notre planète sur une très longue période.

● 2.1 Historique des opérations de forage à Vostok

Installés à Vostok depuis l'année géophysique internationale (1957), les Soviétiques informent en 1982 la commu-



1. Historique des opérations de forages profonds à la station de Vostok depuis 1980 (adapté de Jouzel et al., *Climate Dynamics*, vol. 12, 1996).

nauté scientifique internationale que le forage 3G a atteint la profondeur de 2082 m (voir l'historique des forages sur la figure 1). Dès lors, une collaboration scientifique s'engage entre la France et l'Union Soviétique qui aboutit en 1985 à la publication de premiers résultats portant sur un cycle climatique complet [2]. En 1989 les Etats-Unis se joignent à la Russie et la France pour poursuivre l'étude des carottes du forage profond à Vostok et en 1990 le puits n°5 est amorcé. Vostok est alors un projet tripartite tant sur le plan technique et logistique, que scientifique. La France contribue à ces opérations par le biais de l'Institut Français de Recherche en Terres Polaires (IFRTP) pour la partie logistique, alors que le volet scientifique est confié principalement à deux laboratoires : le Laboratoire de Glaciologie et de Géophysique de l'Environnement (LGGE, Grenoble) et le Laboratoire des

Sciences du Climat et de l'Environnement (LSCE, Saclay). En 1993, alors que le forage atteint la profondeur de 2755 m, la station ferme pour l'hiver. Les opérations se poursuivent alors uniquement pendant les périodes estivales et en fin de saison 1998 le forage est stoppé à la profondeur record de 3623 m. Cette profondeur ne correspond pas à celle du socle rocheux, puisque environ 120 m plus bas s'étend un lac sous-glaciaire. Mais certaines perturbations des enregistrements, dues à l'écoulement de la glace et à la présence du lac, sont suspectées au-dessous de 3310 m de profondeur [3,4]. Par conséquent nous présenterons ici les enregistrements climatiques issus des 3310 m supérieurs de la carotte, ce qui représente l'enregistrement continu de la composition de l'atmosphère le plus long existant à ce jour puisqu'à cette profondeur la glace est vieille de plus de 420 000 ans [3].

● 2.2 Quelques paramètres mesurés à Vostok et leur signification climatique

Il existe deux catégories de paramètres que l'on peut extraire des carottes de glace. D'une part les informations de la matrice de glace elle-même, d'autre part les concentrations en différents gaz et de leurs isotopes que l'on mesure à partir de l'analyse de l'air piégé dans les bulles d'air au sein de la glace.

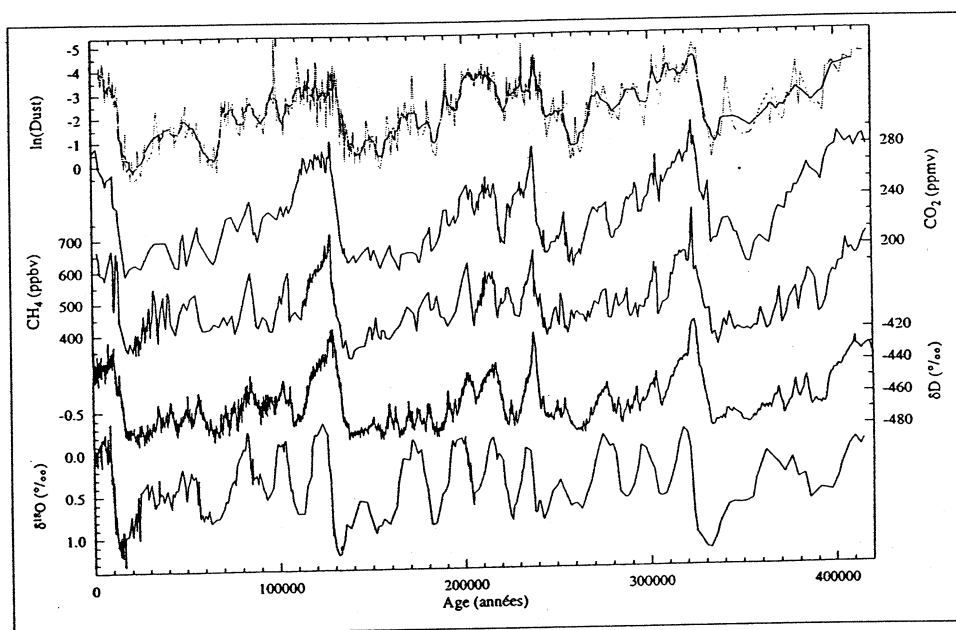
Dans le médium "glace" on mesure en particulier la composition isotopique de la glace (teneur en deutérium dans le cas de Vostok). Cette variable est notée δD , elle est associée à la température de formation des précipitations c'est-à-dire à une centaine de mètres d'altitude au-dessus de la surface. Finalement, on relie la teneur en deutérium de la glace à la température de surface.

On mesure également dans la glace la concentration en particules continentales insolubles. La quantité de poussières parvenant à Vostok dépend des conditions environnementales régnant en Amérique du Sud (Patagonie), région d'origine de ces poussières, ainsi que du transport de celle-ci jusqu'en Antarctique. L'expression "conditions environnementales" recouvre les conditions d'aridité, de rugosité des sols, de couverture végétale, de vitesse et fréquence des vents de surface... qui caractérisent cette région. On suggère par ailleurs que l'étendue de la glace de mer en Atlantique Sud semble jouer un rôle important dans les variations de ce paramètre.

A partir de l'analyse de l'air contenu dans la glace on déduit en particulier les variations de la teneur en CO_2 et en

Média	Paramètre mesuré	Signification climatique ou environnementale
Glace	δD (‰)	Température en Antarctique
	Poussières	Conditions environnementales en Amérique du Sud (Patagonie)
Gaz	CO_2 (ppmv : parties par million en volume)	Effet radiatif Cycle du carbone
	CH_4 (ppbv : parties par million en volume)	Effet radiatif Cycle du carbone (continents) Réchauffement de l'hémisphère Nord Déglaciation rapide de l'hémisphère Nord
	$\delta^{18}O_{atm}$ (‰)	Volume global des glaces continentales Cycle hydrologique aux basses latitudes

Tableau 1. Paramètres mesurés dans la carotte de Vostok.



2. Evolutions temporelles des poussières, du CO_2 , du CH_4 , du δD (température) et du $\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$ au cours des 420 000 dernières années (adaptée de [3]).

CH_4 de l'atmosphère. Ces gaz sont après la vapeur d'eau, et par ordre décroissant d'importance, les 2 principaux gaz à effet de serre. Cela signifie que ces molécules possèdent la propriété de capter l'énergie émise par la Terre dans les grandes longueurs d'ondes et d'empêcher ainsi sa dissipation vers l'espace. Ce mécanisme contribue au réchauffement de la planète ; à ce titre il est important de comprendre les processus qui font évoluer de manière naturelle la concentration de ces gaz dans l'atmosphère. De plus, CO_2 et CH_4 sont répartis de manière particulièrement homogène dans l'atmosphère. L'enregistrement du CO_2 dans les glaces de l'hémisphère Nord n'est pas fiable en raison de réactions chimiques rendues possibles par la forte concentration d'impuretés de cette glace. En revanche, l'enregistrement du CH_4 n'est pas faussé par ce biais ; on se sert alors des caractéristiques de celui-ci (accélération de l'augmentation de la concentration du CH_4 lors des transitions glaciaire-interglaciaires) comme marqueurs stratigraphiques des changements climatiques de l'hémisphère Nord (réchauffement, influence sur le volume des glaces continentales) et pour les repérer dans les enregistrements de l'hémisphère Sud.

Les variations de la teneur en isotope 18 de l'oxygène des bulles d'air ($\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$) dépendent de 2 facteurs principaux : d'une part du cycle hydrologique aux basses latitudes et d'autre part des variations du volume des glaces continentales (donc du niveau marin). Par rapport au volume des glaces, il faut toutefois tenir compte d'un retard du $\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$ d'environ 2000 ans lié au transfert du signal océanique vers l'atmosphère via la photosynthèse.

Le résumé des paramètres mesurés dans la carotte de Vostok et les significations que nous leur attribuons sont donnés dans le tableau 1.

● 2.3. Quatre cycles climatiques révélés par la carotte de Vostok

Sur la figure 2 sont présentées les évolutions temporelles de la température, des poussières (échelle logarithmique), du CO_2 , du CH_4 et du $\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$, au cours des 420 000 dernières années. Les données et la chronologie utilisées sont celles

publiées par Petit et al. [3].

Les paramètres du climat et de l'environnement montrent 4 cycles majeurs appelés cycles glaciaire-interglaciaires avec des profils caractéristiques en "dents de scie". Les enregistrements sont marqués par des périodicités de 100 000 et 40 000 ans, sauf celui du $\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$ qui est dominé par une composante de 20 000 ans. A la manière de celles observées dans les sédiments marins, ces périodes témoignent de la modulation du climat par les variations séculaires de l'insolation associées aux changements de l'orbite de la Terre autour du Soleil (théorie de Milankovitch).

Pendant ces 4 grands cycles climatiques, les caractéristiques de l'atmosphère ont varié entre des limites relativement stables : l'amplitude des variations glaciaire-interglaciaires de la température en Antarctique est de l'ordre de 12°C au niveau du sol ; entre les périodes glaciaires et interglaciaires les concentrations de l'atmosphère en gaz à effet de serre varient de 180 ppmv à 280 ppmv pour le CO_2 et de 350 ppbv à 700 ppbv pour le CH_4 . Par rapport au climat actuel, les interglaciaires précédents (vers -130 000, -240 000 et -320 000 ans) diffèrent en durée et en morphologie. La période chaude (Holocène) que nous connaissons depuis 10 000 ans est celle qui présente la durée de stabilité la plus longue. En revanche les interglaciaires vers -130 000 et -320 000 ans auraient été plus chauds (2°C environ) pendant quelques milliers d'années.

Les concentrations en gaz à effet de serre apparaissent fortement corrélées à la température en Antarctique sur l'ensemble de la période étudiée, ce qui confirme les résultats précédemment publiés sur les derniers 150 000 ans. Notons tout de même dans le cas du CO_2 que celui-ci commence à diminuer en retard de quelques milliers d'années sur la température Antarctique lors des transitions vers les périodes glaciaires. Une hypothèse pour expliquer ce décalage est d'envisager la persistance de la biosphère continentale malgré le refroidissement au début des glaciations. On remarque finalement que les concentrations actuelles en CO_2 et en CH_4 (365 ppmv et 1700 ppbv respectivement) n'ont jamais été atteintes au cours des 420 000 dernières années, ce qui ne peut que nous interpeller quant à la contribution

possible de ces gaz au futur réchauffement de notre planète.

On observe également une très forte ressemblance entre les profils du CO_2 et de la concentration en poussières (échelle logarithmique). Cette corrélation est d'autant plus intéressante qu'elle est aussi valable lors des entrées en glaciation. La glace de mer, en réduisant par exemple les échanges entre l'atmosphère et l'océan, peut influencer la teneur en CO_2 de l'atmosphère. Nous pensons que la glace de mer en Atlantique Sud affecte le climat de l'Amérique du Sud, ce qui peut ensuite jouer un rôle important dans l'érosion continentale, la production de poussières et leur transport jusqu'en Antarctique.

● 2.4. Séquence des événements enregistrés à Vostok lors des transitions glaciaire-interglaciaires

Pour recueillir plus d'informations sur les mécanismes susceptibles d'engendrer les oscillations glaciaire-interglaciaires du climat, il est intéressant d'examiner plus en détail la séquence des événements lors des transitions glaciaire-interglaciaires (autour de -15 000, -130 000, -240 000 et -330 000 ans).

De ce travail il ressort que l'enchaînement des modifications glaciaire-interglaciaires de chacun des paramètres étudié est le même pour les 4 dernières transitions climatiques (aux incertitudes analytiques et de datation près). De manière générale lors des déglaciations, la séquence est la suivante :

- Diminution des poussières,
- Début de l'augmentation du CH_4 (-600 – +1100 ans),
- Augmentation du CO_2 (1100 – 1700 ans),
- Augmentation de la température (800 – 2600 ans),
- Diminution de $\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$ (3600 – 7300 ans),
- Accélération de l'augmentation du CH_4 (4700 – 10600 ans).

Les chiffres entre parenthèse sont les domaines de variation du retard de l'évolution de la variable considérée par rapport à la diminution des poussières qui est toujours le premier paramètre à réagir sauf pour la transition autour de 330 000 ans.

L'analyse de cette séquence permet de tirer quelques conclusions quant aux mécanismes susceptibles d'expliquer les oscillations glaciaire-interglaciaires du climat et en particulier les variations de la teneur en CO_2 de l'atmosphère.

Le quasi-synchronisme des variations du CO_2 et du CH_4 par rapport à la température antarctique est en accord avec l'hypothèse d'un rôle amplificateur des gaz à effet de serre vis-à-vis du réchauffement climatique. Notons à ce sujet que le retard apparent des modifications de la température antarctique sur la concentration de l'atmosphère en gaz à effet de serre (quelques centaines d'années) peut provenir de l'incertitude relative à l'évaluation de la différence d'âge entre la glace et le gaz. D'autre part, on s'aperçoit que les indicateurs des changements climatiques dans l'hémisphère Sud (température et poussières) sont en avance sur ceux plus spécifiques de l'hémisphère Nord ($\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$ et 2nde phase de l'augmentation de la concentration en CH_4). Ce résultat met en relief l'importance des mécanismes prenant naissance dans l'hémisphère Sud, conformément à ce qui a déjà été suggéré dans d'autres études [5]. Concernant les variations glaciaires-interglaciaires de la teneur en CO_2 de l'atmosphère, on sait que l'océan y joue un rôle prépondérant (le stock de carbone de l'océan étant actuellement 60 fois plus

important que celui de l'atmosphère). En revanche ce type d'étude semble montrer que les changements du volume de l'océan n'est pas l'élément initiateur des variations du CO_2 dans l'atmosphère. En effet, on constate que les indicateurs du niveau marin (déduit de l'accélération de l'augmentation du CH_4 qui est en phase avec une fonte marquée des glaces de l'hémisphère Nord, ou encore de la diminution du $\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$) réagissent toujours en retard sur les variations du CO_2 lors des 4 dernières transitions glaciaire-interglaciaires.

III ■ IMPLICATIONS ET TRAVAUX À VENIR

Parmi les résultats que nous avons énoncés, il nous semble important d'insister sur quelques points. La séquence des événements suggère que l'augmentation de la concentration de ces gaz dans l'atmosphère soit en phase avec l'augmentation de la température antarctique dans la limite des incertitudes de l'enregistrement. Il semble de plus que ces augmentations aient lieu bien avant le grand réchauffement des hautes latitudes Nord et probablement avant la hausse du niveau marin. Finalement, il paraît maintenant certain que les teneurs actuellement mesurées de deux des principaux gaz à effet de serre, le CO_2 et le CH_4 , n'ont jamais été atteintes au cours des 420 000 dernières années.

Dans l'avenir le forage profond de Dôme C (74° 39' Sud, 124° 1' Est, altitude 3 240 m), dans le cadre du projet européen EPICA devrait fournir un nouvel enregistrement glaciaire couvrant une période équivalente. Nous pourrions ainsi affiner les résultats obtenus à Vostok.

Remerciements

La dextérité des foreurs russes est à la base des résultats présentés ici. Merci donc à eux, aux Expéditions Antarctiques Russes, à l'IFRTP et la NSF (section Polar Research) pour leur support logistique. Ce travail est largement inspiré de l'article [3] paru dans la revue "Nature" en 1999, merci à nos co-auteurs.

Références bibliographiques

- [1] RAYNAUD D., BARNOLA J.-M., CHAPPELLAZ J. (1995). Les glaces polaires : une mémoire de l'évolution des gaz à effet de serre. *La Houille Blanche*, 5, 123-125.
- [2] LORIUS et al. (1985). A 150.000-year climatic record from Antarctic ice. *Nature*, 316, 6029, 591-596.
- [3] PETIT J.-R. et al. (1999). Climate and atmospheric history of the past 420 000 years from the Vostok ice core. *Antarctica, Nature*, 399, 429-436.
- [4] JOUZEL et al. (1999). More than 200 meters of lake ice above subglacial Lake Vostok. *Antarctica, Science*, 286, 2138-2141.
- [5] BROECKER W.S., HENDERSON G.M. (1998). The sequence of events surrounding termination II and their implications for the cause of glacial-interglacial CO_2 changes. *Paleoceanography*, 13, 4, 352-364.

**HEMISPHERIC ROLES OF CLIMATE FORCINGS DURING
GLACIAL-INTERGLACIAL TRANSITIONS
as deduced from the Vostok record and LLN-2D model experiments.**

L. Pépin¹, D. Raynaud¹, J-M. Barnola¹, M.F. Loutre^{1,2}

¹ Laboratoire de Glaciologie et Géophysique de l'environnement, Domaine Universitaire, BP 96, 38402 Saint Martin d'Hères, France

² Institut d'Astronomie et de Géophysique, Université catholique de Louvain, 2 chemin du Cyclotron, 1348 Louvain-la-Neuve, Belgique.

Abstract

The Vostok ice contains fingerprints of atmospheric greenhouse trace-gases, Antarctic temperature, Northern Hemisphere temperature and global ice volume/sea level changes during the last glacial-interglacial cycles and thus allows us to investigate the sequences of these climatic events, in particular during the transitions from full glacial to interglacial conditions. The use of the updated CO₂ record presented here and a reexamination of the sea level proxy confirm that the succession of changes has been similar through each of the four marked transitions found at Vostok. Antarctic air temperature and CO₂ increase in parallel and almost synchronously, while the rapid warmings over Greenland take place during the last half of their change and coincide with the marked decay in continental ice volume. The Vostok results thus emphasize a fundamental difference between South and North in terms of climate dynamics. Our results confirm the role of CO₂ as an important contributor to glacial-interglacial warming in the South and that the marked warming observed at high latitudes North (lagging behind the CO₂ increase by several thousand years) may have been strongly influenced by the albedo effect due to the decay of the northern ice sheets. Such a climatic scenario is supported by sensitivity experiments performed with the LLN 2-D model forced by the Northern Hemisphere insolation and CO₂. Model results indicate that the decay of the

Northern ice sheets and the Northern Hemisphere temperature depend primarily on the northern summer insolation. These results, nevertheless, could be affected if mechanisms specific to the Southern Hemisphere appear to play a major role in driving the Northern hemisphere climate. The model also helps to constrain the time response of ice volume to insolation and CO₂ changes.

Introduction

Changes in insolation, in composition and circulation of the atmosphere, as well as continental and oceanic modifications - like ice and vegetation distribution, ocean dynamics – are the basic forcings changing the climate of our planet. Such mechanisms are partially or totally involved in the climate variability observed at different time scales, from the Earth's orbital frequencies modulating the latitudinal distribution of the insolation to changes occurring at much higher frequencies. If the different forcings are generally reasonably identified, it is much more difficult to assess the role played by each one in the temporal variability of the past and present climate. In this respect the glacial-interglacial transitions appear privileged, due to their global nature and exceptional amplitudes.

The Vostok ice record offers a unique opportunity to investigate the sequence of changes during the last four glacial-interglacial transitions (named hereafter T1 to T4, from the most recent to the oldest one) between different climate forcings - as greenhouse gases and ice volume – and northern and southern temperatures [*Petit et al.*, 1999]. Indeed, the Vostok ice archives different properties, in particular the deuterium content of the ice (δD_{ice}) and, in the entrapped air, the concentrations of CO₂, CH₄ and ¹⁸O of O₂ ($\delta^{18}O_{air}$) which can be considered as proxies of atmospheric greenhouse trace gases, temperature at high southern and northern latitudes and sea level/ice volume as follows.

δD_{ice} is a proxy of local temperature changes and is thought to be, at least qualitatively, of large geographical significance in the Southern Hemisphere.

CO₂ and CH₄ are two major atmospheric greenhouse trace-gases which are considered to have significantly contributed to the glacial-interglacial global warmings [*Lorius et al.*, 1990]; [*Berger et al.*, 1998]; [*Weavers et al.*, 1998]). Past changes of CO₂ are essentially driven by the ocean, while changes in wetlands through the hydrological cycle are thought to be the main source of the modifications in atmospheric CH₄ before the anthropogenic impact.

Furthermore a similar CH₄ event found in each of the four transitions can be used as a time marker of the glacial-interglacial warming in the North. Namely, one of the striking feature of the methane record is the marked jump observed in its increase during the second half of the four glacial-interglacial transitions (figure 1). Petit et al. [1999] note that, in the case of the last transition (T1), the CH₄ jump, which is a global signal (i.e. which occurs simultaneously over Greenland and Antarctica), is synchronous with the rapid and marked Northern Hemisphere warming (Bølling/Allerød), as recorded in the Greenland ice records (GRIP and GISP2). They speculate that the same feature is true for the three other transitions and propose to use these CH₄ jumps recorded in the Vostok ice as time markers of the prominent glacial-interglacial warmings in high northern latitudes.

$\delta^{18}\text{O}_{\text{air}}$ tracks the changes in the ¹⁸O content of sea water ($\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}$) [Bender et al., 1985; Sowers et al., 1991] and has been used, by Broecker and Henderson [1998] for the last two transitions and Petit et al. [1999] for the four transitions, as an indicator of the continental ice volume decay associated with the deglaciations.

Since the publication by Petit et al. [1999] we have increased the resolution of the CO₂ record. We also revisit here the use of variations in $\delta^{18}\text{O}_{\text{air}}$ at Vostok as a proxy of ice volume changes. We then discuss the sequence of events during the transitions in terms of climate dynamics and forcings both in the northern and southern hemispheres. Finally, we investigate the response of the northern climate (temperature, ice volume) to changes in the latitudinal distribution of the insolation and CO₂, using the LLN 2-D NH climate model.

Updating the Vostok CO₂ record.

The Vostok data used in the present paper are basically those published by Petit et al. [1999]. Nevertheless, for CO₂, a set of 75 new depth levels has been measured with the same analytical procedure as the one described by Petit et al. These additional measurements are mainly in the 100-400 kyr BP interval (see figure 1). They precise and confirm the previous profile and increase its time resolution, especially during T2. The record is now based on 379 measurements (corresponding to 359 depth levels) and the mean temporal resolution for T1 to T4 is respectively : 1800, 600, 750, 1050 years. The temporal resolution of CO₂

measurements through T1 is still significantly lower, due to the difficulty to find suitable uncracked samples in the brittle zone of the Vostok core.

Revisiting the use of $\delta^{18}\text{O}_{\text{air}}$ as an ice volume proxy.

Sea level changes during deglaciations are mainly due to waxing and waning of northern hemisphere ice sheets. Direct evidences of sea level change, as dated coral terraces ([Bard et al., 1990] and for a recent review [Balbon, 2000]), are available for the last deglaciation and previous sea-level high stands. Sea level changes can also be deduced from the oceanic records of $\delta^{18}\text{O}$ in benthic forams ([Imbrie et al., 1984], [Waelbroeck et al., submitted]). But, the problem of the comparison of these records with Vostok arises as they are expressed in different chronologies. To avoid these dating problems it is possible to find a proxy of the sea level change in the set of Vostok records. $\delta^{18}\text{O}_{\text{air}}$ has been considered as such a proxy and, as mentioned in the introduction, has thus been used in the case of the four Vostok terminations by Petit et al. [1999]. It is however known that $\delta^{18}\text{O}_{\text{air}}$ variations are mainly influenced by two processes: modifications of the isotopic composition of sea water, which depend on the changes in continental ice volume, and hydrologic cycle of continental waters (mainly at low latitudes) through photosynthetic processes ([Bender et al., 1994]; [Mélières et al., 1997]; [Malaizé et al., 1999]). But the respective influences of these two components are still under debate. The comparison of the amplitude of glacial to interglacial changes of $\delta^{18}\text{O}_{\text{air}}$ and $\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}$ (about 1‰ in the two cases) tends to attribute the major role to the ice volume during deglaciations ([Sowers et al., 1991]; [Sowers et al., 1993]). On the other hand, Mélières et al. [1997] have shown for marine isotopic stage 6.5 (about 175 kyrs BP) that $\delta^{18}\text{O}_{\text{air}}$ exhibits a large variation whereas $\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}$ stay relatively constant. This points out, in this case, the role of the hydrologic cycle of continental waters on the variations of the $\delta^{18}\text{O}_{\text{air}}$ and the authors conclude that this influence may be major in the whole record.

We propose here to check how robust is $\delta^{18}\text{O}_{\text{air}}$ as an indicator of the timing of ice volume/sea level changes by decomposing the $\delta^{18}\text{O}_{\text{air}}$ signal into its two major components:

$$\delta^{18}\text{O}_{\text{air}} = \delta_{\text{hydro}} + \delta_{\text{sl}},$$

where δ_{hydro} represents the influence of the hydrologic cycle on the $\delta^{18}\text{O}_{\text{air}}$ variations and δ_{sl} that of continental ice volume, i.e. sea level.

We use two different methods to extract δ_{hydro} from the basic signal. Both methods are based on the assumption that δ_{hydro} is directly influenced by the astronomical forcing at low latitudes. First we synchronise (peak to peak) JJA insolation at low latitude (20°N) with $\delta^{18}\text{O}_{\text{air}}$ expressed in the GT4 chronology. The correlation between these two parameters is then $r=0.68$, i.e. 46 % (r^2) of $\delta^{18}\text{O}_{\text{air}}$ variations can be statistically explained by changes in the low latitude summer insolation. Assuming a constant phase difference and a linear relation between $\delta^{18}\text{O}_{\text{air}}$ and low latitude insolation, the regression between them ($\delta^{18}\text{O}_{\text{air}} = a \cdot \text{Insol} + b$) is used to extract $\delta_{\text{hydro}}^{\text{I}}$ ($\delta_{\text{hydro}}^{\text{I}} = a \cdot \text{Insol} + b$).

Filtering the $\delta^{18}\text{O}_{\text{air}}$ record, after synchronisation with the precession signal, with a band pass around the precession frequencies (between 18 and 24 kyr) is another way to estimate δ_{hydro} (index P).

These approaches are probably simplistic because they are not based on real physical processes, however they likely provide upper limits for δ_{hydro} .

Removing each δ_{hydro} from the $\delta^{18}\text{O}_{\text{air}}$ signal, we then obtain $\delta_{\text{sl}}^{\text{I}}$ and $\delta_{\text{sl}}^{\text{P}}$. The two δ_{sl} records are shown over the four cycle on figure 2 together with $\delta^{18}\text{O}_{\text{air}}$ and the reconstructed sea level by Waelbroeck et al. (submitted). They are very similar ($r^2=0.83$) and show variations much closer to the sea level reconstruction than $\delta^{18}\text{O}_{\text{air}}$ does. We note that amplitudes of δ_{sl} variations are generally smaller than those of $\delta^{18}\text{O}_{\text{air}}$. The comparison between the sea level and δ_{sl} curves is most meaningful over the last 150 kyr, during which the cross-dating problems are less critical. For this period, the correlation coefficients (r^2) between the sea level reconstruction and the δ_{sl} signals are 0.56 (for $\delta_{\text{sl}}^{\text{I}}$) and 0.62 (for $\delta_{\text{sl}}^{\text{P}}$), although there are likely some differences between Vostok and marine chronologies. We should also keep in mind that $\delta^{18}\text{O}_{\text{air}}$ (and consequently δ_{sl}) tracks $\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}$ with a lag of about 2 kyr [Sowers et al., 1993], which is the response time of the atmosphere to changes in $\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}$.

When focussing on the glacial-interglacial transitions, the choice of δ_{sl} signal ($\delta_{\text{sl}}^{\text{I}}$ or $\delta_{\text{sl}}^{\text{P}}$) does not induce significant modifications in the timing and succession of the climatic events (table 1). Furthermore, in the case of T1 and T2 δ_{sl} is also in phase with $\delta^{18}\text{O}_{\text{air}}$ while $\delta^{18}\text{O}_{\text{air}}$

seems to start to decrease prior to the change in δ_{sl} at the beginning of T4 and to a less extent at the beginning of T3.

In conclusion, the decomposition of the $\delta^{18}\text{O}_{\text{air}}$ signal allows us to obtain a better Vostok proxy for ice volume/sea level changes, which will be used in the next sections. Because the use of δ_{sl}^I or δ_{sl}^P leads to the same result for sequencing the transitions, we will use hereafter an unique notation: δ_{sl} .

In the case of the first deglaciation, we can also compare the δ_{sl} record with the sea level record obtained by Bard and others [*Bard et al.*, 1990] on dated Barbados coral terraces. For this comparison we follow the chronology published by Blunier et al. [*Blunier et al.*, 1998], which is based on the synchronisation of the CH_4 antarctic ice record with the GRIP's one. On this chronology the timing of the variations of $\delta^{18}\text{O}_{\text{air}}$ and δ_{sl} are not significantly different from the changes indicated by the Barbados data and the major rise of the sea level linked with the Melt Water Pulse MWP-1A (about 14 kyrs BP) corresponds to the beginning of the marked decrease of both δ_{sl} and $\delta^{18}\text{O}_{\text{air}}$.

Sequence of climatic events for the last 4 glacial terminations, as recorded in the Vostok ice

In this section we reexamine the sequence of events discussed previously in Petit et al. [1999] for the four transitions, taking into account the updated CO_2 record and δ_{sl} as an indicator of ice volume/sea level. The Vostok records (plotted on GT4 chronology) of δD_{ice} , CO_2 , CH_4 , δ_{sl} are shown on figure 3 for each transition. δD_{ice} is measured on the ice itself, while the 3 other properties are analysed on the entrapped air. As the air bubbles do not close at the surface of the ice sheet but at the firm-ice transition (at about 100 m below surface at Vostok), the extracted air is younger than the surrounding ice. The corresponding difference in age (Δage) is evaluated using a firm densification model [Barnola et al., 1991]. The timing of the events is detailed in table 1.

The uncertainties shown in table 1 take into account the time resolution of each of the records and the inaccuracy in determining the start of the transitions. When comparing δD_{ice} with the

other properties we have to add an uncertainty of about ± 600 years which corresponds to the uncertainty on the Δ age in glacial conditions.

Our new analysis of the Vostok $\delta^{18}\text{O}_{\text{air}}$ signal as a proxy for ice volume changes confirms that, through each of the last four glacial-interglacial transitions, at least half of the southern warming and of the CO_2 increase are achieved before the intense deglaciation of the northern ice sheets.

Another common feature of the four transitions is the difference in shape between the CO_2 and CH_4 increases, even if the atmospheric concentration of these two species start to rise synchronously. The CO_2 increase is almost in phase and parallel with the $\delta\text{D}_{\text{ice}}$, while the CH_4 concentration shows a marked enhancement in its growing rate during the second half of the transitions. Following Petit et al. [1999], we assume that these CH_4 jumps are synchronous with rapid glacial-interglacial warmings taking place in the Northern Hemisphere, as it is the case for T1. This suggests that the dynamic of glacial-interglacial warmings, and consequently the major temperature forcings, are systematically different (at least for the last four transitions) between North and South.

Thus the sequence of each of the four transitions at Vostok suggests a scenario where the greenhouse trace-gases play a major role in contributing to the early warming in the South, while some mechanism delayed the Northern warming. If the assumption that the CH_4 jumps reflect the rapid warming in the North is correct, this warming appears to roughly coincide, in each of the transitions, with a rapid stage of deglaciation in the North. Due to the resolution of the Vostok record and mainly to the response time of the $\delta^{18}\text{O}_{\text{air}}$ to the $\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}$ changes, the potential phasing between the warming in the North and the rapid stage of ice retreat would be difficult to assess.

The role of greenhouse trace-gases and insolation

So, what we found in investigating the sequences through the Vostok transitions is a clear and systematic difference in the warming dynamics between north and south reflecting a different response to climatic forcings. The record also suggests strongly a dominant role of the greenhouse trace-gases, especially CO_2 , in contributing to the southern warming, but the time resolution is too low to estimate with confidence if the warmings at Vostok were initiated

before or after the beginning of the CO₂ increases ± 1000 years (table 2). Nevertheless, a CO₂ record has been recently obtained from the new EPICA core drilled at Dome C (central part of East Antarctica) with a remarkable high resolution (Monnin et al., in preparation), which indicates that most probably the antarctic temperature started to rise at the beginning of the last transition a few hundred years before CO₂. This recent record confirms previous results by Neftel et al. and Fischer et al. [Neftel et al., 1988; Fischer et al., 1999], suggesting a similar phasing between antarctic temperature and CO₂. CH₄ starts also to increase in phase with CO₂ and the southern temperature which suggests that tropical latitudes have been affected by a contemporaneous warming.

It is well documented and accepted that the climate system at the scale of the glacial-interglacial cycles responds to the orbital forcing. The direct comparison of insolation curves with the Vostok records is difficult because of the poor absolute dating of Vostok ice. Moreover the climate system is most probably responding (maybe in a complex way) to the insolation forcing at all latitudes and time in the year. Therefore the choice of one target insolation curve for the comparison is critical. It is even more difficult because there is a phase lag of roughly 2 kyr between insolation curves for two consecutive months at a given latitude (as far as the insolation signal is dominated by precession). So we will present next sensitivity experiences made with the LLN 2-D climate model in order to investigate the response of the climate system to the orbital and CO₂ forcings.

The LLN 2-D NH climate model [Gallée et al., 1991] is a model of intermediate complexity which was designed in order to understand the response of the climate system to the astronomical forcing. It links the atmosphere, the upper-mixed layer of the ocean, the sea ice, the continents, the ice sheets and their underlying lithosphere. It considers only the Northern Hemisphere (there is no Southern Hemisphere) and it has no explicit representation of the thermohaline circulation. Simulation of the present climate shows that the model is able to reproduce the main features of the general circulation. The seasonal cycles of the oceanic mixed layer, sea ice, and snow cover are also pretty well reproduced. The model sensitivity to CO₂ is not prescribed in the model, but rather results from a multi-layer radiative scheme. It gives a global mean temperature increase for doubling CO₂ concentration (from 330 ppmv to 660 ppmv) of $\sim 2^{\circ}\text{C}$, which lies in the lower range of the IPCC values for the equilibrium GCM simulations, but is close to the IPCC [1996] best estimate of 2.5°C . This model has been extensively used to simulate the Northern Hemisphere continental ice volume under both

the insolation and the CO₂ forcings [Berger *et al.*, 1998; Li *et al.*, 1998]. The total Northern Hemisphere ice volume is the sum of the three individual ice sheets (North American, Eurasian, and Greenland) represented in the model. A special attention was paid to the simulation of the last 200kyr [Berger *et al.*, 1996]. In particular sensitivity tests to the CO₂ scenario were performed. Using the CO₂ reconstruction from ice core [Jouzel *et al.*, 1993] gives a good agreement with SPECMAP and improves significantly the constant CO₂ simulations. For example, the amplitude of the last and penultimate glacial maximum better fits SPECMAP and the southward extent of the individual Northern Hemisphere ice sheets are better represented. However a major weakness of the model still lies in the too-frequent melting of the Northern Hemisphere ice sheets, including the Greenland ice sheet, during the interglacials. But this does not prevent the model from simulating correctly the glaciations. From these experiments over the last two climatic cycles it was concluded that the variations in the Earth's orbit and related insolation is driving the climatic changes during ice ages and the CO₂ have a small influence for shaping the 100 kyr-cycle and for improving the simulated surface air temperature.

The LLN-2D climate model is used here to simulate the climatic changes over the Northern Hemisphere during the last 400kyr. It is forced by computed insolation and CO₂ as reconstructed in this paper from the Vostok ice core. It must be kept in mind that two different time scales are thus mixed up in this simulation, i.e. the insolation is computed with the astronomical time scale while GT4 is used for the CO₂ concentration. Moreover the time series for CO₂ concentration was interpolated with a time step of 1kyr to match the time step of the slow part of the model. We will investigate the response in terms of Northern Hemisphere mean annual temperature and continental ice volume (Figure 4). The 60°N insolation at June solstice (further called insolation) is taken as a guideline in figure 4 although the model is forced by the seasonal and latitudinal distribution of insolation over the Northern Hemisphere. In order to free ourselves of choosing initial conditions (mainly ice sheet) at about 420 kyr BP, the simulations were started at 575 kyr, which corresponds to MIS 15 (interglacial conditions). It was assumed that there were no Northern Hemisphere ice sheets at that time. Before 420 kyr CO₂ concentrations based on regression between the Vostok CO₂ data and SPECMAP oxygen values [Li *et al.*, 1998] were used.

This simulation does not exhibit large differences with the simulation over the last 200 kyr although the chronologies for the CO₂ concentration are different, i.e. less than 2 kyr over the last climatic cycle and up to 10 kyr at about 200 kyr BP, and the bedrock depression related to

the different ice sheets are different at 200 kyr BP. The largest difference in the Northern Hemisphere continental ice volume appears between 180 and 150 kyr BP (up to 10×10^6 km³ of ice). The climatic cycle corresponding to isotopic stages 7 and 6 matches qualitatively very well the SPECMAP record. But the same discrepancy as in the last two glacial-interglacial cycles, i.e. the too frequent melting of the ice sheets during the interglacial, also appears in this cycle. Moreover an unusual feature shows up between 400 and 350 kyr BP. This time interval is characterised by a very long interglacial, which does not seem to be recorded in data. Sensitivity experiments allowed us to identify a possible cause of such behaviour. The CO₂ reconstruction used in the reference simulation remains larger than 250 ppmv over a longer time around 400 kyr BP than during the following interglacials. When the CO₂ record before 350 kyr is replaced by a CO₂ series much similar to the following interglacial ones the Northern Hemisphere continental ice volume does not exhibit a large interglacial anymore. Moreover the glacial maximum following this interglacial is then much more pronounced. This could be due to the inaccuracy of the GT4 chronology in this part of the Vostok record. Indeed Petit et al [1999] concluded that the accuracy of GT4 is always better than ± 15 kyr, and better than ± 5 kyr for the last 110 kyr, meaning that a change in the time scale of roughly 10 kyr around 400 kyr BP could be justified. Moreover this confirms the conclusion already drawn by Loutre and Berger [2000b] that the amplitude of the simulated ice volume depends strongly on CO₂ concentration when insolation variations are small. Nevertheless all the sensitivity experiments presented here were performed with GT4 for the CO₂ concentration and the astronomical time scale for the insolation.

Three simulations (figure 4) are compared over the four cycles (400 kyr BP to present) in order to assess the relative importance of the insolation and the CO₂ forcing on the Northern Hemisphere continental ice volume and on the annual hemispheric temperature. The reference simulation (described above) is showing the response of the climate system to both forcings. In a second experiment, the insolation variations are the same as in the reference simulation but the CO₂ concentration is kept constant at 210 ppmv over the whole time interval; if we keep high atmospheric CO₂ (say close to interglacial values) the model cannot build large ice sheets. In the third simulation on the contrary the insolation is kept constant to its present-day distribution and the CO₂ is evolving according to the Vostok reconstruction.

When keeping constant the CO₂ concentration at glacial level (210ppmv), the model is able to simulate the growing and melting of the ice sheets at the time scale of the glacial-interglacial

cycles. The amount of the simulated ice volume at the glacial maximum is slightly lower than in the reference but it is still larger than $30 \cdot 10^6 \text{ km}^3$. Moreover the simulated ice volume shows variations similar to the geological reconstructions. But CO_2 alone (i.e. with fixed insolation; Loutre and Berger, 2000a) is unable to generate any significant variation in continental ice volume at the glacial-interglacial time scale, although it is hard to say whether a more CO_2 sensitive model would react differently.

The annual mean Northern Hemisphere temperature simulated with a constant CO_2 concentration exhibits a time dependent pattern similar to the reference one although some difference can be noticed, in particular in the amplitude of the variations, which are smaller and seem to oscillate between stable bounds. This result confirms the influence of CO_2 variations for improving the simulated surface air temperature [Gallée *et al.*, 1992].

The simulation with a fixed insolation distribution leads to a very different result. The Northern Hemisphere annual mean temperature has no large amplitude variations anymore (lower than 1.5°C) while the reference and the experiment with constant CO_2 exhibit amplitudes of the signal of $\sim 3^\circ\text{C}$. Moreover the general pattern of variation looks very different. The pattern of temperature changes simulated with fixed insolation distribution is much like the CO_2 pattern of variations, while a large imprint of the precessional cycle can be recognised in the two other simulations.

It thus appears from these experiments that the CO_2 alone is unable to drive the building and retreat of the Northern Ice Sheets through the glacial-interglacial cycles. Moreover using the reconstructed CO_2 concentration improved the simulated climate, mainly for the amplitude of the signal when the insolation variations are small [Berger *et al.*, 1998; Loutre and Berger, 2000b].

Two experiments were designed in order to test the importance of the chronology used for the CO_2 record. In these experiments the CO_2 concentration is made younger or older by 5 kyr. The simulated Northern Hemisphere continental ice volume over the four cycles is only very slightly affected by these changes in the CO_2 concentration. The timing of the signal is hardly changed and there are some small changes in its amplitude. The Northern Hemisphere annual mean temperature is undergoing more important changes. Nevertheless the change in timing remains smaller for temperature than for CO_2 . These experiments once again confirm the conclusions already drawn [Gallée *et al.*, 1992; Berger *et al.*, 1998], i.e. the major role played by the insolation forcing to simulate the glacial-interglacial cycle and the smaller influence of the CO_2 concentration, mainly on the surface air temperature variations.

Finally, we investigate the climatic sequences during the transitions. The uncertainty on the chronology GT4 used for the CO₂ reconstruction becomes large prior to 200 kyr. Therefore we will not enter into the details of the sequence of events as simulated by the model over the four cycles. We will rather focus on general features derived from transitions 1 and 2. Insolation is leading the Northern Hemisphere continental ice volume by a few thousand of years. It also leads the Northern Hemisphere annual mean temperature but this signal has a tendency to be in phase with the atmospheric CO₂ concentration (there is only a small phase difference between CO₂ and insolation during transitions 1 and 2).

Conclusions

The Vostok ice core provides a unique climatic archive, containing proxy-indicators of both atmospheric temperature, greenhouse gases and ice volume and covering the last four glacial-interglacial cycles. Having such a multi-proxy record measured on the same core greatly reduces the uncertainties in relative dating and facilitates the study of the succession of climatic events and the investigation of leads and lags.

The use of the updated CO₂ record and a reexamination of the sea level Vostok proxy confirm that the succession of changes has been similar through each of the last four glacial-interglacial transitions. Antarctic air temperature and CO₂ increase in parallel and almost synchronously, while the rapid warming over Greenland takes place during the last half of these increases and coincides with the marked decay in continental ice volume. This is in agreement with the records of oceanic sediments cores showing that the summer sea surface temperature of the southern ocean lead the changes in northern hemisphere ice sheets volume during the major glacial-interglacial transitions [*Labeyrie et al.*, 1996, and references herein]. The record also suggests strongly a dominant role of the greenhouse trace-gases, especially CO₂, in contributing to the early southern warming and that the northern warming was delayed through some mechanism.

On the other hand, we have performed new experiments over the four climatic cycles with the LLN-2D NH model, and we have tested its sensitivity to insolation and CO₂ changes in terms of ice sheet and temperature responses. From these experiments it appears that the building and retreat of the northern ice sheets, as well as the Northern Hemisphere mean annual temperature changes, depend primarily on the insolation forcing over the four last glacial-interglacial cycles. The climatic role of CO₂ in the Northern Hemisphere is to improve the

amplitude of the simulated climate signal, especially when insolation variations are small. Unfortunately it is difficult to infer from these experiments what is the time response of the system to the insolation and CO₂ forcings, although the results indicate that for the four transitions the model response is delayed compared to the June insolation at 60°N.

Of course the LLN model, which has no Southern Hemisphere, cannot be used to investigate the possible effects of any North-South climatic connections. Nevertheless, by combining the LLN-model simulations and the Vostok sequence of climatic events during the transitions, we propose a scenario where CO₂ largely contributes to the southern warming (well supported by the synchronism and parallelism between δD_{ice} and CO₂) and the northern warming is delayed by a few thousands years and coincides with the ice-sheet collapse which is essentially caused by the northern summer insolation.

Our results don't allow us to precise what are the respective roles of the northern and southern summer insolation in initiating the change from glacial to interglacial mode. This is mainly due to the absence of a common chronology between the Vostok record and the orbital control on insolation, and also to the difficulty to choose the most relevant target insolation curves. Although the earlier temperature signal in the South, in phase with CO₂, may suggest a dominant role of the Southern insolation, which would be in agreement with the conclusion reached by Henderson and Slowey [*Henderson and Slowey*, 2000] for the penultimate deglaciation (T2), the more traditional view of the Northern insolation forcing the deglaciations cannot be ruled out. We can advance the hypothesis that low latitudes could drive a quasi-simultaneous change in both hemispheres, through for instance the orbital control on the tropical climate [*Clement et al.*, 1999], and that the warming in the North was counterbalanced during several thousand years by some oceanic process in relation with a progressive melting of the Northern ice. This scenario would be supported by the fact that methane, taken as a climatic indicator of tropical regions [*Chappellaz et al.*, 1990] also changed earlier during the transitions and that sea level started likely also to increase well before the large melt water pulse during T1 [*Bard et al.*, 1997].

Acknowledgments

We acknowledge the primordial effort of the drillers from the St. Petersburg Mining Institute and the logistic support of the Russian Antarctic Expeditions (RAE), the Division of Polar Programs (NSF), and the Institut Français de Recherches et de Technologies Polaires (IFRTP) for the logistic support. We also acknowledge the essential contribution of J-R. Petit as field

coordinator during many years at Vostok. The work presented here was supported by the french PNEDC (Programme National d'Etudes de la Dynamique du Climat) and the European Commission (EC contract: ENV4-CT95-0130). M-F Loutre contributed to this work as a CNRS associated scientist.

We thank Nathalie Peybernes for additional CO₂ measurements, Jean Jouzel, Valérie Masson and Claire Walbroeck for useful discussions.

References

- Balbon, E., Variabilité climatique et circulation thermohaline dans l'Océan Atlantique Nord et en mer de Norvège au cours du stade isotopique marin 5, Ph.D. thesis, Paris XI - Orsay, Paris/Orsay, 2000.
- Bard, E., B. Hamelin, and R.G. Fairbanks, U-Th ages obtained by mass spectrometry in corals from Barbados: sea level during the past 130,000 years., *Nature*, 346, 456-458, 1990.
- Bard, E., B. Hamelin, M. Arnold, L. Montaggioni, G. Cabioch, G. Faure, and F. Rougerie, Deglacial sea-level record from Tahiti corals and the timing of global meltwater discharge, *Nature*, 382, 241-244, 1996.
- Bard, E., F. Rostek, and C. Sonzogni, Interhemispheric synchrony of the last deglaciation inferred from alkenone paleothermometry., *Nature*, 385, 707-710, 1997.
- Barnola, J.-M., P. Pimienta, D. Raynaud and Y.S. Korotkevitch, CO₂-climate relationship as deduced from the Vostok ice core: a re-examination based on new measurements and on a re-evaluation of the air dating, *Tellus*, 43B, 83-90, 1991.
- Bender, M., L. Labeyrie, D. Raynaud and C. Lorius, Isotopic composition of atmospheric O₂ in ice linked with deglaciation and global primary productivity, *Nature*, 318, 349-352, 1985.
- Bender, M., T. Sowers, and L. Labeyrie, The Dole effect and its variations during the last 130,000 years as measured in the Vostok ice core., *Global Biogeochemical cycles*, 8 (3), 363-376, 1994.
- Berger, A., M.-F. Loutre, and H. Gallée, Sensitivity of the LLN climate model to the astronomical and CO₂ forcings over the last 200ky., *Climate Dynamics*, 14, 615-629, 1998.

-
- Blunier, T., J. Chappellaz, J. Schwander, A. Dallenbach, B. Stauffer, T.F. Stocker, D. Raynaud, J. Jouzel, H.B. Clausen, C. Hammer, and S.J. Johnsen, Asynchrony of Antarctica and Greenland climate change during the last glacial period, *Nature*, 394, 739-743, 1998.
- Broecker, W.S., and G.M. Henderson, The sequence of events surrounding termination II and their implications for the cause of glacial-interglacial CO₂ changes, *Paleoceanography*, 13, 352-364, 1998.
- Chappellaz, J., J.-M. Barnola, D. Raynaud, Y.S. Korotkevitch and C. Lorius, Ice-core record of atmospheric methane over the past 160,000 years, *Nature*, 345 (6271), 127-131, 1990.
- Clement, A.C., R. Seager, and M.A. Cane, Orbital controls on the El Nino/Southern Oscillation and the tropical climate, *Paleoceanography*, 14 (4), 441-456, 1999.
- Fischer, H., M. Wahlen, J. Smith, D. Mastroianni, and B. Deck, Ice core records of atmospheric CO₂ around the last three glacial terminations, *Science*, 283, 1712-1714, 1999.
- Gallée, H., J.P. van Ypersele, T. Fichefet, I. Marsiat, C. Tricot, and A. Berger, Simulation of the last glacial cycle by a coupled, sectorially averaged climate - ice-sheet model. II. Response to insolation and CO₂ variation., *Journal of Geophysical Research*, 97 (D14), 15713-15740, 1992.
- Gallée, H., J.P. van Ypersele, T. Fichefet, C. Tricot, and A. Berger, Simulation of the last glacial cycle by a coupled sectorially averaged climate - ice-sheet model. I; The climate model, *Journal of Geophysical Research*, 96, 13139-13161, 1991.
- Henderson, G.M., and N.C. Slowey, Evidence from U-Th dating against Northern Hemisphere forcing of the penultimate deglaciation, *Nature*, 404, 61-66, 2000.
- Imbrie, J., D. Hays, D.G. Martinson, A. McIntyre, A.C. Mix, J.J. Morley, N.G. Pisias, W.L. Prell, and N.J. Shackleton, The orbital theory of Pleistocene climate: support from a revised chronology of the marine $\delta^{18}\text{O}$ record, in *NATO Advanced Research Workshop on Milankovitch and Climate*, edited by A.e.a. Berger, pp. 269-305, D. Reidel, Lamont-Doherty Geological Observatory, Palisades, N.Y., 1984.
- IPCC, Climate Change 1995. The Science of Climate Change. Intergovernmental Panel on Climate Change. Working Group I. WMO-UNEP, University Press, Cambridge, 1996.
- Jouzel, J., N.I. Barkov, J.-M. Barnola, M. Bender, J. Chappellaz, C. Genthon, V.M. Kotlyakov, V. Lipenkov, C. Lorius, J.-R. Petit, D. Raynaud, G. Raisbeck, C. Ritz, T.

- Sowers, M. Stievenard, F. Yiou and P. Yiou, Extending the Vostok ice-core record of paleoclimate to the penultimate glacial period, *Nature*, 364, 407-412, 1993.
- Labeyrie, L., M. Labracherie, N. Gorfti, J.-J. Pichon, M. Vautravers, M. Arnold, J.-C. Duplessy, M. Paterne, E. Michel, J. Duprat, M. Caralp, and J.-L. Turon, Hydrographic changes of the Southern Ocean (southeast Indian sector) over the last 230 kyr., *Paleoceanography*, 11 (1), 57-76, 1996.
- Li, X.S., A. Berger, and M.-F. Loutre, CO₂ and Northern Hemisphere ice volume variations over the middle and late Quaternary, *Climate Dynamics*, 14 (7-8), 537-544, 1998.
- Lorius, C., J. Jouzel, D. Raynaud, J. Hansen, and H. Le Treut, The ice-core record: climate sensitivity and future greenhouse warming, *Nature*, 347 (6289), 139-145, 1990.
- Loutre M.F. and A. Berger, No glacial-interglacial cycle in the ice volume simulated under a constant astronomical forcing and a variable CO₂. *Geophys. Res. Lett.* 27(6), 783-786, 2000a.
- Loutre M.F. and A. Berger, Future climatic changes: are we entering an exceptionally long interglacial? *Climatic change*, 46 (1-2), 61-90, 2000b.
- Malaizé, B., D. Paillard, J. Jouzel, and D. Raynaud, The Dole effect over the last two glacial-interglacial cycles, *Journal of Geophysical Research*, 104 (D 12), 14199-14208, 1999.
- Mélières, M.-A., M. Rossignol-Stick, and B. Malaizé, Low latitude insolation at the origin of the $\delta^{18}\text{O}$ variations of atmospheric oxygen., *Geophysical Research Letters*, 24, 1235-1238, 1997.
- Neftel, A., H. Oeschger, T. Staffelbach, and B. Stauffer, CO₂ record in the Byrd ice core 50,000-5,000 years BP, *Nature*, 331, 609-611, 1988.
- Petit, J.R., J. Jouzel, D. Raynaud, N.I. Barkov, J.-M. Barnola, I. Basile, M. Bender, J. Chappellaz, M. Davis, G. Delaygue, M. Delmotte, V.M. Kotlyakov, M. Legrand, V.Y. Lipenkoy, C. Lorius, L. Pépin, C. Ritz, E. Saltzman, and M. Stievenard, Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica, *Nature*, 399, 429-436, 1999.
- Raymo, M.E., The timing of major climate terminations, *Paleoceanography*, 12 (4), 577-585, 1997.
- Sowers, T., M. Bender, L. Labeyrie, D.G. Martinson, J. Jouzel, D. Raynaud, J.-J. Pichon, and Y.S. Korotkevitch, A 135,000-year Vostok-SPECMAP common temporal framework., *Paleoceanography*, 8 (6), 737-766, 1993.

- Sowers, T., M. Bender, D. Raynaud, and Y.S. Korotkevitch, The $\delta^{18}\text{O}$ of atmospheric O_2 from air inclusions in the Vostok ice core: timing of CO_2 and ice volume changes during the penultimate deglaciation., *Paleoceanography*, 6 (6), 676-696, 1991.
- Waelbroeck, C., E. Balbon, L. Labeyrie, and M. Labracherie, Reconstruction of sea level and deep water temperature variations over the last four climatic cycles, *Journal of Geophysical Research*, submitted.
- Weavers, A.J., M. Eby, A.F. Fanning, and E.C. Wilbe, Simulated influence of carbon dioxide, orbital forcing and ice sheets on the climate of the Last Glacial Maximum, *Nature*, 394, 847-853, 1998.

Transition 1	Transition 2	Transition 3	Transition 4
<p>↗ CH₄ : 18 900 BP ±1 200 yr BP</p> <p>↗ CO₂ : 1200 ±3000 yr</p> <p>↗ δD : 1 900 ±100 yr</p> <p>↗ CH₄ (2nd phase) : 4 700 ±900 yr</p> <p>↘ δs^{l,P}, δ¹⁸O_{atm} : 5 300 ±500 yr</p>	<p>↗ CH₄ : 138 400 ±1 200 yr BP</p> <p>↗ CO₂ : 200 ±700 yr</p> <p>↗ δD : 400 ±100 yr</p> <p>↘ δs^{l,P}, δ¹⁸O_{atm} : 6 900 ±2 000 yr</p> <p>↗ CH₄ (2nd phase) : 10 100 ±200 yr</p>	<p>↗ CH₄ : 245 500 ±800 yr BP</p> <p>↗ CO₂ : 600 ±600 yr</p> <p>↗ δD : 1 500 ±200 yr</p> <p>↘ δ¹⁸O_{atm} : 2 500 ±1 600 yr</p> <p>↘ δs^{l,P} : 6 900 ±1 600 yr</p> <p>↗ CH₄ (2nd phase) : 6 900 ±400 yr</p>	<p>↗ CH₄ : 335 400 ±1700 yr BP</p> <p>↗ δD : 1 400 ±500 yr</p> <p>↗ CO₂ : 1 800 ±1600 yr</p> <p>↘ δ¹⁸O_{atm} : 5 100 ±4 000 yr</p> <p>↘ δs^{l,P} : 10 200 ±1 000 yr</p> <p>↗ CH₄ (2nd phase) : 11 200 ±800 yr</p>

Table 1: Vostok record: sequence of climatic events for the last four glacial to interglacial transitions. The date of the first event (increase of CH₄) is given in the GT4 time scale. Time lags between the other events and this first one are indicated. The evaluation of uncertainties is discussed in the text.

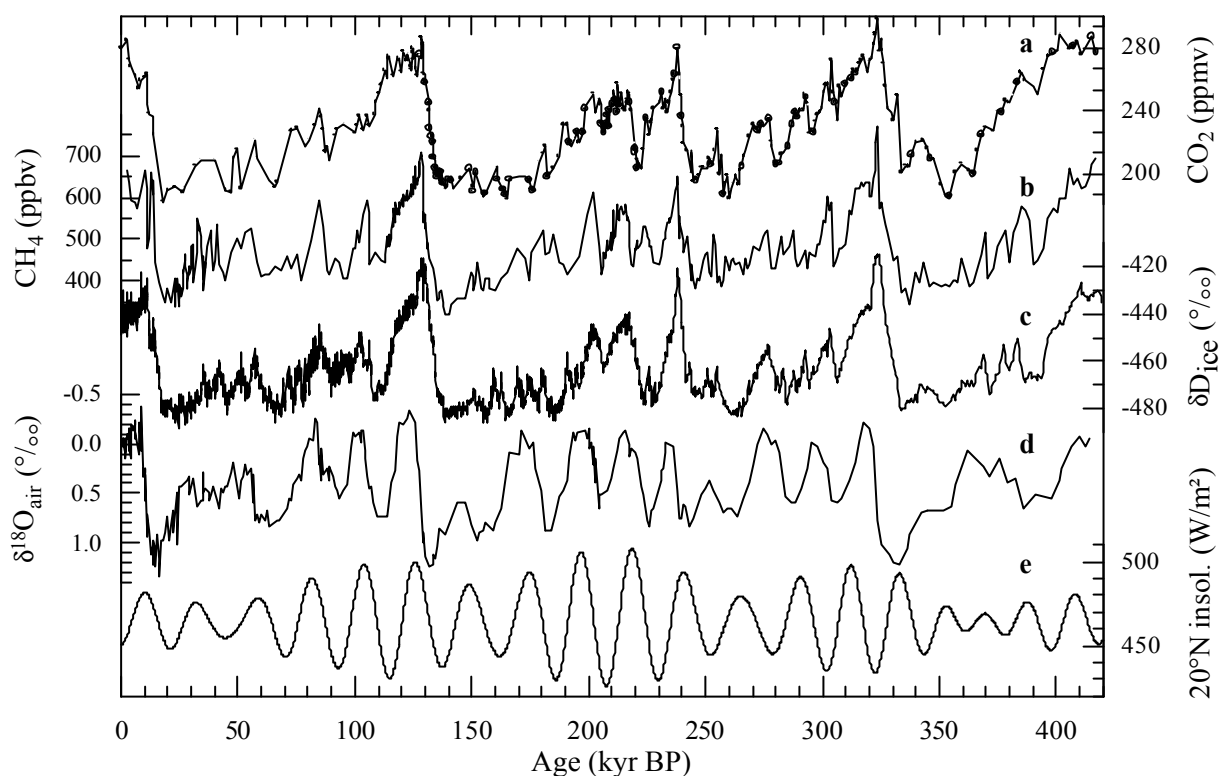


Figure 1: Records from the Vostok ice cores used in this paper (glaciological time scale, cf. Petit et al., 1999):

a: CO₂ (ppmv), the record published in Petit et al. (1999) has been updated with the new measurements (open circles, this work).

b: CH₄ (ppbv; Petit et al., 1999).

c: isotopic temperature (δD_{ice} in ‰; Petit et al., 1999)

d: content in ¹⁸O isotope of atmospheric O₂ (Petit et al., 1999) expressed in per mil unit: $\delta^{18}O_{air} = 1000 * [(^{18}O/^{16}O)_{sample} / (^{18}O/^{16}O)_{standard} - 1]$. The standard is the modern air composition.

Summer insolation (JJA) at low latitude (20°N) (astronomical time scale) is also displayed (e).

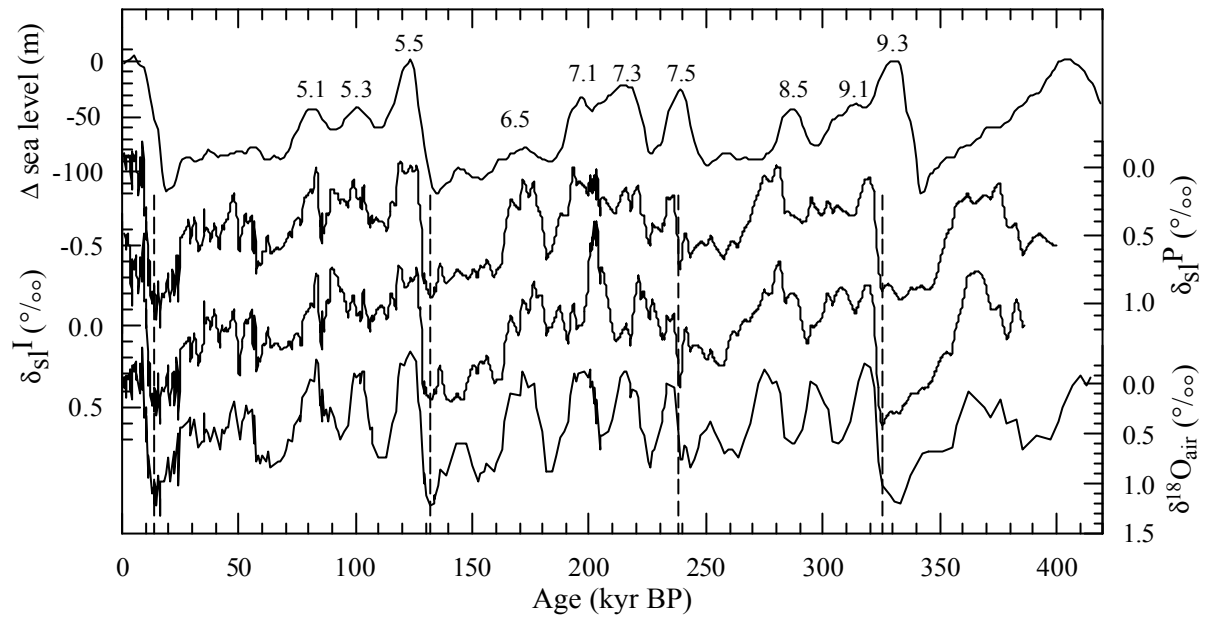


Figure 2: From top to bottom: reconstructed sea level stack based on benthic oxygen isotope records (Waelbroeck et al., submitted), δ_{sl}^P and δ_{sl}^I signals (estimated contributions of sea level change to $\delta^{18}O_{air}$, see text), $\delta^{18}O_{air}$. Each profile is plotted against its own chronology: GT4 for δ_{sl} and $\delta^{18}O_{air}$ and a chronology derived from SPECMAP for the sea level changes. Vertical lines point out the major changes of δ_{sl} corresponding to the four glacial to interglacial transitions.

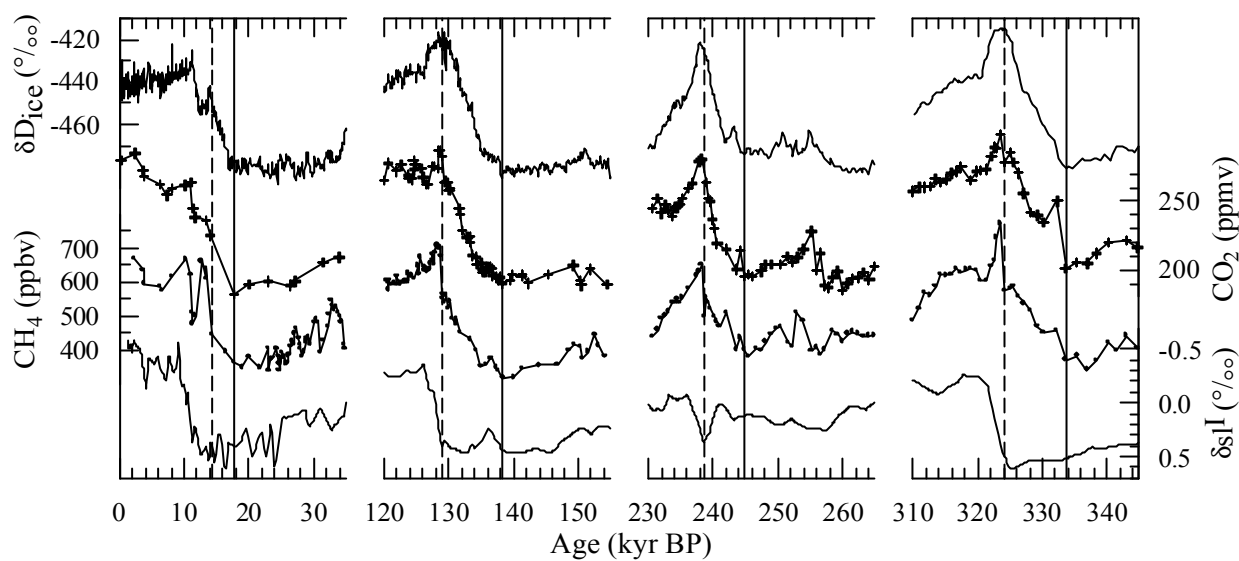


Figure 3: Comparison of Vostok records (GT4 chronology) during the last four glacial to interglacial transitions (T1 to T4). From the top to the bottom: Antarctic temperature (δD_{ice}), CO_2 content of the atmosphere, high northern latitude temperature (second phase of the CH_4 rise) and sea level changes (δsl).

Full vertical lines correspond to the starts of the CO_2 increases and dashed lines to the warmings of the Northern Hemisphere

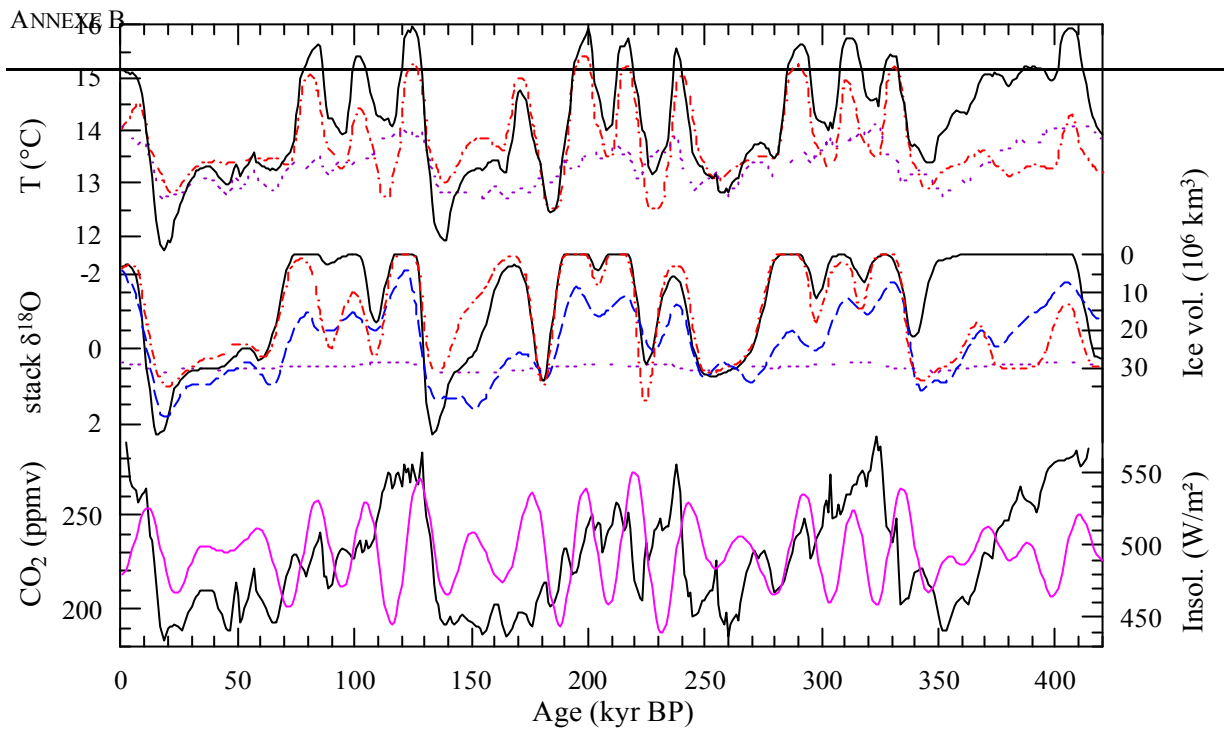


Figure 4: Variations over the last four glacial-interglacial cycles of the simulated Northern Hemisphere annual mean temperature (top) and continental ice volume (centre). The reference simulation (full black line) is forced by both the computed insolation and the reconstructed atmospheric CO_2 concentration. The results of two sensitivity experiments are also displayed for which either the CO_2 concentration is kept constant to 210 ppmv (dash-dotted red line) or the insolation distribution is kept to its present-day value (dotted violet line) over the four cycles. The stacked, smoothed oxygen-isotope SPECMAP record (Imbrie et al., 1984) is also plotted (dashed blue line) on the centre panel for comparison (normalised scale on the left). The bottom panel displays the mid-month insolation at 60N in June (thick purple line) in June and the CO_2 concentration (thin black line) used as forcings for the model.