



HAL
open science

Origine des aérosols volcaniques et continentaux de la carotte de glace de Vostok (Antarctique)

Isabelle Basile-Doelsch

► **To cite this version:**

Isabelle Basile-Doelsch. Origine des aérosols volcaniques et continentaux de la carotte de glace de Vostok (Antarctique). Glaciologie. Université Joseph-Fourier - Grenoble I, 1997. Français. NNT : . tel-00756041

HAL Id: tel-00756041

<https://theses.hal.science/tel-00756041>

Submitted on 22 Nov 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.

TS 97/GRE1/0170/D

ssp

(double)

CEN



LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE

CNRS

LABORATOIRE DE GLACIOLOGIE ET GEOPHYSIQUE DE L'ENVIRONNEMENT

Associé à l'UNIVERSITE JOSEPH FOURIER - GRENOBLE I



**Origine des aérosols volcaniques et continentaux de la carotte de glace de
Vostok (Antarctique)**

Isabelle BASILE

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

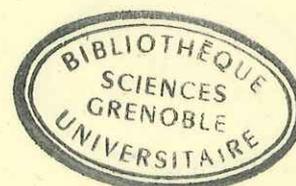
Spécialité : Géophysique - Géochimie

Date de la soutenance : 31 octobre 1997

Composition du jury :

M.	Francis ALBARÈDE	Président
M.	Bruno HAMELIN	Rapporteur
M.	Eric WOLFF	Rapporteur
M.	Francis GROUSSET	Examineur
Mme	Henriette LAPIERRE	Examineur
M.	Jean-Robert PETIT	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





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



Associé à l'UNIVERSITE JOSEPH FOURIER - GRENOBLE I

**Origine des aérosols volcaniques et continentaux de la carotte de glace de
Vostok (Antarctique)**

Isabelle BASILE

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

Spécialité : Géophysique - Géochimie

Date de la soutenance : 31 octobre 1997

Composition du jury :

M.	Francis ALBARÈDE	Président
M.	Bruno HAMELIN	Rapporteur
M.	Eric WOLFF	Rapporteur
M.	Francis GROUSSET	Examineur
Mme	Henriette LAPIERRE	Examineur
M.	Jean-Robert PETIT	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



10192714

« Les grandes reconstitutions paléoclimatiques, tant marines que glaciologiques, suggèrent que le mécanisme de Milankovich explique une grande partie des fluctuations à long terme du climat de la Terre. Cependant, tant que nous n'aurons pas compris la circulation de l'atmosphère et celle de l'océan au point de reconnaître leur réponse aux variations de l'insolation, toute tentative de prévision des climats futurs restera essentiellement dans le domaine de la spéculation (...) »

Jean Claude Duplessy et Pierre Morel,
extrait de « Gros temps sur la planète ».

A Moune et Valérie,
A Robert et Eric.

ABSTRACT

Deposited in East Antarctica during the last four climatic cycles, the volcanic (diameter 5-50 μm) and continental (2-3 μm) aerosols of the Vostok ice-core represent proxies of past atmospheric circulations. In order to reconstruct their tropospheric pathways, one has to identify their sources (volcanoes or desertic areas). In order to do so, we compare geochemical characteristics of aerosols with the characteristics of potential sources. Analyses are based on major elements concentrations [electronic microprobe], trace elements concentrations [ICPMS] and isotopic compositions of Strontium and Neodymium [TIMS]. Those analytical methods had to be adapted to the size of aerosols and to their small quantity.

Geochemical characteristics of potential source volcanoes are obtained from the literature. We show that the tephra of most of the layers come from the volcanic arc of the Sandwich Islands, but also from West Antarctica

and South America. Moreover, some horizons are proposed as stratigraphic markers in order to date (141 ka) and correlate the cores.

Isotopic characteristics (Sr and Nd) of desertic areas of South Africa, South America, Australia and New Zealand are measured from dust sampled in situ. For the comparison with aerosols, one has to use the granulometric fraction lower than 5 μm . We show that the continental dusts come from Patagonia during interglacial periods (fluxes $\sim 1.5 \text{ mg/m}^2/\text{year}$) as well as during glacial periods ($\sim 20 \text{ mg/m}^2/\text{year}$). A part of these high fluxes can be explained by the huge glacial outwash plains covering Patagonia and the emerged Argentine continental shelf in glacial times.

Whatever the climatic period, sources of aerosols are therefore localized in an area situated on the Atlantic side of Antarctica, at mid and high latitudes. The transport of particles takes place in a westerly circumpolar current which is convergent toward Antarctica.

Thus, this work demonstrates that the use of volcanic and continental aerosols may provide dynamic paleo-information which can be used, through dating, correlations or atmospheric global circulation models, for the reconstructions of past climates.

RESUME

Déposés en Antarctique de l'Est au cours des 4 derniers cycles climatiques, les aérosols volcaniques (5-50 μm) et continentaux (2-3 μm) de la carotte de Vostok constituent des traceurs de circulations atmosphériques passées. Pour reconstruire leurs trajectoires troposphériques, il est nécessaire d'identifier les sources (volcans ou régions désertiques) à l'origine des émissions des cendres et des poussières continentales. Pour cela, on compare les caractéristiques géochimiques des aérosols avec les caractéristiques des sources potentielles répertoriées. Ces analyses reposent sur les concentrations en éléments majeurs (obtenues par microsonde électronique), en éléments traces (ICPMS), et sur les compositions isotopiques en Strontium et Néodyme (TIMS). Nous avons dû adapter ces méthodes analytiques à la petite taille des aérosols et à leur très faible quantité.

Les caractéristiques géochimiques des volcans sources potentiels (latitude $> 30^\circ\text{S}$, activité $< \sim 500 \text{ ka}$) sont basées sur une synthèse bibliographique. On montre que les cendres des horizons volcaniques analysés proviennent essentiellement de l'arc volcanique des îles Sandwich (situé dans l'Atlantique Sud, à 5000 km), mais aussi d'Antarctique de l'Ouest et d'Amérique du Sud. De plus, certains horizons peuvent être utilisés comme marqueurs stratigraphiques pour dater (e.g. 141 ka) et corréler les carottes.

Les caractéristiques isotopiques (Sr et Nd) des régions désertiques d'Afrique du Sud, d'Australie, du Sud de l'Amérique du Sud, d'Antarctique et de Nouvelle Zélande sont mesurées sur des échantillons prélevés in situ. On remarque qu'il est nécessaire d'utiliser, pour la comparaison avec les aérosols, la fraction granulométrique inférieure à 5 μm . Il est ainsi montré que les poussières continentales déposées à Vostok au cours des 4 derniers cycles climatiques proviennent de la Patagonie en période interglaciaire (flux $\sim 1,5 \text{ mg/m}^2/\text{an}$) comme en période glaciaire (flux $\sim 20 \text{ mg/m}^2/\text{an}$). Une partie de cette augmentation de flux peut être expliquée par la présence de vastes épandages de particules détritiques fluvio-glaciaires qui recouvrent, en période glaciaire, la Patagonie et le plateau continental argentin émergé.

L'ensemble des sources des aérosols volcaniques et continentaux est donc localisé, quelle que soit la période climatique, dans une région située du côté Atlantique de l'Antarctique, aux moyennes et hautes latitudes. Le transport des particules semble quant à lui être assuré par un courant d'ouest circumpolaire convergent vers l'Antarctique.

Ce travail montre donc que, à partir des aérosols volcaniques et continentaux, on peut obtenir des paléo-information dynamiques qui, au travers des corrélations, des datations, ou des modèles de circulation atmosphérique globaux, seront utiles aux reconstitutions des climats du passé.

AVANT-PROPOS

Ce travail est le résultat d'une collaboration étroite, non seulement entre différents laboratoires et différents chercheurs, mais aussi entre différentes disciplines. Tisser des liens entre la glaciologie, la climatologie, la géologie et la géochimie minérale était, en quelque sorte, le défi de cette thèse. Il n'est pas à moi de juger si j'y suis parvenue. En revanche, je peux assurer de la richesse personnelle que cette thèse m'a apportée, tant sur le plan scientifique que humain. Que tous ceux qui y ont contribué soient ici remerciés.

Mes premiers remerciements vont aux membres du jury, et, en particulier, à messieurs Bruno Hamelin et Eric Wolff, qui ont accepté d'être rapporteurs de ce mémoire.

Je remercie Jean Robert Petit, directeur de cette thèse, de m'avoir accompagné depuis mon stage de DEA jusqu'à la fin de ce travail. Il m'a permis de découvrir l'Antarctique, les « charmes » de Vostok, et de prendre la dimension de l'environnement glaciaire austral.

Une très grande reconnaissance envers Francis Grousset qui s'est associé, dans l'ombre, à la direction de ce travail. Il m'a toujours accueillie à Bordeaux avec un grand enthousiasme et a toujours répondu à mes interrogations. Le contenu de ce mémoire est en grande partie lié à la motivation qu'il a sans cesse su me communiquer.

Je tiens à remercier Francis Albarède qui s'est associé à ce travail lorsque les difficultés analytiques s'annonçaient critiques. Il m'a dirigé vers Emil Jagoutz à qui j'adresse tous mes remerciements pour les deux mois et demi qu'il m'a permis de passer au Max Plank Institut de Mayence. Son spectromètre « magique » a donné un second souffle à mes recherches.

Toute ma sympathie à Dominique Raynaud, qui, « au premier étage » comme « au deuxième », s'est intéressé à l'avancée de mes travaux et a toujours su se montrer ouvert, attentif et compréhensif. Merci aussi à Jean Jouzel, qui m'a ouvert les portes du LGGE pour mon premier stage. Toutes mes excuses, Jean, pour l'absence, dans ce mémoire, d'un chapitre « Corrélations Nord/Sud ».

Je remercie aussi tous ceux qui ont apporté des réponses à mes questions, tout au long de ma thèse : Katrine Andersen et Christophe Genthon pour les discussions « modèles », Martine De Angelis et Michel Legrand pour les discussions et les manip « chimie », Henriette Lapierre, Pierre Biscaye, Martine Paterne, Jean Philippe Eissen, Laurent Turpin, Nélia Dunbar, Gérard Poupeau et Ludovic, pour les discussions et les bons tuyaux « géologie ».

Je remercie tous les techniciens qui ont participé, de près ou de loin à ce travail : Eric, le roi de la conductivité, Jean Philippe, le roi du p'tit service, mais aussi Claude, Alain, Crecre, Jean Louis, Fred, sans oublier Rose. A bordeaux, je remercie Philippe Pedemay et Gilbert Lavaux qui m'ont aidé à réaliser les manip.

Un immense merci aux Indispensables, Marie-Christine et Eric, qui ont supporté mes excès d'humeur face aux mystères brumeux des systèmes informatiques. Un grand

merci à Danièle, toujours disponible, Jocelyne, Michèle et Alexandra, toujours présentes et efficaces.

J'adresse mes sincères remerciements à l'équipe du MPI à Mayence, et en particulier Oleg, Natacha et José qui m'ont enseigné patiemment tous les petits secrets du « home-made-mass-spec ».

Une pensée toute particulière aux équipes des expéditions Antarctiques Russes qui affrontent des conditions de vie difficiles pour faire « survivre » la base de Vostok. Un grand merci aux foreurs sans qui les études paléoclimatiques à Vostok n'existeraient pas. Ils m'ont réservé, de plus, un accueil galant et chaleureux à Vostok.

Je remercie tous les scientifiques et voyageurs qui, indirectement, ont fourni des échantillons des régions désertiques de l'hémisphère Sud et qui nous ont permis de caractériser les sources des poussières continentales.

Je n'oublie pas les remerciements envers tous les comités qui m'ont entourée au cours de ces années mouvementées :

Le comité de soutien scientifique de proximité pendant la rédaction, dont Vincent et Gherard ont été les membres les plus actifs et pour lesquels j'aurai dû en toute rigueur reporter de nombreuses fois « communication personnelle » ;

Le comité de relecture scientifique, assuré avec bienveillance par Marie, et de relecture orthographique, assuré avec patience par Hélène et Laurence,

Le comité d'organisation des promenades en hélicoptère, des trous et des portages, Christian & Cie ;

Le comité d'accueil de Bordeaux, Marie, Fabienne et Rian ;

Et, bien sur, le comité des fêtes : Les Manus, Les Hervés, Les Lol', Achim, Chloé, Alex, Vince, François, Patrick, Irène, Laure, Flo, Didier, Jean, Suzi, Frank, Momo, Ernesto et les mexicains...

Enfin, ma plus profonde reconnaissance à toute ma famille, tout particulièrement à ma mère.

3.3.4.1.1 A. McMurdo volcanic group, Western Ross Embayment	97
3.3.4.1.2 B. Marie Byrd Land.....	100
3.3.4.1.3 F. Iles intra-océaniques de la plaque Antarctique	101
3.3.4.1.4 Conclusion des sources en domaine intraplaque.....	103
3.3.4.2 Les PSVs en zone de subduction et bassin arrière arc	103
3.3.4.2.1 E. South Sandwich Islands	103
3.3.4.2.2 D. Graham Land.....	107
3.3.4.2.3 Nouvelle Zélande et Amérique du Sud	108
3.3.4.2.4 Conclusion des sources en zone de subduction et bassin arrière arc	110
3.3.4.3 Conclusion de l'identification des sources	111
3.3.5 COMMENT EXPLIQUER LES SIGNATURES ISOTOPIQUES DES CENDRES PROVENANT DES SSI ?	112
3.3.5.1 Hypothèse 1 : un biais analytique	113
3.3.5.2 Hypothèse 2, phénomène anté-éruptif : présence dans le dépôt de fragments lithiques anciens plus radiogéniques	113
3.3.5.3 Hypothèse 3, phénomène post-éruptif : fractionnement granulométrique	114
3.3.5.4 Hypothèse 4, phénomène post-éruptif : Particules volcaniques = surfaces d'adsorption pour aérosols marins.....	115
3.3.5.5 Hypothèse 5, phénomène post-éruptif : mélange avec des particules continentales.....	116
3.3.5.6 Hypothèse 6, phénomène anté-éruptif. Signatures isotopiques des laves et des pyroclastites différentes pour un même volcan	117
3.3.5.7 Conclusion	117
3.4 UTILISATION DES HORIZONS VOLCANIQUES COMME MARQUEURS STRATIGRAPHIQUES ET CHRONOLOGIQUES.....	118
3.4.1 CORRÉLATIONS ENTRE FORAGES.....	118
3.4.1.1 Corrélation entre les forages de Vostok : mise en évidence d'une incertitude sur la profondeur	118
3.4.1.1.1 Exemple de la corrélation à 2000 m.....	118
3.4.1.1.2 Carottes 3G, 4G2, 5G, 5G1 et BH : 7 horizons de corrélation	119
3.4.1.1.3 Epaisseurs de couches variables, couches absentes	120
3.4.1.2 Corrélations à grandes distances entre les forages profonds antarctiques	122
3.4.2 UTILISATION DES HORIZONS VOLCANIQUES COMME MARQUEURS CHRONOLOGIQUES : PREMIÈRE PISTE D'UNE DATATION ABSOLUE DE LA CAROTTE DE VOSTOK À 141 000 ANS	122
3.4.2.1 La chronologie de Vostok : une méthode empirique approximative	122
3.4.2.2 Vostok 1996 m = Mt Berlin 141 ka ?	123
3.4.3 MARQUEURS STRATIGRAPHIQUES ET CHRONOLOGIQUES : CONCLUSION.....	124
3.5 UTILISATION DES PARTICULES VOLCANIQUES COMME TRACEURS DES CIRCULATIONS ATMOSPHÉRIQUES.....	126
3.5.1 FRÉQUENCE DES COUCHES / LOCALISATION DES SOURCES / VARIATIONS CLIMATIQUES : PAS DE CORRÉLATION APPARENTE	126
3.5.2 LA NOUVELLE ZÉLANDE : DES TÉPHRA QUI N'ATTEIGNENT JAMAIS VOSTOK	127

3.5.3 MARIE BYRD LAND : UNE SOURCE TRÈS ACTIVE GÉOGRAPHIQUEMENT PROCHE ET POURTANT PEU REPRÉSENTÉE.....	129
3.5.4 DES SOURCES ATLANTIQUE SUD VERS VOSTOK : UNE DIRECTION PRIVILÉGIÉE... 130	130
3.5.5 LES TRAJECTOIRES DES TEPHRA DANS LE SCHÉMA DE CIRCULATIONS ATMOSPHÉRIQUES	130
3.5.6 CONCLUSION	131
3.6 CONCLUSION.....	133
3.7 PROSPECTIVES	134
3.8 RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES	137
4. AÉROSOLS CONTINENTAUX	143
4.1 INTRODUCTION	143
4.1.1 POURQUOI DÉTERMINER LES SOURCES DES AÉROSOLS CONTINENTAUX ?	143
4.1.2 PRÉSENTATION DU CHAPITRE.....	145
4.2 PRINCIPALES CARACTÉRISTIQUES DES AÉROSOLS MINÉRAUX DÉDUITES D'OBSERVATIONS DANS L'ATMOSPHÈRE ACTUELLE.....	147
4.2.1 PARAMÈTRES RELATIFS À LA SOURCE.....	147
4.2.1.1 Répartition des sources	147
4.2.1.2 Nature minéralogique des poussières éoliennes	149
4.2.2 PARAMÈTRES RELATIFS AU TRANSPORT	150
4.2.2.1 Distance de transport	150
4.2.2.2 Temps de résidence dans l'atmosphère	151
4.2.2.3 Taille des particules.....	152
4.2.2.4 Distribution spatiale.....	154
4.2.2.4.1 Distribution verticale	154
4.2.2.4.2 Distribution horizontale.....	154
4.2.2.5 Distribution temporelle	155
4.2.2.6 Rôle primordial de la dynamique atmosphérique.....	156
4.2.3 CONCENTRATIONS ET FLUX AUX PUIITS.....	156
4.2.4 MODÉLISATION DU CYCLE DES POUSSIÈRES	159
4.2.5 LE CYCLE DES AÉROSOLS MINÉRAUX : SYNTHÈSE	160
4.3 DÉTERMINATION DE LA SOURCE DES AÉROSOLS MINÉRAUX DÉPOSÉS EN PERIODE GLACIAIRE (STADES 2, 4 ET 6).....	163
4.3.1 INTRODUCTION.....	163
4.3.1.1 High dust fluxes during glacial periods	164
4.3.1.2 Identification of Antarctic dust sources : previous studies	165
4.3.1.2.1 Minéralogy.....	165
4.3.1.2.2 Diatoms.....	165
4.3.1.2.3 Atmospheric Global Circulation Models	166
4.3.1.2.4 Isotopic constraints	166
4.3.1.3 Purpose.....	166
4.3.2 SAMPLES AND METHODS.....	167

4.3.2.1 Sampling of potential source areas	167
4.3.2.2 Sampling of ice core dust	169
4.3.2.3 Analytical methods	171
4.3.3 RESULTS AND DISCUSSION	174
4.3.3.1 Ice-core dust samples	174
4.3.3.2 Comparison of potential source samples, comparison with ice-core dusts	175
4.3.3.2.1 Antarctica, Australian, African and New Zealand isotopic signatures	175
4.3.3.2.2 Southern South American continental shelf isotopic signatures	176
4.3.3.3 Origin of the ice-core dust isotopic signature	177
4.3.3.3.1 A single volcanic origin	177
4.3.3.3.2 Mixture of dust coming from different sources	178
4.3.3.3.3 Fractionation of Sr isotope composition by particle size	180
4.3.3.4 Implication for paleoatmospheric circulations	181
4.3.4 CONCLUSION	183
4.4 ADAPTATION DE LA MÉTHODE ANALYTIQUE : MESURES EN PÉRIODE INTERGLACIAIRE (STADES 1 ET 5) ET EN PÉRIODE GLACIAIRE (STADES 2, 4, 6, 8, 10 ET 12')	184
4.4.1 ECHANTILLONNAGE ET MÉTHODES : ADAPTATION AUX TRÈS FAIBLES QUANTITÉS DE POUSSIÈRES	185
4.4.1.1 Choix du spectromètre	185
4.4.1.2 Echantillonnage de la glace	186
4.4.1.3 Extraction des particules par centrifugation	188
4.4.2 RÉSULTATS DES MESURES POUR LES STADES 1, 2, 5, 6, 8, 10 ET 12	188
4.4.2.1 Signature globale	190
4.4.2.2 Détail des signatures des aérosols minéraux déposés à Vostok	190
4.4.3 LE PROBLÈME DU SR MARIN	192
4.4.3.1 Estimation des contributions des apports marins et continentaux en Sr et Nd dans la glace	193
4.4.3.1.1 Contribution marine	193
4.4.3.1.2 Contribution continentale	194
4.4.3.1.3 Conclusion	195
4.4.3.2 Correction isotopique consécutive à l'apport en Sr _{marin} pour les échantillons glaciaires de la première série	195
4.4.3.3 Discussion	197
4.4.4 SIGNATURE DES POUSSIÈRES EN ¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd : DIFFÉRENCES ENTRE LES DEUX SÉRIES DE MESURES	198
4.4.4.1 Hypothèse analytique	198
4.4.4.2 Hypothèse méthodologique	199
4.4.4.3 Hypothèse d'« échantillonnage »	199
4.4.5 CONCLUSION	200
4.5 LES PARTICULES DÉTRITIQUES DES PSAS : DE LEUR FORMATION À LEUR SIGNATURE ISOTOPIQUE, MISE EN ÉVIDENCE DE VARIABILITÉS	202
4.5.1 DE LA ROCHE MÈRE AUX PARTICULES MOBILISABLES : ALTÉRATION PRIMAIRE ...	203
4.5.1.1 La source primaire	203

4.5.1.2 Désagrégation mécanique	204
4.5.1.3 Altération chimique	205
4.5.1.3.1 Fractionnements élémentaires	205
4.5.1.3.2 Transformations minéralogiques	205
4.5.1.3.3 Conséquences isotopiques	206
4.5.2 DES PARTICULES MOBILISABLES AU MILIEU DE DÉPÔT : PHASE DE TRANSPORT ...	207
4.5.2.1 Transport aqueux	208
4.5.2.2 Transport atmosphérique	208
4.5.2.3 Conséquences isotopiques	209
4.5.3 MILIEU DE DÉPÔT : MISE EN ÉVIDENCE DE LA VARIABILITÉ DE LA SIGNATURE DES PARTICULES MOBILISABLES EN FONCTION DE LEUR GRANULOMÉTRIE	209
4.5.4 CONSERVATION GLOBALE DE LA SIGNATURE DE LA ROCHE MÈRE INITIALE	210
4.5.5 CONCLUSION	212
4.6 IMPLICATIONS : DETERMINATION DU PARAMÈTRE « SOURCE » DES AÉROSOLS MINÉRAUX DÉPOSÉS A VOSTOK (PÉRIODES GLACIAIRES ET INTERGLACIAIRES)	216
4.6.1 MESURES SUR LES PSAS DE L'HÉMISPHERE SUD : ANALYSE DE DIFFÉRENTES FRACTIONS GRANULOMÉTRIQUES	216
4.6.1.1 Résultats des mesures	217
4.6.1.2 Implication sur la signature globale des PSAs	217
4.6.1.3 Implication au niveau de la définition du PSA « Amérique du Sud » ...	218
4.6.1.4 Implications sur la signature ⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr de la fraction argileuse de Patagonie	219
4.6.2 FRACTION ARGILEUSE DES PSAS : COMPARAISON AVEC LES SIGNATURES DES AÉROSOLS MINÉRAUX DE VOSTOK	220
4.6.3 DISCUSSION	221
4.6.3.1 Identification de la source des poussières de Vostok par la géochimie : le problème des PSAs Nouvelle Zélande et Vallées Sèches	221
4.6.3.2 Compléments géomorphologiques et minéralogiques : confirmation de la source « Patagonie »	222
4.6.3.2.1 Informations géomorphologiques	222
4.6.3.2.2 Informations minéralogiques	224
4.6.3.3 Signature isotopique détaillée des aérosols minéraux de Vostok : confirmation de l'hypothèse de mélange de particules de nature différente ...	224
4.6.3.4 Période glaciaire et période interglaciaire : variation des sources à l'intérieur de la Patagonie ?	226
4.6.4 CONCLUSION	226
4.7 IMPLICATIONS CLIMATOLOGIQUES : DÉFINITION DE LA SOURCE « PATAGONIE » POUR LES AGCMs, CIRCULATIONS ATMOSPHÉRIQUES ET FLUX DE POUSSIÈRES	228
4.7.1 REDÉFINITION DE LA SOURCE « PATAGONIE » POUR LES AGCMs EN PÉRIODE GLACIAIRE ET INTERGLACIAIRE	228
4.7.2 TRAJECTOIRES ET DYNAMIQUE DES MASSES D'AIR : CONTRIBUTION DES ONDES DE ROSSBY	229
4.7.3 VARIATION DES FLUX DE POUSSIÈRES ENTRE PÉRIODE GLACIAIRE ET PÉRIODE INTERGLACIAIRE : PEUT-ON EN DÉDUIRE DES INFORMATIONS SUR LES VARIATIONS DES CIRCULATIONS ATMOSPHÉRIQUES ?	232
4.7.3.1 Le flux : une fonction de plusieurs paramètres indépendants	233

4.7.3.2 Variations des flux de poussières : quels sont les paramètres concernés ?	234
4.7.4 LE PROBLÈME DU LGM : LE MODE À 14µM	236
4.7.5 CONCLUSION	237
4.8 AÉROSOLS CONTINENTAUX : CONCLUSION	238
4.9 PROSPECTIVES	240
4.10 RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES	242
5. CONCLUSIONS ET PROSPECTIVES	249
5.1 AÉROSOLS VOLCANIQUES : IDENTIFICATION DES SOURCES ET APPLICATIONS CLIMATOLOGIQUES	249
5.2 LA PATAGONIE : SOURCE DES AÉROSOLS CONTINENTAUX DE VOSTOK PENDANT LES 300 000 DERNIÈRES ANNÉES	250
5.3 LES AÉROSOLS DANS LE SCHEMA DE CIRCULATIONS TROPOSPHERIQUES ; INTÉRÊT POUR LES AGCMS	252

ANNEXES

I. AÉROSOLS ACIDES D'ORIGINE VOLCANIQUE	257
A. INTRODUCTION	257
B. CONDUCTIVITÉ EN CONTINU SUR LES 7000 DERNIÈRES ANNÉES	258
1. TRAITEMENT DU SIGNAL	258
2. ECM DE 9 À 240 M	259
C. IDENTIFICATION DU TOBA	260
D. CONCLUSION	261
E. QUELQUES RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES	262
II. LES SYSTÈMES ISOTOPIQUES : ÉQUATIONS ET CONSTANTES	263
A. LES SYSTÈMES ISOTOPIQUES ÉTUDIÉS	263
1. LE SYSTÈME Rb/Sr	263
2. LE SYSTÈME Sm/Nd	263
B. LES ÉQUATIONS UTILISÉES	264
1. LOI DE DÉCROISSANCE RADIOACTIVE	264
2. ÉQUATION DE BASE DE LA GÉOCHIMIE ISOTOPIQUE	264
3. ÉQUATIONS DE MÉLANGE	265

4. EQUATIONS D'ÂGES MODÈLES	268
C. EAU DE MER, CHUR ET DM : VALEURS UTILISÉES	269
1. STRONTIUM	269
2. NÉODYME	269

III. ANALYSES EN ÉLÉMENTS MAJEURS SUR PARTICULES INDIVIDUELLES	271
---	------------

LISTE DES ABREVIATIONS

- ~ : environ
AGCMs : Atmospheric Global Circulation Models
AVZ : Austral Volcanic Zone (Andean volcanoes)
BS : Bransfield Strait
CCN : Cloud Condensation Nucleii. (noyau de nucléation)
EDX : Energy Dispersive X Ray
EGT : Extended Glaciological Timescale (Cf. faire un signet sa rapportant a l'intro)
HFSE : High Field Strength Elements
HREE : Heavy Rare Earth Element (Terres Rares lourdes)
ITCZ : zone de convergence intertropicale (InterTropical Convergence Zone)
LGM : Last Glacial Maximum
LILE : Large Ion Lithophile Elements
LK Tholéiites : Low K Tholéiites
LREE : Light Rare Earth Element (Terres Rares légères)
Ma : millions d'années
MBL : Marie Byrd Land
MORB : Mid Oceanique Ridge Basalt
MREE : Middle Rare Earth Element (Terres Rares intermédiaires)
niveaux en LREE appauvris : regroupe tous les niveaux de cendres présentant un appauvrissement en LREE : 2260, 1992, 1997, 2169, 104, 2502, 2254 et 2231 m
N-MORB : Normal Mid Oceanique Ridge Basalt
NSVZ : Northern part of SVZ
NVL : Northern Victoria Land
OIB : Ocean Island Basalt (produits des volcans intra-océaniques associés à un point chaud)
P-MORB : Plume Mid Oceanique Ridge Basalt
 $\Phi = \log_2 (1/d)$ où d = diamètre de la particule en mm
PSAs : zones sources potentielles (Potential Source Areas)
PSVs : Potential Source Volcanoes
PSVPs : Potential Source Volcanic Provinces
REE : Rare Earth Element
RSR : Ross Sea Rift
Source I : source primaire
Source II : source secondaire
SSI : South Sandwich Island
SShI : South Shetland Island
SSVZ : Southern part of SVZ
SVZ : Southern Volcanic Zone (Andean volcanoes)
Tg : Terra Gramme , 1 Tg= 10¹²g
TMR : Transantarctic Mountain Range
WARS : West Antarctic Rift System
WDX : Wavelength Dispersive X Ray

1. INTRODUCTION

1.1 INTRODUCTION

Pour répondre aux caprices du soleil, les continents, les glaces polaires et les océans interagissent sur notre planète avec l'atmosphère. Sur la scène climatique, ces décors terrestres sont modulables : qu'il fasse un peu plus chaud ou un peu plus froid et la couverture végétale, l'extension des déserts, le niveau des mers, leurs températures ou leurs courants sont changés. Mais l'atmosphère, comment réagit-elle aux variations du climat ?

Une réponse peut être apportée par les glaces polaires. En effet, depuis trois millions d'années environ, elles piègent en continu des « échantillons » d'atmosphère qui s'enfoncent dans la calotte au fil des ans. Les paléo-climatologues, en analysant la glace, ont ainsi pu reconstruire les variations de sa température depuis plus de 300 000 ans, ces compositions en CO₂ ou en CH₄, ou encore ses concentrations en aérosols. Ces reconstitutions sont cependant limitées à l'histoire de l'atmosphère au niveau du Groenland et de l'Antarctique. Or, les régions polaires connaissent des conditions météorologiques et climatiques bien spécifiques, liées à leur couverture de glace et leurs latitudes extrêmes. A l'heure actuelle, un nouvel enjeu de la paléo-climatologie est de contraindre et reconstruire, à partir de ces enregistrements aux pôles, des scénarios de l'histoire de l'atmosphère à l'échelle globale.

Les paléo-climatologues tentent donc depuis quelques années, de corréler les enregistrements entre hémisphère Nord et hémisphère Sud, tant sur les variations à l'échelle des grands cycles climatiques que sur les variations plus rapides du climat. Cependant, ces corrélations se heurtent souvent à des problèmes de datation. L'avance ou le retard des signaux les uns par rapport aux autres s'avère dans la plupart des cas, difficile à argumenter : trop de paramètres sont susceptibles d'entrer en jeu. Pour prendre en compte l'ensemble des paramètres qui régulent les équilibres fragiles du climat (paramètres atmosphériques mais aussi océaniques et continentaux), on fait appel à des outils numériques : les modèles de circulation atmosphérique globale

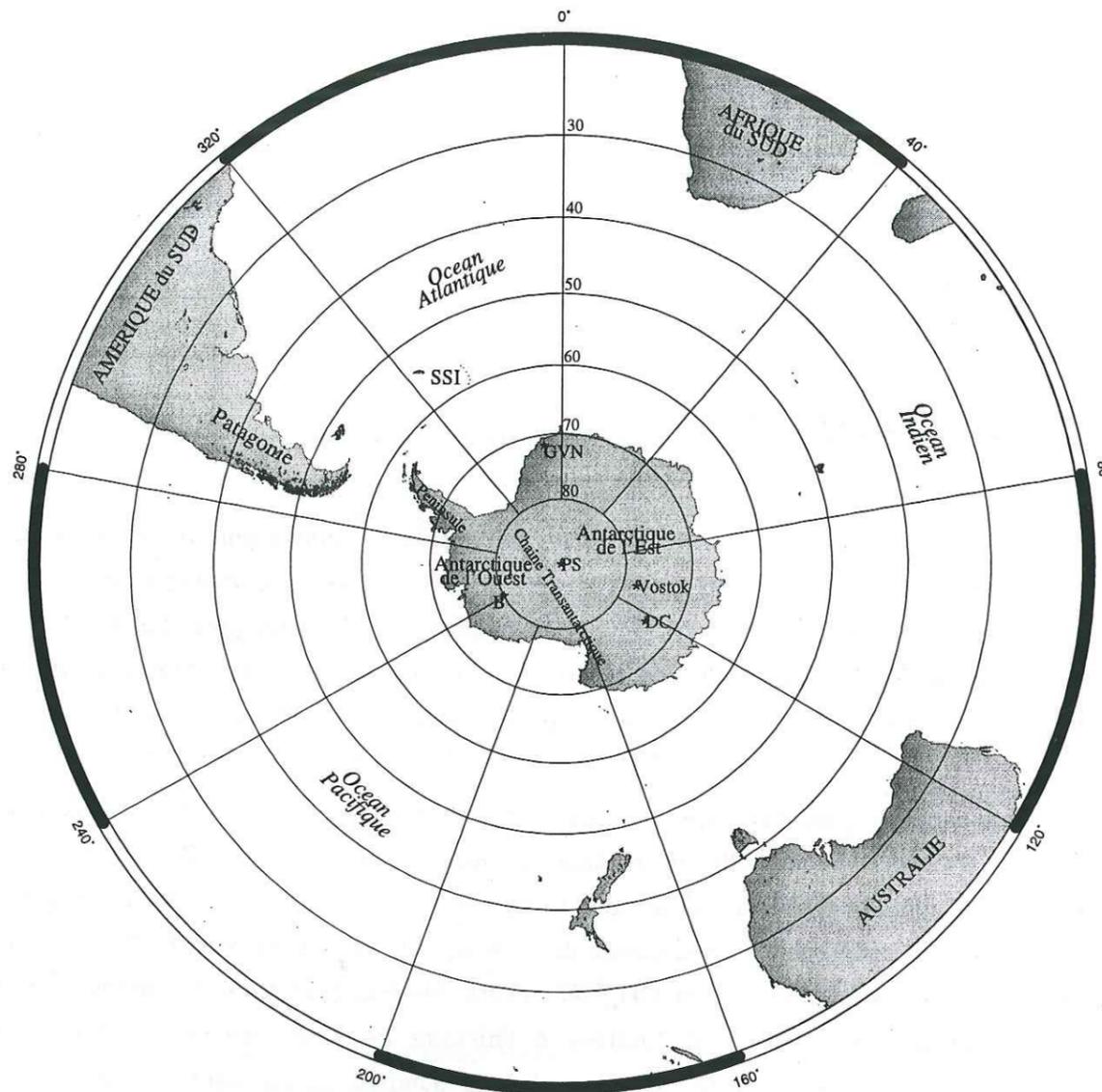


Figure 1-1 : Carte générale de l'Antarctique, des continents et des océans qui l'entourent. Les sites de forages représentés sont ceux dont il est fait référence dans le mémoire : Vostok ; DC : Dôme Charlie ; PS : Pôle Sud, B : Byrd ; GVN : Georg Von Neumayer. Pour l'Antarctique, la surface couverte par la glace est de 14 millions de km² environ. La chaîne transantarctique sépare l'Antarctique de l'Est, où la calotte culmine à 4000 m d'altitude, de l'Antarctique de l'Ouest, où elle atteint 2500 m.

(AGCMs). Les modèles permettent non seulement d'intégrer les rétro-actions des paramètres les uns sur les autres, mais aussi d'ajouter aux reconstructions climatiques une dimension spatiale à l'échelle globale ainsi qu'une dimension dynamique à l'échelle de temps des circulations atmosphériques.

Dans les AGCMs, les paramètres dynamiques restent cependant très théoriques car les modélisateurs manquent de données permettant de contraindre leurs paramétrisations. Afin d'aider à contraindre les circulations atmosphériques, on peut donc essayer de suivre les trajectoires des masses d'air en intégrant des traceurs dans

les modèles. Il faut alors, parallèlement, que les expérimentateurs soient capables de reconstituer la trajectoire de ces traceurs, en les suivant soit de la source au puits, soit du puits à la source.

C'est ce travail que nous avons entrepris au cours de cette thèse. L'objectif principal est d'identifier les sources des aérosols (d'origine volcanique et continentale) déposés en Antarctique de l'Est au site de Vostok (Figure 1-1), au cours des derniers cycles climatiques. Nous verrons que, si la détermination des origines de ces aérosols constitue le squelette du travail, ses applications ne concernent pas seulement les reconstitutions de trajectoires atmosphériques. Ce travail va en effet ouvrir des portes, tant dans les domaines de la glaciologie (e.g. datation de la glace) et de la climatologie (e.g. corrélations entre forages) que dans les domaines de la géochimie des magmas et des roches détritiques continentales.

1.2 UTILISER LES AEROSOLS COMME TRACEURS DE TRAJECTOIRES

Les aérosols sont définis comme étant des particules liquides ou solides en suspension dans l'air. Nous limitons cependant notre étude aux aérosols d'origine volcanique (cendres et acides) et aux aérosols continentaux (encore appelés aérosols minéraux ou « poussières »). Ils sont susceptibles de se déposer dans les différents environnements marins, continentaux et glaciaires. Cependant, c'est dans la glace, non perturbée par des phénomènes autres que les processus éoliens, que les aérosols sont les mieux archivés.

D'autre part, pour étudier les trajectoires des aérosols sur de grandes distances, il est préférable de choisir des sites éloignés de sources locales. La situation géographique de Vostok, en Antarctique de l'Est représente donc un site d'étude exceptionnel : les sources les plus proches se situent pour les poussières continentales à plus de 1000 km, dans la Chaîne Transantarctique, et, pour les aérosols volcaniques, les premiers volcans se situent au delà de cette chaîne. De surcroît, la glace des forages profonds de Vostok fournit un échantillonnage des aérosols depuis plus de 300 000 ans. Cet échantillonnage est continu pour les poussières continentales (d'une taille de 2-3 µm), alors qu'il est discontinu et aléatoire pour les retombées volcaniques (cendres inférieures à 60 µm).

Si tous les aérosols interagissent avec plus ou moins d'impact sur le rayonnement solaire, ils peuvent, en revanche, subir ou non, selon leur nature, des transformations de phase ou de composition chimique. Ils seront alors qualifiés soit de traceurs « actifs »,

soit de traceurs « passifs ». Les principaux aérosols insolubles (les cendres volcaniques et les poussières) appartiennent à la catégorie des traceurs passifs, c'est à dire que leurs caractéristiques sont conservées au cours du transport. Les cendres et les poussières ont, de plus, la propriété de porter les empreintes géochimiques du magma ou de la roche qui leur a donné naissance. On peut donc envisager de reconstruire la trajectoire qu'elles ont suivi dans l'atmosphère, si, en se basant sur les signatures géochimiques des aérosols déposés au puits, on arrive à identifier leur source. En revanche, en ce qui concerne les autres aérosols associés aux cendres et poussières comme les gouttelettes d'acide volcanique ou les embruns marins, ils ne portent pas d'empreinte spécifique permettant l'identification directe de leur source. La reconstitution de leur trajectoire est donc beaucoup plus incertaine, voire impossible.

Pour déterminer la source des aérosols d'origine minérale, le raisonnement est basé sur la démarche suivante : à partir d'un type d'aérosol donné (cendres ou poussières) on envisage l'ensemble des sources (volcans ou régions désertiques) a priori susceptibles d'être à l'origine de l'émission. Il est ensuite nécessaire de définir des critères géochimiques qui soient à la fois discriminants au regard de ces différentes sources potentielles et techniquement mesurables sur les cendres ou les poussières. A partir des résultats d'analyses, l'origine est identifiée lorsque la signature des aérosols est identique à la signature de l'une des sources potentielles.

Cette démarche a été adoptée dans de nombreux domaines : en océanographie pour l'étude de la provenance du matériel détritique terrigène (e.g. Revel et al., 1996), en téphrochronologie dans des zones cependant restreintes autour des volcans émetteurs (e.g. Guichard et al., 1993), ou même en préhistoire pour suivre des déplacements de populations en analysant les obsidiennes qui constituaient leurs outils (e.g. Ammerman et al., 1990). Cependant, si cette démarche est simple dans son concept, son application rigoureuse est délicate, tant au niveau de l'identification exhaustive des sources que de la détermination des critères géochimiques discriminants. Si l'on ajoute à cela les difficultés analytiques inhérentes à la taille des aérosols et aux très faibles quantités de matière disponibles dans les carottes de glace, on comprend que le nombre d'études identifiant les sources des aérosols transportés sur de longues distances et déposés dans la glace soient restreintes (e.g. Gaudichet et al. (1992), Grousset et al. (1992) et Palais et al. (1992) en Antarctique ; Hong et al. (1994) et Biscaye et al. (sous presse) au Groenland).

Dans notre étude, les critères géochimiques utilisés pour identifier les sources sont de différentes natures. Pour les cendres volcaniques, nous utiliserons les concentrations en éléments majeurs, en éléments traces et les compositions isotopiques en Strontium

(Sr) et en Néodyme (Nd). En revanche, pour les aérosols continentaux, les discriminations sont principalement basées sur les compositions isotopiques en Sr et Nd.

Avant de présenter le plan de la thèse dans son ensemble et les objectifs spécifiques liés à la nature de l'aérosol étudié (cendres ou poussières), nous proposons de replacer Vostok dans son contexte climatique et atmosphérique.

1.3 VOSTOK : CONTEXTE CLIMATIQUE ET ATMOSPHERIQUE

1.3.1 Principaux résultats paléoclimatiques de la carotte de Vostok

C'est au début des années 70 que les forages dans la glace ont débuté au site de Vostok (78°28'S, 106°50'E, altitude 3488 m). Malgré les conditions hostiles (record de la température la plus froide enregistrée : -89,7°C), les équipes russes y ont installé une base permanente. Leurs forages atteignaient 2082 m de profondeur en 1982 (forage 3G1) puis 2546 m en 1989 (forage 4G). En janvier 1997, le niveau de la mer est atteint et dépassé dans le forage 5G1 : 3523 m de profondeur. Moins de 200 m séparent le fond du forage de la base de la calotte où l'on s'attend à trouver, avant le socle rocheux un lac d'une profondeur de 500 m environ.

Les principaux résultats que la glace des forages de Vostok a apporté à la reconstruction de paléoclimats sont représentés sur la Figure 1-2.

Les isotopes de l'oxygène et du deutérium sont considérés comme étant des « thermomètres isotopiques », bien que leur relation absolue avec la température soit encore discutée (Jouzel et al., sous presse). Ils permettent de mettre en évidence les variations de la température de l'atmosphère de Vostok depuis plus de 400 000 ans (Petit et al., 1997) en reconstruisant le climat au cours des 4 derniers cycles climatiques (courbe « Deutérium », de l'actuel au stade isotopique 11). Au dernier maximum glaciaire (LGM, pour Last Glacial Maximum), on estime les températures inférieures de ~6°C par rapport aux températures de l'Holocène (Jouzel et al., 1993). On retrouve dans ces cycles les fréquences des variations des paramètres orbitaux de la Terre (Théorie de Milankovitch) : les périodes de 100 000 ans pour l'excentricité, de 41 000 ans pour l'inclinaison de l'axe de la Terre, et de ~ 20 000 ans pour la précession des équinoxes.

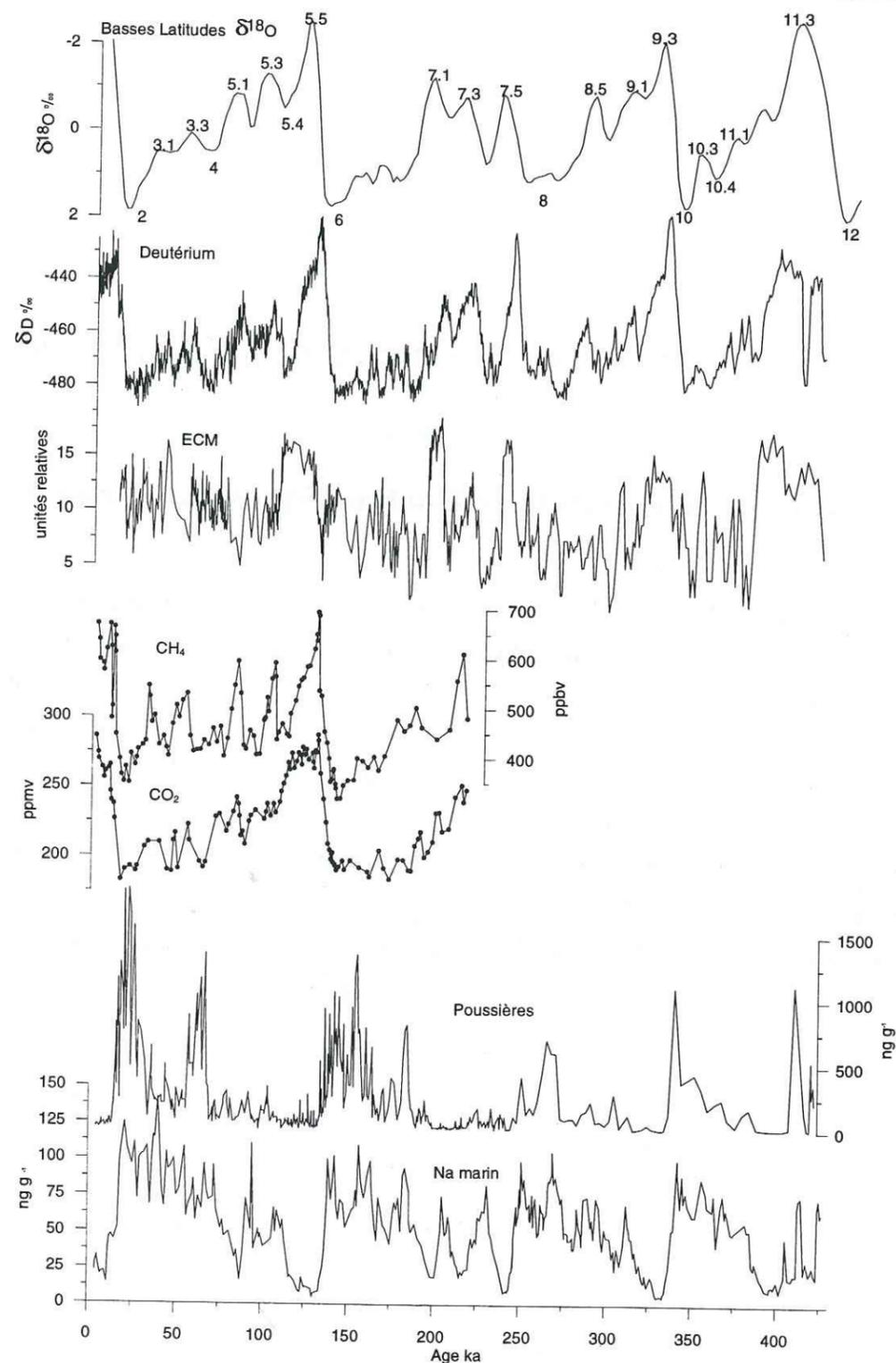


Figure 1-2 : 3350 m d'enregistrement climatique dans la glace de Vostok. Profils en fonction de l'âge : Deutérium et ECM (Petit et al., 1997) ; CO_2 et CH_4 (Jouzel et al., 1993) ; poussières (Petit et al. (1990) étendu jusqu'à 3350 m) ; Na marin (Legrand et al. (1988) étendu jusqu'à 3350 m). Pour comparaison avec l'enregistrement de variation du volume des glaces on a reporté aussi le $\delta^{18}\text{O}$ des foraminifères des basses latitudes (Bassinot et al., 1994).

Parallèlement, les études menées sur les variations des teneurs en gaz dits à « effet de serre » montrent elles aussi des oscillations climatiques (Jouzel et al, 1993) : en période glaciaire, les teneurs en CO_2 et CH_4 (~200 ppmv et ~350 ppbv respectivement) sont inférieures aux teneurs des périodes interglaciaires (~270 ppmv et ~600 ppbv). Ces valeurs permettent, entre autre, d'estimer l'impact de l'activité humaine à l'échelle globale¹.

Les concentrations en aérosols marins (courbe Na_m) et aérosols minéraux (« poussières ») suivent, elles aussi, les variations climatiques, mais dans un sens opposé. Lorsque la température diminue (période glaciaire), les flux en aérosols augmentent d'un facteur ~5 pour l'aérosol marin (Legrand et al., 1988) et 10 à 30 pour l'aérosol continental (Petit et al., 1990). Cette augmentation des flux, interprétée comme le résultat des variations des circulations atmosphériques et des sources, sera largement discutée dans le chapitre 4.

La courbe de la conductivité de la glace (ECM)² représente quant à elle une mesure directe des propriétés physico-chimiques de la glace. Elle a le grand avantage d'être une mesure continue, non destructrice, et qui peut être directement effectuée sur le terrain. Elle suit, elle aussi, les oscillations du climat (Petit et al., 1997). Toutefois, ce signal, lié entre autre à la teneur en ion, présente, à certaines profondeurs, des variations difficiles à interpréter.

Enfin, l'enregistrement climatique de Vostok peut être corrélé avec les enregistrements des carottes sédimentaires marines puisque la composition isotopique de l'oxygène fossilisé dans les coquilles calcaïques des foraminifères enregistre les variations du volume des glaces. En utilisant ces corrélations conjointement avec les modèles d'amincissement de la glace et les variations cycliques de l'insolation (paramètres astronomiques), l'enregistrement paléo-climatique de la carotte de Vostok est daté jusqu'à plus de 400 000 ans (EGTm pour Extended Glaciological Timescale, Jouzel et al., 1996, puis Petit et al., 1997). Le problème de la datation sera abordé plus en détail dans le chapitre 3.

¹ Pour information, on enregistre à l'heure actuelle ~360 ppmv de CO_2 et ~1600 ppbv de CH_4 .

² Electrical Conductivity Measurements. Au cours de la thèse, une partie du travail a été consacrée à la mesure et à l'exploitation de ce signal de conductivité solide de la glace.

1.3.2 Les circulations atmosphériques dans l'hémisphère Sud : un schéma simplifié

Ce paragraphe explique brièvement le fonctionnement dynamique de l'atmosphère actuelle. Il a pour but de préciser quelques notions sur les circulations atmosphériques qui seront utilisées par la suite dans les différentes discussions.

1.3.2.1 Une atmosphère stratifiée

Les radiations solaires traversent l'atmosphère avant d'atteindre la surface terrestre où elles sont absorbées puis re-émises. L'atmosphère, réchauffée simultanément « par le haut » et « par le bas », est donc caractérisée par des gradients de température différents : de la surface de la Terre jusqu'à environ 12 km d'altitude, la température décroît de $\sim 20^\circ\text{C}$ jusqu'à $\sim -60^\circ\text{C}$. Cette zone définit la troposphère. Entre 12 et 15 km environ, la température se stabilise. Cette limite supérieure de la troposphère est la tropopause, dont l'altitude décroît de ~ 18 km à l'équateur vers ~ 10 km aux pôles. Au dessus de la tropopause, dans la stratosphère, la température augmente à nouveau mais avec un faible gradient (elle atteint $\sim -50^\circ\text{C}$ à ~ 20 km).

1.3.2.2 La température des masses d'air, moteur de la circulation atmosphérique

Chauffée à l'équateur, refroidie aux pôles, l'atmosphère s'anime et transporte l'excédent d'énergie des régions tropicales vers les hautes latitudes déficitaires. Cette énergie thermique est transformée en énergie mécanique. En surface, les vents tendent à déplacer les masses d'air des zones de hautes pressions vers les zones de basses pressions. A plus haute altitude, la surface de la Terre ne crée plus de turbulence et les vents s'écoulent non plus perpendiculairement mais le long des isobares : ce sont les vents géostrophiques. Enfin, à ces forces appliquées sur les masses d'air qui tendent à répartir l'énergie vient s'ajouter la force de Coriolis. Elle dévie vers l'est les vents dirigés de l'équateur vers les pôles (vents d'ouest) et vers l'ouest les vents dirigés des pôles vers l'équateur (vents d'est). A partir de là, on comprend mieux comment se mettent en place les schémas de circulation des masses d'air.

1.3.2.3 Circulations atmosphériques dans l'hémisphère austral

Dans la troposphère, le schéma de circulation se répartit sur 3 zones latitudinales (Figure 1-3).

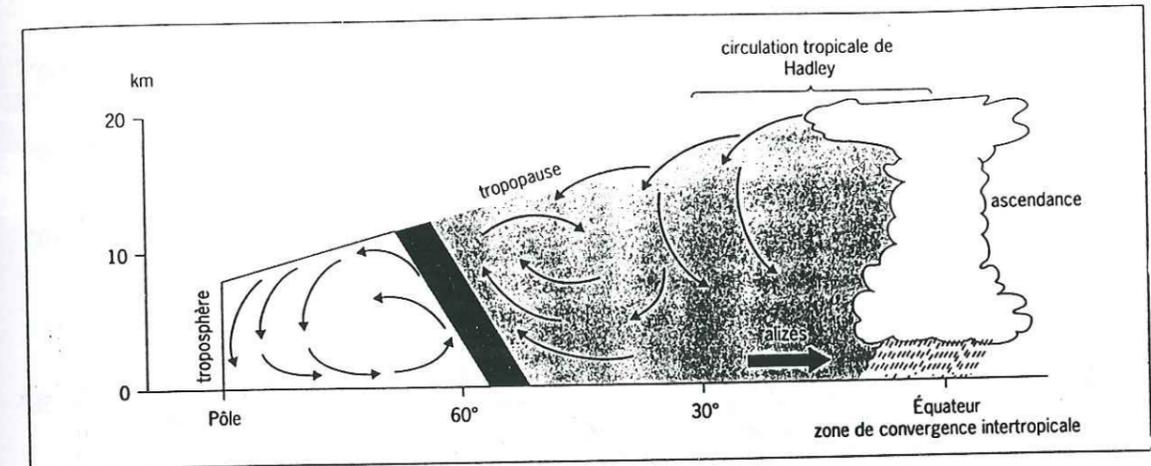
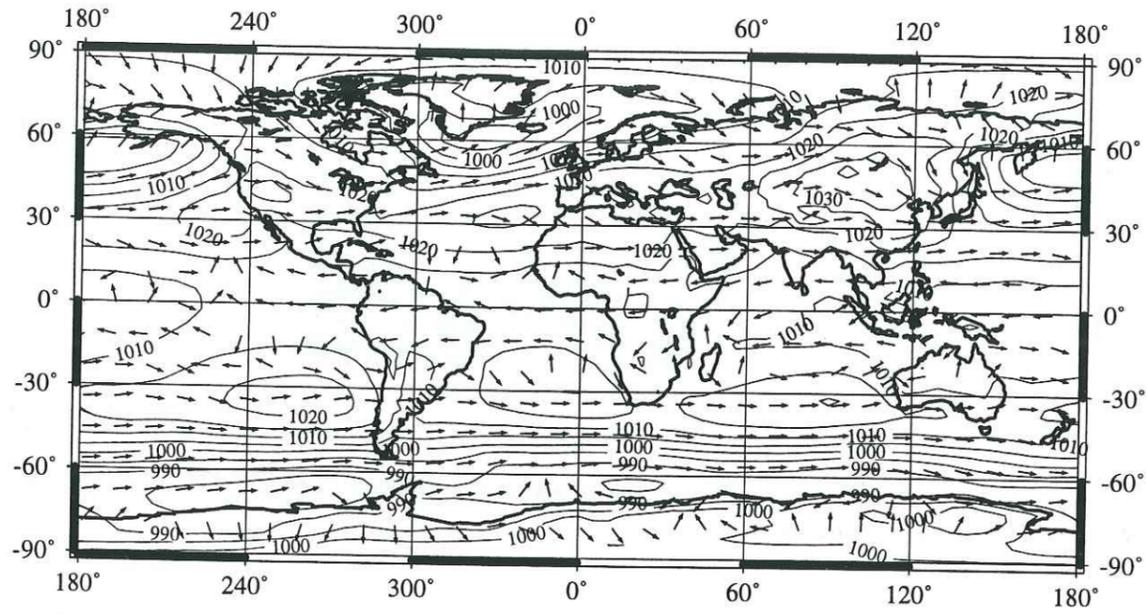


Figure 1-3 : Schéma simplifié des circulations troposphériques à l'échelle d'un hémisphère. (Reproduit d'après Joussaume, 1993).

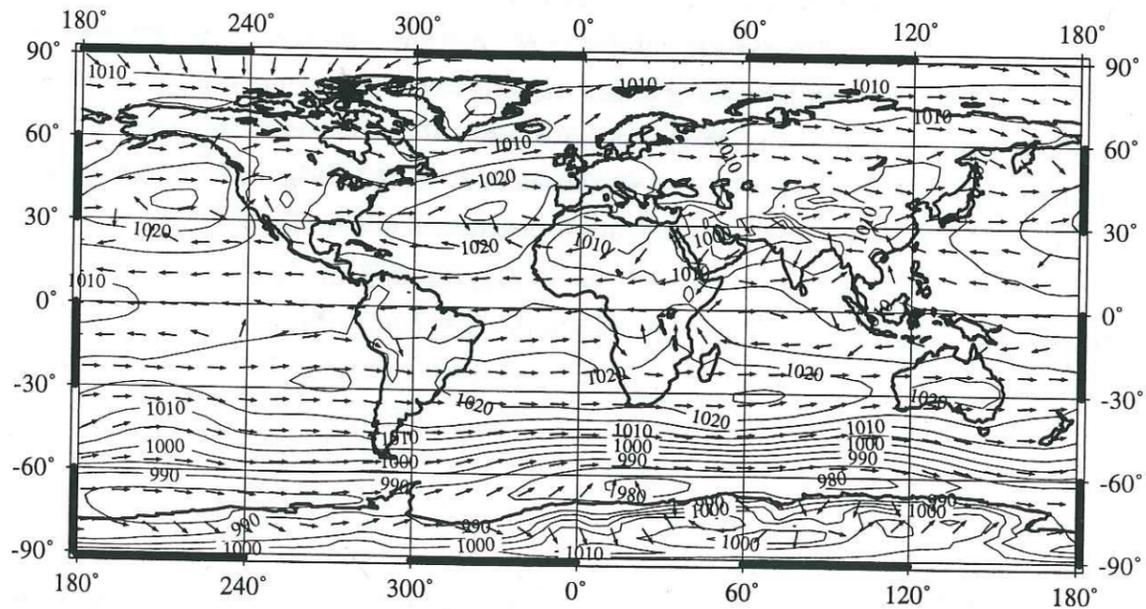
Au niveau de l'équateur (ITCZ : Zone de Convergence InterTropicale), l'air chaud et léger venant des tropiques s'élève. Son refroidissement pendant son ascendance provoque d'importantes précipitations. Arrivé au sommet de la troposphère, il se sépare et se dirige vers les pôles. Au fur et à mesure que l'air s'éloigne de l'équateur et sous l'effet de la force de Coriolis, le vent s'oriente vers l'est en s'accroissant. A 30° de latitude sud environ, la vitesse de ce courant « jet » est telle qu'il devient instable, se refroidit, et redescend à la surface. Cet air sec subsident est marqué au sol par une ceinture de hautes pressions qui délimite les grandes régions désertiques, où l'on trouvera les sources potentielles des poussières continentales. Cet air retourne ensuite vers l'équateur, et, dévié vers l'ouest, donne naissance aux « alizés » (Figure 1-3). Ce parcours des masses d'air aux basses latitudes définit la circulation dite de Hadley.

Les latitudes moyennes (entre 30 et 60°S) représentent une zone de conflit entre l'air chaud des régions tropicales et l'air froid des latitudes polaires (la limite nord de l'air polaire étant appelée « front polaire »). Caractérisées par des alternances de hautes et de basses pressions, les moyennes latitudes sont dominées par des vents d'ouest dirigés vers l'Antarctique dans la basse (Figure 1-4) et la haute troposphère. En surface des zones dépressionnaires peuvent se développer donnant naissance à des cyclones dont les vents violents sont bien connus des marins. En altitude, la circulation s'accroît en encerclant le continent Antarctique. Ce courant-jet (« jet-stream ») se met en place entre 10 et 12 km d'altitude. Caractérisé par une grande instabilité, il est à l'origine de larges méandres circum-polaires entre 35 et 65° de latitude (ondes de Rossby) qui assurent le brassage entre l'air chaud des régions tropicales et l'air froid polaire.

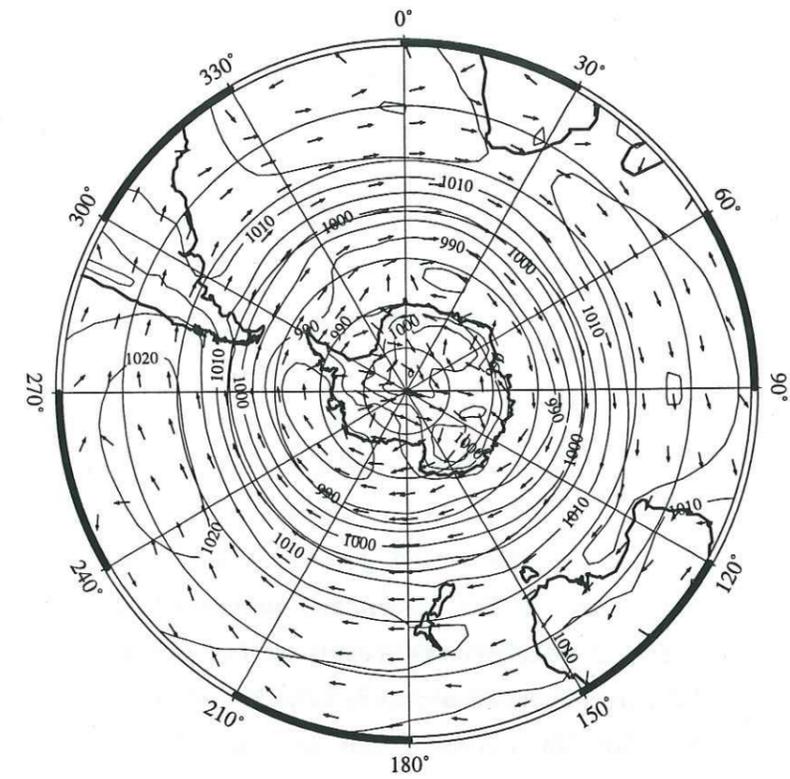
JANVIER



JUILLET



JANVIER



JUILLET

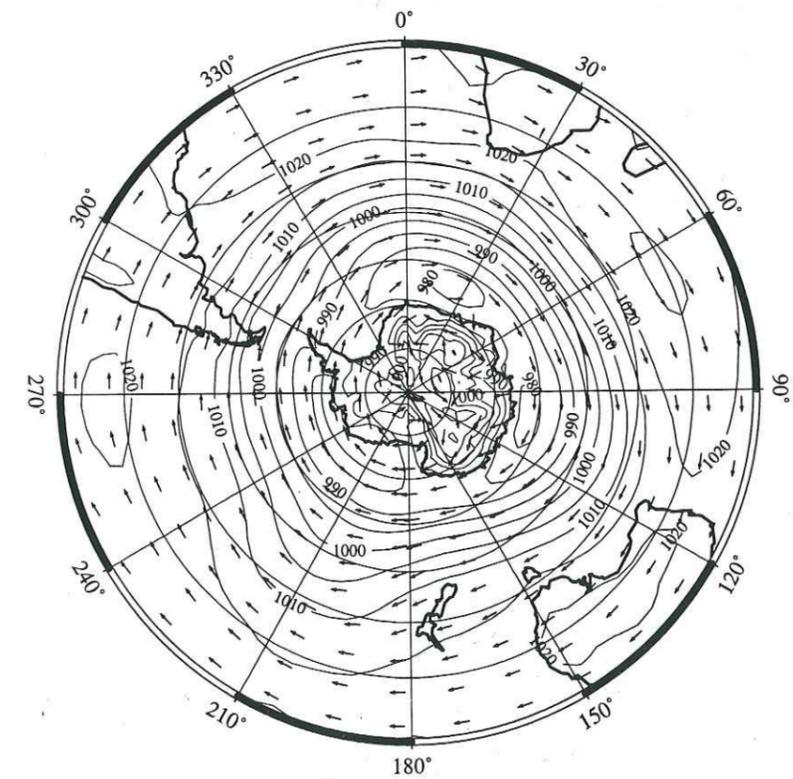


Figure 1-4 : Moyennes mensuelles sur 5 années (données du Centre Européen CEPMMT) des pressions atmosphériques de surface (mb) et des directions des vents dominants à 500 mb (~5 km). (Cartes réalisées par G. Krinner).

Au dessus de l'Antarctique (latitude $>65^\circ$), dans la haute troposphère, ce courant d'ouest bien que perturbé se poursuit en direction du pôle. Les vents de surface, au contraire, sont dirigés de l'intérieur vers l'extérieur du continent et déviés vers l'ouest par la force de Coriolis (vents d'est polaires, Figure 1-4). Les vents catabatiques sont une caractéristique supplémentaire de la circulation antarctique. Ils résultent d'une inversion de température entre la masse d'air au contact du sol qui devient plus froide que la masse d'air qui est au dessus. Ces masses d'air froid descendent à grande vitesse en s'accéléralant le long de la pente, depuis l'intérieur du continent vers les côtes où elles s'arrêtent brutalement.

Dans la stratosphère, le schéma de circulation est beaucoup moins perturbé que dans la troposphère. Le déplacement des masses d'air, animé par des vitesses plus lentes ($P < 200$ mb) est essentiellement guidé par les bilans d'énergie (circulation « diabatique »). Une partie de l'air ascendant provenant de l'ITCZ troposphérique poursuit sa convergence et pénètre dans la stratosphère. Cet air chaud se redistribue en décrivant une cellule de convection à grande échelle, depuis l'hémisphère d'été jusqu'à l'hémisphère d'hiver où l'air est subsident au pôle (Brasseur et Salomon, 1986). Toutefois, en ce qui concerne les hautes latitudes, il existe aussi dans la stratosphère une circulation circumpolaire accélérée (le vortex polaire), particulièrement stable dans l'hémisphère d'hiver.

A partir du schéma atmosphérique actuel et de l'archivage des climats passés à Vostok, nous allons essayer de mettre en évidence des « paléo-schémas » de circulations atmosphériques.

1.4 PRESENTATION DE LA THESE

L'objectif principal est d'identifier les sources des aérosols (d'origine volcanique et continentale) déposés en Antarctique de l'Est au site de Vostok (Figure 1-1), au cours des ~300 000 dernières années. Pour cela, nous exploitons les propriétés géochimiques (concentrations en éléments majeurs et traces, compositions isotopiques) des sources et des aérosols qu'elles ont (ou qu'elles sont susceptibles d'avoir) émis.

Les techniques utilisées pour l'analyse géochimique des cendres et des poussières sont communes pour certains types d'analyse. La présentation de l'ensemble des techniques d'analyse a donc été regroupée au début du mémoire (chapitre 2). Les deux

chapitres suivants, s'ils ont, à terme, le même objectif, peuvent être considérés indépendamment. Nous aborderons successivement les aérosols volcaniques (chapitre 3) puis les aérosols continentaux (chapitre 4).

Dans le chapitre 2 consacré aux techniques analytiques, on explique dans un premier temps la préparation des échantillons de poussières, c'est à dire l'extraction des aérosols insolubles à partir de l'eau de fonte.

Ensuite, les techniques analytiques utilisées sont présentées : (1) la microsonde et le microscope électronique, pour la détermination des concentrations en éléments majeurs des verres des cendres volcaniques ; (2) l'ICPMS (Inductive Coupled Plasma Mass Spectrometer) pour la détermination des concentrations en éléments traces, à la fois pour les cendres et les poussières ; et (3) le TIMS (Thermo-Ionisation Mass Spectrometer) pour la détermination des compositions isotopiques en Sr et Nd, utilisé aussi pour les cendres et les poussières. Le fonctionnement des appareils n'est pas détaillé de façon précise. En revanche, on donne, outre leur principe théorique, l'intérêt de leur utilisation dans le cadre de notre étude ainsi que les adaptations éventuelles que nous avons dû opérer pour analyser les très faibles quantités de poussières ($<0,5$ mg) ou les cendres de petites tailles (de $50 \mu\text{m}$ jusqu'à $\sim 1 \mu\text{m}$).

Le troisième chapitre est consacré à l'étude des aérosols volcaniques. Les retombées acides et les retombées de cendres ont été étudiées en parallèle.

Bien que la dispersion dans la stratosphère de grandes quantités d'aérosols d'acide sulfurique soit un sujet essentiel pour l'étude de l'impact du volcanisme sur le climat, les résultats de ces travaux sont partiellement présentés en annexe. En effet, la corrélation « quantité d'acide dans la glace » / « impact climatique » n'est pas directe et demande encore à être approfondie.

Nous présentons dans ce chapitre l'analyse géochimique des cendres de 20 niveaux pyroclastiques visibles à l'œil nu dans la glace. Leurs concentrations en éléments majeurs et en éléments traces et leurs compositions isotopiques sont comparées à la signature des volcans sources potentiels pour lesquels a été réalisée une synthèse bibliographique. La détermination des sources va non seulement permettre de reconstituer des trajectoires atmosphériques privilégiées, mais elle permettra aussi de corréler les différents forages de Vostok et ouvrira des perspectives de datation absolue de la carotte de Vostok.

L'étude des aérosols minéraux d'origine continentale est abordée dans le quatrième chapitre. Ce travail a été essentiellement motivé par les modélisateurs du climat pour lesquels l'absence de contraintes sur les sources des poussières entraîne des simulations de flux d'aérosols non conformes aux observations reportées sur la Figure 1-2.

La première partie de ce chapitre a pour but de replacer les aérosols minéraux dans leur contexte dynamique du cycle source / transport / dépôt. Elle permet d'appréhender les différents paramètres connus et inconnus de ce cycle pour les poussières déposées en Antarctique de l'Est. Le principal paramètre inconnu est la source : est-elle située (Figure 1-1) dans les zones désertiques d'Afrique du Sud, d'Australie ou d'Amérique du Sud ? Ou, est-elle située en Nouvelle Zélande, ou au contraire, plus près, dans les zones non englacées de l'Antarctique ? Plusieurs sources contribuent-elles simultanément à l'alimentation de l'Antarctique de l'Est en aérosols minéraux ? Les sources varient-elles entre les climats des périodes glaciaires et les climats des périodes interglaciaires ?

Les réponses à ces questions sont présentées en deux étapes qui suivent la chronologie du travail réalisé au cours de la thèse. Le principal traceur utilisé est la composition isotopique en Sr et Nd.

La première étape (partie 4.3) a consisté à déterminer la source des aérosols minéraux au cours des stades glaciaires 2, 4 et 6. Ce travail est présenté sous forme de publication en anglais. Dans celle-ci sont aussi détaillées les bases de notre problématique ainsi que les travaux qui ont précédé nos recherches pour tenter d'identifier la source des poussières.

La seconde étape est d'une part, (partie 4.4) une amélioration des méthodes analytiques (diminution de la quantité de poussières nécessaire afin de mesurer les compositions isotopiques poussières des stades interglaciaires) qui a abouti à la mesure d'échantillons en période interglaciaire et en période glaciaire ; et d'autre part, (partie 4.5) une étude plus théorique de la signature des sources mettant en évidence l'importance du paramètre granulométrique dans ce type de démarche d'identification des sources.

Les résultats obtenus sur les nouveaux échantillons et sur les sources vont permettre d'approfondir la discussion et de mieux argumenter l'identification de la source (partie 4.6). A partir de là, la connaissance de la source permet de proposer (partie 4.7), (1) une redéfinition des régions sources pour les AGCMs, en particulier pour les périodes glaciaires ; (2) un schéma de transport entre la source et le puits en prenant en compte les circulations troposphériques présentées ci-dessus ; et enfin, (3) d'avancer de nouveaux éléments de réflexion pour expliquer les valeurs de flux enregistrées en période glaciaire.

1.5 REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Ammerman A.J., Cesana A., Polgase C., Terrani M., Neutron activation analysis of obsidian from two neolithic sites in Italy, *J. Archaeol. Sci.*, 17, 209-220, 1990.
- Biscaye P.E., Grousset F.E., Revel M., Van Der Gaast S., Zielinsky G.A., Vaars A., Kukla G., Asian provenance of glacial dust (Stage 2) in the GISP ice core, summit, Greenland, *J. Geophys. Res.*, GISP2/GRIP special issue, sous presse.
- Brasseur G., Salomon S., *Aeronomy of the middle stratosphere*, Atmospheric science library, D Reidel Publishing Company, 450p, 1986.
- Gaudichet A., De Angelis M., Joussaume S., Petit J.R., Korotkevitch Y.S., Petrov V.N., Comments on the origin of dust in East Antarctica for present and ice age conditions, *J. Atm. Chem.*, 14, 129-142, 1992.
- Guichard F., Carey S., Arthur M.A., Sirgrdson H., Arnold M., Tephra from the Minoan eruption of Santorini in the sediments of the Black Sea, *Nature*, 363, 610-612, 1993.
- Hong S., Candelone J.P., Patterson C., Boutron C., Greenland ice evidence of hemispheric lead pollution two millennia ago by greek and roman civilizations, *Science*, 265, 1841-1843, 1994.
- Joussaume S., *Climat d'hier à demain*, Science au présent, CNRS éditions, Paris, 143p, 1993.
- Jouzel J., Barkov N.I., Barnola J.M., Bender M., Chappellaz J., Genthon C., Kotlyakov V.M., Lipenkov V., Lorius C., Petit J.R., Raynaud D., Raisbeck L., Ritz C., Sowers T., Stievenard M., You F., You P., Extending the Vostok ice core record of paleoclimate to the penultimate glacial period, *Nature*, 364, 407-411, 1993.
- Jouzel J., Waelbroeck R., C., Malaize B., Bender M., Petit J.R., Stievenard M., Barkov N.I., Barnola J.M., King T., Kotlyakov V.M., Lipenkov V., Lorius C., Raynaud D., Ritz C., Sowers T., Climatic Interpretation of the recently extended Vostok ice records, *Climate Dynamics*, 12, 513-521, 1996.
- Jouzel J., Alley R.B., Cuffey K.M., Dansgaard W., Grootes P., Hoffman G., Johnsen S.J., Koster R.D., Peel D., Shuman C.A., Stievenard M., Stuiver M., White J., On the validity of the temperature reconstruction from water isotopes in ice core, *J. Geoph. Res.*, GRIP/GIPS2 Special issue, in press.
- Legrand M., Lorius C., Barkov N.I., Petrov V.N., Vostok (Antarctica) ice core : atmospheric chemistry changes over the last climatic cycle (160 000 years), *Atmosph. Env.*, 22, 2, 317-331, 1988.
- Legrand M., Mayewski P., Glaciochemistry of polar ice cores, a review, *Reviews in Geoph.*, 35, 3, 219-243, 1997.
- Palais J., Germani M.S., Zielinski G.A., Inter-hemispheric transport of volcanic ash from a 1259 A.D. volcanic eruption to the greenland and Antarctic ice sheets, *Geoph. Res. Letters*, 19, 8, 801-804, 1992.
- Petit J.R., Mounier L., Jouzel J., Korotkevitch Y.S., Kotlyakov V.I., Lorius C., Paleoclimatological and implications of the Vostok core dust record, *Nature*, 343, 56-58, 1990.

Petit J.R., Basile I., Leruyet A., Raynaud D., Lorius C., Jouzel J., Stievenard M., Lipenkov V.Y., Barkov N.I., Kudryashov B.B., Davis M., Saltzman E., Kotlyakov V., Four climate cycles in Vostok ice core, *Nature*, 387, 359-360, 1997.

Revel M., Sinko J., Grousset F., Biscaye P., Sr and Nd isotopes as tracers of lithic particles in the Northern Atlantic over the last climatic cycles : paleoclimatic implications, *Paleoceanography*, 1996.

2. TECHNIQUES ANALYTIQUES

2.1 INTRODUCTION

Dans le domaine de la géochimie, une analyse, a pour but d'extraire d'un échantillon une information chimique quantifiée. Dans les roches, ces informations peuvent porter sur :

- les concentrations en éléments dits « majeurs », c'est à dire les éléments (sauf l'oxygène) qui sont les plus abondants dans les roches (>0,1% en poids d'oxyde). Ce sont Si, Al, Fe, Ca, Na, K, Mg, et, dans une moindre mesure, Ti, Mn et P. Ces éléments, avec l'oxygène, composent la structure des édifices cristallins des minéraux ;
- les concentrations en éléments dits « traces » ; ces éléments (comme les Terres Rares, par exemple) sont beaucoup moins abondants que les précédents (<0,1% ou <1000 ppm). Ils se substituent aux éléments majeurs dans le réseau cristallin. La distribution de certains éléments traces est susceptible de fournir une information sur les processus de genèse de la roche ;
- les compositions isotopiques de certains éléments stables (comme l'O, le C, le S) ou radiogéniques (comme le Pb, le Sr, le Nd ou l'Ar) qui peuvent aussi fournir des informations pétrogénétiques.

Les cendres volcaniques et les poussières continentales prélevées dans les carottes de glace sont des échantillons de roche particuliers puisque : (1) ils ont une taille micrométrique (d'environ 2-3 μm pour les poussières continentales, et inférieure à 50 μm pour les cendres volcaniques) ; et, (2) on ne dispose que de très faibles quantités (quelques mg dans le meilleur des cas pour les cendres volcaniques, de l'ordre du mg voire moins pour les poussières continentales).

L'objectif de ce travail est donc d'arriver à extraire les mêmes informations géochimiques à la fois sur les roches « source » et sur les échantillons d'aérosol, en

utilisant les techniques classiques d'analyse des roches. Pour cela, nous avons utilisé quatre types d'appareils : la microsonde électronique, (et le microscope électronique à balayage), le spectromètre de masse à plasma (ICP-MS) et le spectromètre de masse à thermo-ionisation (TI-MS).

Le but de ce chapitre n'est pas de décrire le fonctionnement des machines dans leur détail, mais d'expliquer l'intérêt de leur utilisation dans notre problématique. Dans la mesure du possible, pour donner une vision synthétique des techniques utilisées, la présentation est réalisée sous forme de schémas. Nous détaillons plus particulièrement les méthodes que nous avons dûes adapter pour l'analyse des aérosols.

Dans la première partie, nous présentons les techniques d'échantillonnage pour passer d'un échantillon de glace à un échantillon de « roche ». Nous expliquons en particulier la technique pour réaliser des surfaces polies sur les cendres volcaniques d'une taille comprise entre 5 et 50 μm .

Dans la seconde partie, nous présentons de façon synthétique les différents spectromètres utilisés et les analyses qu'ils nous ont permis d'effectuer. Les adaptations réalisées pour l'analyse des isotopes du Sr et du Nd à partir de moins de 0,5 mg d'aérosols continentaux sont expliquées de façon plus approfondie.

2.2 PREPARATION DES ECHANTILLONS

2.2.1 De la glace aux particules : échantillonnage et comptage

L'ensemble des procédures d'extraction des aérosols à partir de la glace a été réalisé au LGGE (ultra-centrifugation exceptée). Etant donné les très faibles quantités de matériel à échantillonner, toutes ces procédures doivent être réalisées avec le maximum de précautions de propreté. Ces procédures sont dérivées des procédures de décontamination utilisées pour la chimie de la glace et décrites dans Mounier (1988) et Basile et al. (1997) -se référer à la page 167. Elles sont résumées sur le schéma de la Figure 2-1.

La glace est d'abord découpée et « décontaminée » en chambre froide. A partir de l'étape de décontamination au scalpel (étape anotée 3), l'ensemble des manipulations est effectué avec des gants. Les morceaux de glace sont ensuite rincés en chambre sans poussière, afin de ne conserver que le cœur de la carotte exempt de contamination. Les techniques utilisées varient ensuite selon la nature des aérosols et l'objectif analytique visé.

En ce qui concerne les particules continentales, nous avons utilisé la séparation par évaporation pour la première série d'échantillons. Or, il s'avère que cette technique par évaporation a le désavantage de concentrer les sels dissous. Des calculs ont été réalisés pour estimer la contamination apportée par l'aérosol marin (cf. paragraphe « 4.4.3 Le problème du Sr marin »). C'est pourquoi, pour la seconde série d'échantillons, nous avons développé une nouvelle technique qui consiste à centrifuger l'eau de fonte.

En ce qui concerne les particules volcaniques, on utilise, selon les cas, la filtration ou l'évaporation.

Les renvois de la Figure 2-1 signifient :

1. Pour les poussières continentales, la carotte est choisie de telle sorte qu'il n'y ait pas de pic de conductivité (i.e., pic d'acidité, susceptible de contenir des particules volcaniques) et qu'elle ne soit pas fracturée pour éviter la contamination par du kérosène.
2. La lame de la scie à bande doit être nettoyée à l'alcool avant le découpage.
3. La décontamination manuelle au scalpel s'effectue avec des gants propres en poly-éthylène.
4. La « vaisselle » de tous les bechers téflon est réalisée à l'acide (HCl distillé et dilué). Le rinçage des morceaux de glace est réalisé à l'eau dé-ionisée.
5. Au fur et à mesure de l'évaporation, on rajoute de nouveaux morceaux de glace.
6. L'ultra centrifugation est effectuée en deux étapes successives (ultracentrifugeuses utilisées : ENS Lyon) : 1ère étape, bouteilles de 250 ml ; 2ème étape, éprouvettes de 5 ml. Après chaque centrifugation, le culot contenant les particules est congelé en plongeant le récipient de centrifugation dans l'azote liquide. Il suffit de verser l'eau de fonte surnageante pour récupérer l'eau contenant les particules (refondue ensuite par passage aux ultrasons).
7. Filtration avec des filtres Millipores perforés à 0,4, 2 ou 8 μm selon la taille des cendres et la « concentration » en esquilles de la couche. La filtration est aussi utilisée pour observer les poussières continentales au microscope optique (en lumière réfléchie).

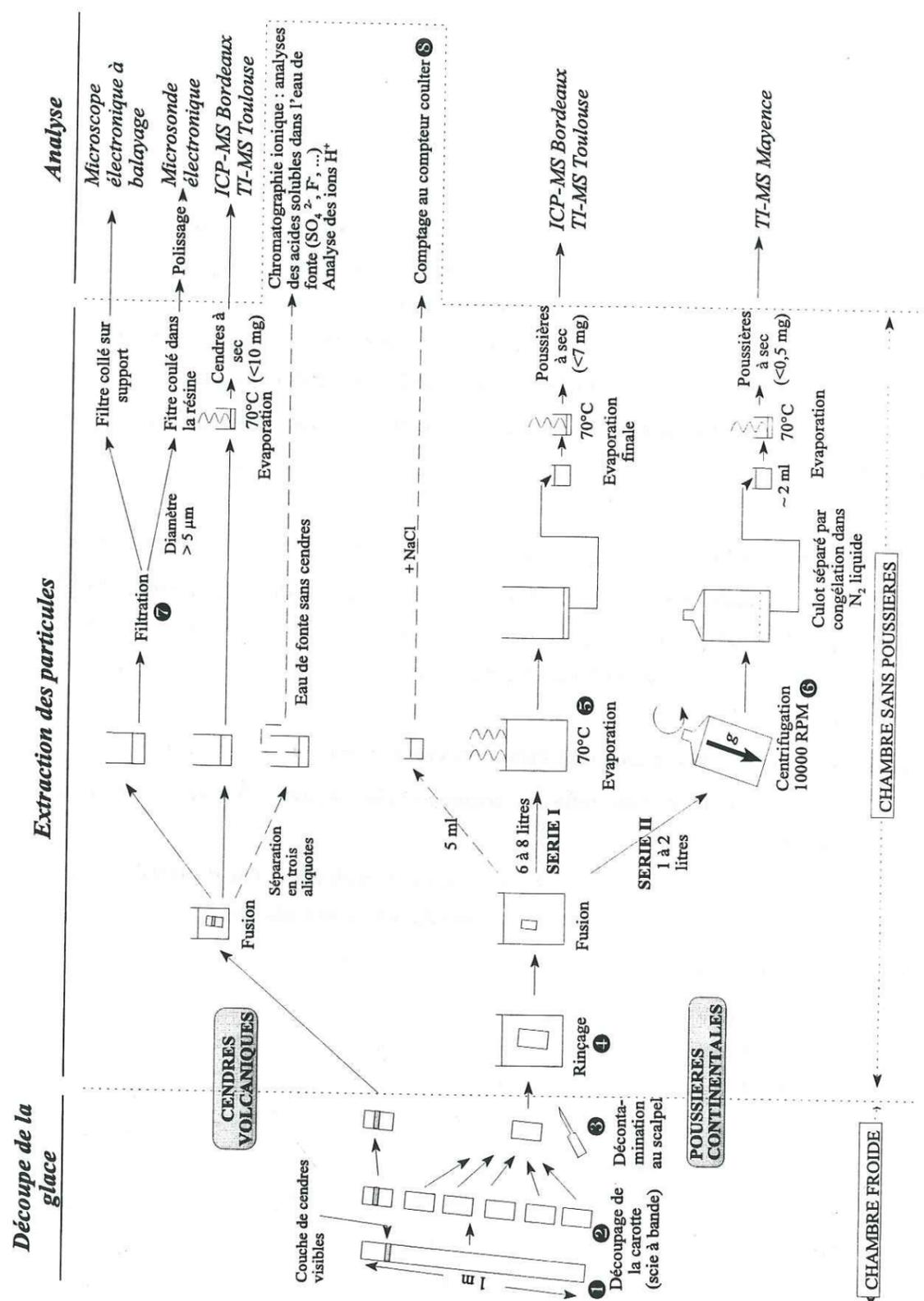


Figure 2-1: De la glace aux particules : préparation des échantillons de poussières continentales et de cendres volcaniques. Cf. texte pour les renvois numérotés.

8. Le compteur coulter mesure, par effet résistif, la distribution des particules en fonction de leur taille : l'eau de fonte, rendue conductrice, est aspirée au travers d'un micro-orifice de 50 µm. De chaque côté de l'orifice, un courant est établi entre deux électrodes. Le passage d'une particule, qui a une résistivité différente de celle de l'électrolyte, perturbe le courant lors de son passage dans l'orifice. Cette perturbation est proportionnelle au volume de la particule. Le micro-orifice de 50 µm permet de mesurer des particules d'une taille inférieure à 25 µm. Il n'est pas utilisable pour les couches de cendres visibles.

2.2.2 Cendres volcaniques : préparations de surfaces polies

Pour déterminer la composition en éléments majeurs en utilisant une microsonde électronique, il est nécessaire de disposer d'une surface d'analyse parfaitement plane. Les particules à analyser doivent donc être enrobées dans une résine pour être polies. Pour récupérer les particules, les techniques classiquement utilisées consistent à « piquer » individuellement les esquilles de verre manuellement, à l'aide d'une pointe d'aiguille très fine, sous une loupe binoculaire. Cette technique n'est pas applicable pour des particules inférieures à 50 µm. Le principe que nous avons adopté est le suivant :

1. Filtration de l'eau de fonte (0,4, 2 ou 8 µm) ;
2. Collage du filtre sur le fond d'un moule en téflon (diamètre, 2,5 cm) à l'aide de scotch double face (sans le scotch, le filtre remonte dans la résine au cours du séchage, du fait de la présence de bulles d'air). Ce collage est l'étape critique : si le filtre n'est pas plan, le nombre d'esquilles polies simultanément ne sera pas suffisamment important pour permettre l'analyse ;
3. Coulage de la résine époxy (Araldite) dans le moule en téflon (5g de colle par moule : proportions 4/5 de résine, 1/5 de durcisseur) ;
4. Laisser refroidir quelques heures ; démouler en plongeant le moule dans l'eau chaude ;
5. Enlever délicatement le scotch double face à l'aide d'une pointe de scalpel ;
6. La phase de polissage est réalisée avec une table à polir. Elle s'effectue à l'aide d'un support en laiton où un emplacement circulaire a été conçu pour recevoir la pastille de résine. Polissage n°1 (papier abrasif P100, mouillé) : Polissage grossier pour atteindre le filtre (coté opposé aux particules). Polissage n°2 : polissage successif à la pâte diamantée 6, 3, 1, puis 0,25 µm (environ 3 minutes par taille, vitesse de rotation, de 100 à 30 RPM). On contrôle l'ensemble du polissage par observations successives au microscope optique (lumière réfléchie).

2.3 OUTILS D'ANALYSES : LES SPECTROMETRES UTILISES

Le but de ce paragraphe est de donner une vision synthétique des différents appareils utilisés. Pour plus de détails sur leur fonctionnement, le lecteur est invité à se reporter à des ouvrages spécialisés spécifiques à chaque appareil. Deux grandes familles de spectromètres ont été utilisés au cours de ce travail : les spectromètres mesurant des rayonnements électromagnétiques et des spectromètres « comptant » les atomes ionisés (Figure 2-2).

2.3.1 Microsonde électronique

Ce premier type de spectromètre est utilisé pour effectuer des analyses ponctuelles sur des particules individuelles. Cette mesure a l'avantage de ne pas détruire l'échantillon. Le bombardement par faisceau d'électrons permet d'identifier la composition en éléments majeurs en mesurant, soit l'énergie, soit la longueur d'onde des photons ré-émis par les atomes de l'échantillon.

La mesure de la longueur d'onde (WDX : Wavelength Dispersive X ray analysis) nécessite un nombre de rayons X important. Ceci explique (1) que cette technique ne permette pas de mesurer les éléments dont la concentration dans l'échantillon est trop faible (éléments traces), (2) que la mesure soit effectuée sur une surface d'impact de quelques μm^2 (les particules doivent avoir une taille d'au moins 5 μm). Pour palier à ce second problème, on peut envisager de mesurer les éléments majeurs sur des plus petites particules avec un microscope électronique équipé d'un détecteur en énergie (EDX). Toutefois, la mesure perd beaucoup de précision par cette technique, et ce d'autant plus que la surface d'impact du faisceau sur la particule n'est pas plane et horizontale. (Pour plus détail, on pourra se reporter par exemple, à Maurice et al., 1978).

La microsonde électronique WDX a donc été utilisée pour mesurer les éléments majeurs des esquilles de verre des couches de cendres visibles. Pour chaque couche, une vingtaine de verres environ ont été analysés. Les appareils que nous avons utilisés sont la microsonde du CRMP de Clermont Ferrand (3 cristaux) puis, en collaboration avec J.P. Eissen, la microsonde de l'ORSTOM (5 cristaux), à Brest. Il est recommandé, pour de telles mesures sur des verres volcaniques, d'utiliser un faisceau de 15 keV et 6nA. Une intensité plus importante volatilise le Na (et le K dans une moindre mesure) et fausse l'analyse pour tous les éléments lorsqu'elle est rapportée à 100% en pourcentage poids d'oxyde.

La mesure par EDX peut être envisagée, quant à elle, pour caractériser les micro-verres éventuellement associés aux retombées d'acide sulfurique. Quelques tests ont été réalisés sur le microscope du CFR de Gif sur Yvette, en collaboration avec M. Paterne et F. Guichard. Ces résultats préliminaires ne sont pas présentés dans le mémoire.

2.3.2 Le spectromètre de masse à plasma (ICP-MS)

Contrairement aux techniques précédentes, la spectrométrie des particules nécessite la dissolution de l'échantillon pour « compter » les atomes ionisés individuellement.

L'ICP-MS permet d'analyser les concentrations de tous les éléments traces dont la concentration est supérieure à environ 1 ppm, voire moins (les limites de détection varient en fonction des éléments). La précision est d'autant plus importante que le temps de comptage est long et l'échantillon concentré. Pour obtenir une bonne mesure sur des éléments spécifiques, il est souhaitable de les calibrer au préalable individuellement avec des standards (méthode utilisée en novembre 1993). Au contraire, si l'on souhaite mesurer un grand nombre d'éléments (« total quant », méthode utilisée en septembre 1993 et en février 1995), il est possible de ne calibrer que quelques masses. Il y a cependant des risques de dérive pour les éléments non calibrés (cf. paragraphe «3.2.4.2.2 Les Terres Rares »).

Les blancs des mesures réalisées en « total quant » (fév. 95) sont reportés dans le Tableau 2-1 en relatif (pourcentage du blanc par rapport à l'échantillon). Il représente en moyenne sur tous les échantillons et sur tous les éléments 2% du signal. L'erreur relative mesurée sur un standard (moyenne sur les éléments 1.34%) montre que l'incertitude prépondérante, sur les éléments calibrés, est liée au blanc.

En nov. 93, seul l'horizon 547 m a été mesuré (quantitatif sur REE, Sr, Rb). Le pourcentage du blanc par rapport à l'échantillon varie entre 0.2 % et 1.46 % pour tous les éléments. L'erreur relative mesurée sur un standard est égale à 0.1% pour tous les éléments.

L'ICP-MS Perkin Elmer ELAN5000 de l'université de Bordeaux a été utilisé, en collaboration avec Francis Grousset, pour mesurer les concentrations en éléments traces des cendres volcaniques et des poussières continentales de la série I (stades glaciaires 2, 4 et 6). Les éléments qui ont ensuite été exploités pour caractériser les sources sont essentiellement les Terres Rares (REE), ainsi que le Niobium (Nb) et Zirconium (Zr) pour les cendres volcaniques. Nous envisageons d'essayer de mesurer les échantillons de la seconde série de poussières continentales sur les aliquots représentant 1/10 de l'échantillon initial.

Tableau 2-1 : Pourcentage des blancs pour les mesures réalisées en « total quant » (fév. 95, 12 horizons).

	Pourcentage du blanc			Erreur relative (std 10 ppb)
	Max	Min	Moy (12 éch)	
Li	*	7.76	0.23	3.33
Sc	*	28.14	0.41	3.76
Ti		0.04	0.00	0.02
V		1.53	0.01	0.19
Co	*	121.88	0.29	10.27
Ni	*	33.28	1.04	7.82
Cu	*	19.84	0.49	3.10
Zn	*	16.09	1.01	7.06
Ga	*	0.65	0.02	0.25
As	*	0.00	0.00	0.00
Rb	*	1.34	0.01	0.44
Sr	*	0.54	0.01	0.12
Y	*	0.12	0.00	0.05
Zr		0.45	0.00	0.21
Nb		0.85	0.00	0.31
Mo	*	17.48	0.16	6.85
Pd		2.21	0.05	1.07
Cd	*	5.02	0.81	2.49
Ba	*	0.55	0.01	0.25
La	*	0.81	0.00	0.30
Ce	*	0.91	0.00	0.34
Pr		1.24	0.01	0.47
Nd		0.04	0.00	0.02
Sm		0.27	0.00	0.11
Eu		0.36	0.01	0.15
Gd		0.28	0.01	0.12
Tb		11.28	0.27	5.11
Dy		0.20	0.01	0.09
Ho		0.30	0.01	0.13
Er		0.43	0.01	0.19
Tm		0.90	0.03	0.41
Yb		0.29	0.01	0.12
Lu		0.95	0.03	0.43
Hf		0.48	0.00	0.15
Th	*	45.45	0.07	14.87
U	*	9.30	0.02	2.95

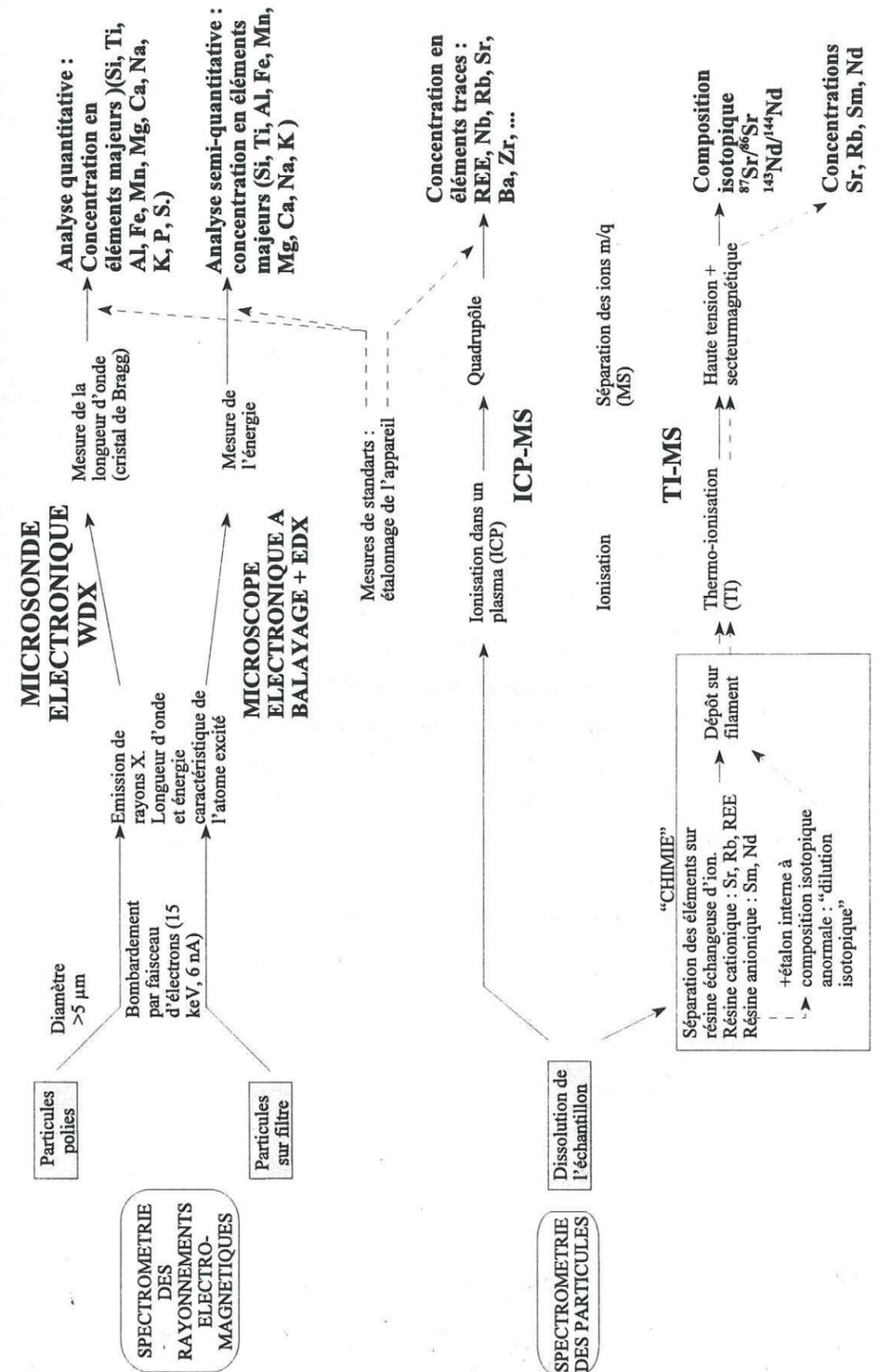


Figure 2-2 : Les spectromètres utilisés : schématisation de leurs principe et des éléments qu'ils permettent de mesurer. WDX : Wavelength Dispersive X ray analysis ; EDX : Energy Dispersive X ray analysis ; ICP-MS : Inductive Coupled Plasma Mass Spectrometer ; TI-MS : Thermo Ionisation Mass Spectrometer.

2.3.3 Les spectromètres de masse à thermo-ionisation (TI-MS)

Le spectromètre de masse à thermo-ionisation permet, quant à lui, de mesurer avec une grande précision les différentes masses (isotopes) qui composent un même élément (Figure 2-2). Dans notre étude, la TI-MS a été utilisée pour mesurer les compositions isotopiques du Strontium (Sr) et de Néodyme (Nd). Les systèmes élément radioactif / élément radiogénique sont présentés en annexe.

2.3.3.1 La méthode : quelques repères

Contrairement aux techniques précédentes, cette méthode ne nécessite pas de calibrer le signal par des standards puisque l'on cherche à obtenir un rapport de masses ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ et $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$). (On notera que l'on utilise tout de même les standards pour mesurer la « justesse » et la reproductibilité de l'appareil). En revanche, si l'on veut obtenir des valeurs de concentrations, il est nécessaire d'ajouter une quantité connue d'un étalon interne (« spike ») où les éléments ont une composition isotopique anormale pour certaines masses (^{150}Nd , ^{149}Sm , ^{87}Rb , ^{84}Sr).

Cette méthode, comme les analyses par ICP-MS, nécessite une dissolution de l'échantillon. Mais une étape supplémentaire est nécessaire : il faut purifier l'échantillon pour éliminer les éléments susceptibles d'avoir des isotopes de même masse que l'élément que l'on veut mesurer. (isobares ^{87}Sr et ^{87}Rb ; ^{150}Nd et ^{150}Sm ; ^{148}Nd et ^{148}Sm ; ^{144}Nd et ^{144}Sm). Si cette purification n'est pas parfaite, la mesure sera inexacte. (La séparation parfaite de Rb et Sr est difficile et il est fréquent d'utiliser une correction basée sur la mesure de la masse ^{85}Rb en utilisant $^{87}\text{Rb}/^{85}\text{Rb}=0.386$).

La purification s'effectue en deux temps sur des colonnes à résines échangeuses d'ions en milieu acide (chromatographie liquide). Les détails de cette purification sont par exemple présentés dans la thèse de M. Revel (1995).

Après purification, la « goutte » obtenue est déposée sur un filament de Ta, Re ou W, selon l'élément à analyser. L'émission est donc initiée à partir d'une phase solide (contrairement à l'ICP, où elle est liquide).

2.3.3.2 TI-MS « classique »

Le spectromètre utilisé pour la première série de mesure est le TI-MS Finnigan MAT261 à multicollecteurs de l'Université de Toulouse (collaboration F. Grousset). La multicollecion signifie que les différentes masses sont mesurées simultanément dans des cages de Faraday adjacentes. Ce type de spectromètre a l'avantage d'effectuer des mesures assez rapides (environ une dizaine de mesures par jour). Cependant, il est

difficile de mesurer les isotopes du Nd à partir de moins de 5 ng de Nd environ. Cet appareil a donc été utilisé pour mesurer les compositions isotopiques en $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ et $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ des esquilles des couches de cendres visibles et des poussières continentales des périodes glaciaires (stades 2, 4 et 6).

Les blancs obtenus sont $1.2 \text{ ng} < \text{Sr} < 1.5 \text{ ng}$ et $168 \text{ pg} < \text{Nd} < 224 \text{ pg}$. Pour les cendres, ceci représente une contribution du blanc de 0.1 à 1% pour le Sr (moyenne 0.4% pour toutes les couches), et de 0.07 à 1.5% pour le Nd (moyenne 0.6% pour toutes les couches). Pour les poussières continentales, ceci représente une contribution du blanc de 0.06 à 0.6% pour le Sr (moyenne 0.2%), et de 0.6 à 1.6% pour le Nd (moyenne 0.9%).

Dans la glace des périodes glaciaires, on dispose de 10 à 30 fois plus de matière qu'en période interglaciaire pour un même volume de glace. Pour mesurer les compositions isotopiques des poussières continentales des périodes interglaciaires en utilisant une quantité raisonnable de glace, il a été nécessaire de faire appel à un spectromètre de masse pouvant mesurer les isotopes du Nd à partir de moins de 1 ng de Nd.

2.3.3.3 TI-MS à monocollection de Mayence

Pour diminuer les quantités de matière nécessaire au départ sans affecter la précision de la mesure, il faut essayer de diminuer au maximum les pertes du signal entre la source et le détecteur. Pour cela, on peut envisager d'agir à différents niveaux du spectromètre (à la source, en améliorant les rendements d'ionisation, dans le secteur électrostatique, ou au niveau du détecteur) et essayer de trouver la configuration qui offre le meilleur compromis.

L'ICP-MS-SM de Lyon cumule les avantages de l'ionisation par plasma (ionisation qui est pratiquement complète) et de la filtration du signal par un secteur électrostatique et un secteur magnétique (contrairement à l'ICP-MS présenté ci dessus qui est à quadrupôle). Toutefois, l'interface entre la source ICP et le spectromètre entraîne une perte importante du signal. Cette méthode, qui est cependant en cours de développement (Luais et al., 1997), n'a donc pas été retenue.

Un TIMS du Max Plank Institut de Mayence a été spécialement adapté par E. Jagoutz pour les mesures des rapports isotopiques sur de très faibles quantités de matière (e.g., Thöni et Jagoutz, 1992). Cet appareil peut mesurer des rapports isotopiques du Nd avec une précision équivalente au TI-MS à partir de 800 pg de Nd environ. Ces performances résultent de l'adaptation des techniques classiques de

spectrométrie à TI depuis la préparation des échantillons jusqu'à la détection des isotopes. Ces adaptations sont résumées ci-dessous :

1. Les conditions de propreté sont optimisées pour tous les environnements en contact de près ou de loin, avec les échantillons. Chaque manipulation de l'échantillon représente une étape critique. Les détails de la préparation sont présentés dans le manuel du laboratoire (Laborhandbuch, en langue allemande).

2. La température appliquée au filament (mono-filament de Re pour Nd et Sm, de W pour Sr) pour l'ionisation des éléments est contrôlée par un pyromètre optique pendant toute la phase de chauffage du filament (durée approximative : 3 à 5 heures). Un chauffage trop rapide entraîne une émission des ions sur une trop courte durée et la mesure ne sera pas précise.

3. Pour mesurer le Nd, on introduit dans la chambre d'ionisation une fuite d'oxygène qui oxyde le Nd. Ainsi, tous les ions du Nd sont envoyés dans le spectromètre sous la même spéciation NdO^+ (ce qui n'est pas le cas dans un TI-MS « classique » où l'oxydation en NdO est inévitable mais où l'on mesure uniquement les ions restés sous la forme Nd métal)³. Toutefois, on notera que les interférences isobares pour le NdO sont plus complexes, du fait des différentes masses 16, 17 et 18 de l'oxygène qu'il est nécessaire de prendre en compte (Wasserburg et al., 1981).

4. La seconde modification apportée au spectromètre de masse concerne simultanément le système de détection et le secteur électrostatique. En effet, la détection des masses est réalisée sur un seul collecteur (monocollection), mais qui possède un rapport signal sur bruit très performant (Keithley). Si la détection par multicollecteurs imposait que le faisceau d'ions soit très fin dans les TI-MS classiques (cages de Faraday très proches les unes des autres), la monocollection autorise l'utilisation d'un faisceau moins focalisé. Or, cette phase de focalisation peut entraîner la perte d'une grande proportion du signal (jusqu'à 90%). Ainsi, dans ce spectromètre, le secteur électrostatique a été modifié pour réduire les pertes dues à la focalisation.

5. Enfin, la mesure est d'autant plus précise que la statistique est importante, c'est à dire, que le temps de mesure est long. Une mesure complète dure environ 24 h (120 blocs de 5 scans, 3 balayages par scan), lorsque l'échantillon n'est pas épuisé avant.

Les blancs mesurés sont un blanc de Sr (197 pg) et deux blancs de Nd (2.2 et 2.5 pg). Les concentrations en Sr et Nd ont été mesurées pour quelques échantillons (dilution isotopique sur un aliquot de 1/10). Pour le Nd, 7 échantillons pour lesquels le blanc

³ L'utilisation du TI-MS du CFR de Gif sur Yvette (L. Turpin) a aussi été envisagée, mais l'appareil ne dispose pas de système permettant cette introduction d'oxygène dans la chambre d'ionisation.

représente de 0.006 à 0.1%. Pour le Sr, un seul échantillon pour lequel le blanc représente 1.8% (on notera que cet échantillon représente l'échantillon contenant le moins de matière et sur lequel l'incertitude sur la masse initiale est la plus grande).

Avec les conditions de propretés excellentes et cet appareil performant, nous avons pu mesurer au MPI de Mayence (avec la collaboration d'E. Jagoutz et de F. Albarède) les isotopes du Sr et du Nd sur les échantillons des périodes interglaciaires en utilisant environ 2 kg de glace (moins de 0,5 mg de poussières). Des premiers tests ont aussi été réalisés pour mesurer (1) les isotopes du Sm et (2) les concentrations en Nd et Sr, mais la plus grande incertitude est liée, non pas au spectromètre, mais à la pesée initiale de l'échantillon.

2.4 CONCLUSION

L'utilisation de cet ensemble de techniques analytiques nous a donc permis de déterminer les caractéristiques géochimiques des sources et des aérosols.

- Pour les poussières volcaniques, 4 appareils différents ont été utilisés :
 - ⇒ 2 microsondes électroniques (WDX) (Clermont Ferrand, Brest), pour mesurer les concentrations en éléments majeurs des esquilles supérieures à 5 μm ;
 - ⇒ le spectromètre de masse à plasma (ICP-MS) (Bordeaux), pour mesurer les concentrations en éléments traces (REE, Nb, Sr, Zr...)
 - ⇒ le spectromètre de masse à thermo-ionisation (TI-MS) (Toulouse), pour mesurer les compositions isotopiques en Sr et Nd.

La détermination des caractéristiques géochimiques des volcans sources a été basée sur une étude bibliographique des régions volcaniques antarctiques et péri-antarctiques.

- Pour les poussières continentales, 3 appareils différents ont été utilisés au cours de deux séries de mesures :

- * Échantillons sources et 1ère série d'échantillons de poussières (échantillons des périodes glaciaires 2, 4 et 6)
 - ⇒ le spectromètre de masse à plasma (ICP-MS) (Bordeaux), pour mesurer les concentrations en éléments traces (REE, Nb, Sr, Zr...)

⇒ le spectromètre de masse à thermo-ionisation (TI-MS) (Toulouse), pour mesurer les compositions isotopiques en Sr et Nd. Les mesures sur les sources ont été réalisées par F. Grousset, M. Revel, P. Biscaye et P. Pedemay.

* 2ème série d'échantillons de poussières (périodes interglaciaires Holocène et stade 5 ; périodes glaciaires stades 2, 4, 6, 8, 10, 12⁴)

⇒ le spectromètre de masse à thermo-ionisation (TI-MS) (Mayence), pour mesurer les compositions isotopiques en Sr et Nd.

Ces analyses sont résumées sur le Tableau 2-2.

	Continental		Volcanique	
	Poussières	Source	Cendres	Source
Concentration en éléments majeurs Si, Ti, Al, Fe, Mn, Mg, Ca, Na, K, P, S	MICROSONDE ELECTRONIQUE Clermont Ferrand Brest		20 niveaux	
Concentration en éléments traces REE, Nb, Rb, Sr, Ba, Zr, ...	ICP-MS Bordeaux	Grousset 1992, stade glaciaire 2 Série I stades glaciaires 2, 4, 6	Grousset et al., 1992 et Grousset, Biscaye, Revel	13 niveaux Littérature
Composition isotopique $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	Toulouse	Grousset 1992, stade glaciaire 2 Série I stades glaciaires 2, 4, 6	Grousset et al., 1992 et Grousset, Biscaye, Revel	13 niveaux
	Mayence	Série II stades interglaciaires 1 et 5 stades glaciaires 2, 4, 6, 8, 10, 12		

Tableau 2-2 : résumé des techniques analytiques utilisées pour l'analyse des aérosols volcaniques et continentaux. Les rubriques grisées correspondent aux mesures réalisées par l'auteur.

⁴ Il n'est pas encore montré de façon non équivoque que la glace située à 3350 m de profondeur correspond au stade 12. Nous le notons tout de même « stade 12 » par soucis de simplification.

A l'aide de l'ensemble de ces caractéristiques géochimiques, leur potentiel discriminant au regard des différentes sources va être exploité tout au long de ce mémoire pour identifier les origines des aérosols volcaniques et continentaux de la carotte de glace de Vostok.

2.5 REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Luais B., Telouk P., Albarede F., Precise and accurate neodymium measurements by plasma-source mass spectrometry, *Geochim. Cosmochim. Acta*, sous presse.
- Maurice F., Meny L., Tixier R., Microanalyse et microscopie électronique à balayage, Ecole d'été de St Martin d'Hères, les éditions de physique, 533p, 1978.
- Mounier L., Etude des microparticules insolubles déposées dans la glace Antarctique au cours du dernier cycle climatique, Thèse, Université Scientifique Technologique et Médicale de Grenoble, 179p, 1988.
- Revel M., Dynamique des courants profonds en Atlantique Nord, depuis 200 000 ans, retracée par les flux particulaires advectés, Thèse de doctorat, université Bordeaux I, Février 1995.
- Thöni M., Jagoutz E., Some new aspects of dating eclogites in orogenic belts : Sm-Nd, Rb-Sr, and Pb-Pb isotopic results from the Austroalpine Saualpe and Koralpe type-locality (Carinthia/Styria, southeastern Austria), *Geochim. Cosmochim. Acta*, 56, 347-368, 1992.
- Wasserburg G.J., Jacobsen S.B., DePaolo D.J., McCulloch M.T., Wen T., Precise determination of Sm/Nd ratios, Sm and Nd isotopic abundances in standard solutions, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 45, 2311-2323, 1981.

3. AEROSOLS VOLCANIQUES

3.1 INTRODUCTION

Le volcanisme est un processus d'échelle planétaire qui est à l'origine de la formation de l'atmosphère terrestre et qui continue à jouer un rôle significatif dans sa composition et ses variations. Pourtant, malgré les très nombreuses études menées sur les oscillations du climat au Quaternaire supérieur et leurs relations avec les paramètres astronomiques, peu de reconstructions prennent en compte les effets potentiels des changements de composition de l'atmosphère résultant de l'activité volcanique. La raison est simple : la chronologie des éruptions et leurs effets sont mal connus !

Pour appréhender l'impact du volcanisme sur l'atmosphère, et plus particulièrement son influence sur le climat de la Terre, la connaissance de la distribution temporelle et spatiale des aérosols volcaniques et leur impact sur les bilans radiatifs est essentielle. Les glaces polaires, si elles ne peuvent apporter de réponses directes sur la connaissance des effets radiatifs des aérosols volcaniques, enferment en revanche de précieuses informations relatives à la dispersion régionale et globale de ces aérosols au cours des derniers cycles climatiques.

Que peut donc nous apprendre la carotte de Vostok sur le volcanisme régional et/ou global depuis 200 000 ans ?

3.1.1 Rappels volcanologiques

La Terre est une véritable machine thermique : créant de l'énergie à partir de la chaleur du noyau et de la désintégration des éléments radioactifs, elle dissipe cette énergie sous forme chimique (transformations minéralogiques, fusion/cristallisation, ...), thermique (flux géothermique, volcans, ...), ou mécanique (volcanisme explosif, contraintes sur les plaques entraînant leur déplacement, tremblements de terre, ...). Ces

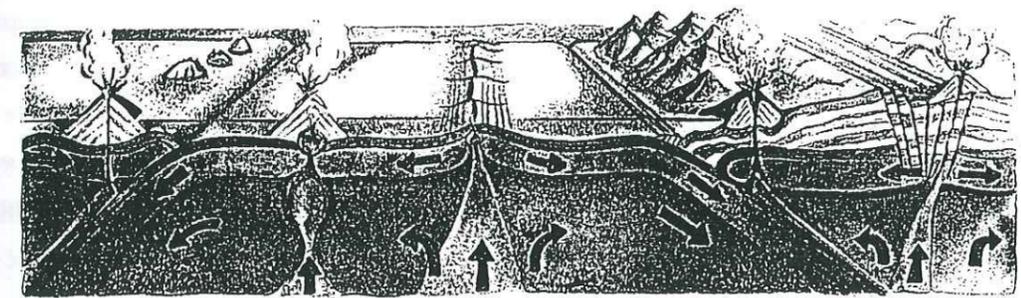
différentes formes de transfert d'énergie sont dépendantes les unes des autres puisque toutes liées au contexte tectonique environnant. Sur la Figure 3-1 sont représentés schématiquement les différents contextes et les types de volcanisme qui leur sont associés :

- dans les zones de subduction où une plaque lithosphérique océanique plonge sous une autre plaque lithosphérique océanique, on parle de volcanisme d'arc insulaire. Les séries magmatiques associées sont les séries tholéiitiques⁵, calco-alcalines⁶ (et shoshonitiques² dans une moindre mesure). La composition des magmas varie selon la proportion des matériaux issus du manteau, la proportion des sédiments subductés mis en jeu et l'épaisseur de la plaque chevauchante.
- dans les zones de subduction où une plaque lithosphérique océanique plonge sous une plaque continentale, on parle de volcanisme de marge continentale active. On trouvera les mêmes types de séries que dans le volcanisme d'arc insulaire, mais dans des proportions différentes (magmatisme tholéiitique moins important). La composition des magmas varie, non seulement comme dans les arcs insulaires en fonction des contributions variables des sources manteau / sédiments subductés, mais aussi selon la proportion de croûte continentale (d'épaisseur, nature et âge variable) assimilée dans le magma.
- dans les zones d'expansion intra-océanique où se crée la lithosphère océanique par accréation de matériel basaltique, on parle de volcanisme de dorsale océanique. Les basaltes qui y sont produits sont tholéiitiques. Ils sont communément appelés N-MORB (Normal Mid Océanique Ridge Basalt).
- à l'intérieur des plaques océaniques, les points chauds sont à l'origine du volcanisme intraplaque océanique, appelé communément OIB (Ocean Island Basalt). Les séries magmatiques associées sont tholéiitiques (taux de fusion partielle du manteau élevé : jusqu'à 30%, notés OIT) et alcalines⁷ (taux de fusion partielle du manteau inférieur à 10%).

⁵ Série tholéiitique : magmas riches en silice ; enrichissement en fer au cours de la différenciation.

⁶ Série calco-alcaline : magmas riches en silice, en alumine et en eau, parfois en potassium (shoshonitique). Ca et (Na, K) sont représentés en proportions voisines.

⁷ Série Alcaline : magmas pauvres en silice et riches en alcalins (Na et K).



Zone de subduction océan/océan : volcanisme d'arc insulaire (Antilles) Point chaud : volcanisme intraplaque océanique (Hawaii, La Réunion) Zone d'expansion : volcanisme des dorsales océaniques Zone de subduction continent/océan : volcanisme de cordillère (Amérique du Sud) Volcanisme associé à un rift intracontinental (Afrique orientale). Cette situation est celle du Massif Central français.

Figure 3-1 : Schéma simplifié des différents contextes tectoniques aux frontières des plaques et de leur volcanisme associé (reproduit d'après P. Vincent, 1995)

- à l'intérieur des plaques continentales, un amincissement de la croûte continentale peut entraîner un début d'ouverture de rift continental. Le volcanisme associé est comme pour les OIB, de type tholéiitiques ou de type alcalin à hyper-alcalin.

On verra, dans le chapitre 3.3.2 que tous ces types de volcanisme sont représentés sur la plaque Antarctique.

A partir d'un magma⁸ primitif, la différenciation magmatique⁹ va conduire à des laves de plus en plus riches en silice, que l'on dit également « acides », (par opposition

⁸ Rigoureusement, un magma est un mélange liquide silicaté + minéraux + gaz dissous. Il devient une lave près de la surface lorsque les gaz s'individualisent sous forme de bulles. Par abus de langage, les deux termes sont souvent assimilés.

⁹ La différenciation magmatique : au sein d'un réservoir, le refroidissement du magma va se traduire par sa cristallisation. Elle se fera par étapes, car le magma n'est pas un corps pur (il est le résultat de la fusion partielle de plusieurs types de minéraux). Les premiers minéraux qui se forment sont généralement riches en fer et en magnésium (comme l'olivine, par exemple). A mesure que le magma refroidit, il va s'appauvrir en ces éléments chimiques et s'enrichir en éléments tels que le sodium, le potassium ou le silicium. Ces derniers pourront entrer dans la constitution d'autres phases minérales stables à moindre température comme les feldspaths alcalins ou les plagioclases.

aux magmas basaltiques que l'on dit « basiques ». En fonction de la composition de ce magma primitif et des conditions thermodynamiques dans la chambre (conditions liées au contexte tectonique), les minéraux et leur ordre de cristallisation varient, définissant différentes séries ou lignées magmatiques (Figure 3-2). Les roches ainsi obtenues ont des compositions différentes, compositions exprimées par les « éléments majeurs » (conventionnellement présentés sous forme d'oxydes) et par les éléments dits en « traces » car présents à moins de 0.1% (inférieur à 1000 ppm). L'étude de ces derniers permet de documenter les processus de genèse de ces différentes laves.

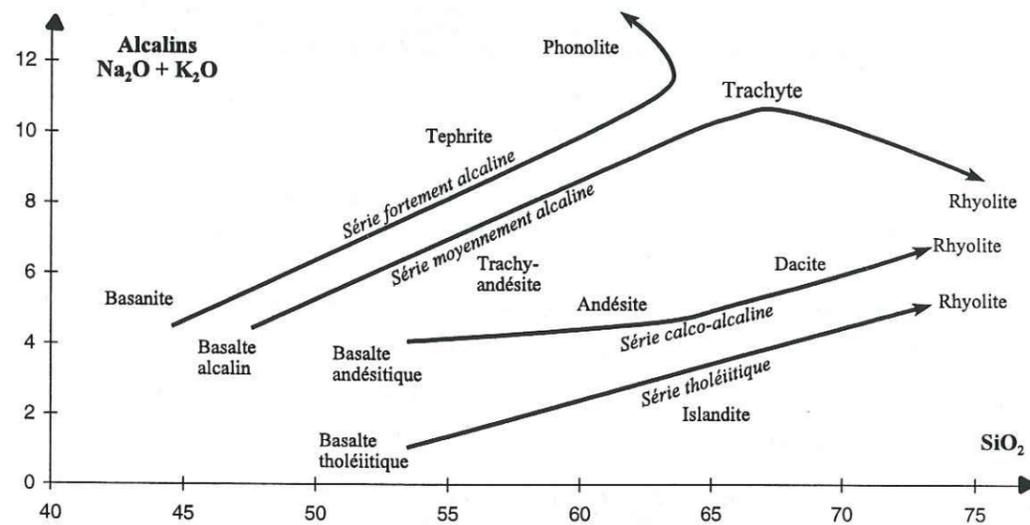


Figure 3-2 : Exemple de classification chimique des laves montrant les évolutions des différentes lignées magmatiques et le nom des laves qu'elles produisent (reproduit d'après Briot, 1995).

3.1.2 Différents types de volcanisme à l'origine de deux types d'empreintes volcaniques dans la glace

Lorsqu'un magma de composition donnée monte vers la surface, la baisse progressive de la pression permet à la phase gazeuse (CO_2 , He, SO_2 , H_2O , HCl, H_2S ...) de se séparer de la phase liquide. Il s'en suit une vésiculation (apparition de bulles) puis un

A chacune de ces étapes, les minéraux qui se forment peuvent être isolés du liquide, par des phénomènes de ségrégation gravitaire à la base du réservoir, ou sur les parois, s'ils sont plus légers que le liquide. Les minéraux ainsi séparés constituent des cumalats, tandis que les liquides résultants sont dits résiduels. Ces liquides auront des compositions de plus en plus riches en alcalins et en silice. Ce processus de « différenciation » magmatique (on obtient à chaque étape des magmas différents) se nomme cristallisation fractionnée et permet d'obtenir des familles de laves définissant une série magmatique (Briot, 1995).

dégazage du magma. Selon que les gaz exprimés sont capables ou non de fragmenter le magma, l'activité volcanique correspondante sera à dominante explosive (laves acides visqueuses : mélanges liquides / gaz en expansion) ou effusive (laves basiques fluides : milieu lavique continu).

Les éruptions volcaniques caractérisées par des magmas différenciés (acide ou alcalin) sont les plus susceptibles d'injecter des produits volcaniques (cendres et gaz) dans la haute troposphère et dans la stratosphère (colonne éruptive pouvant atteindre 40 km). Ce volcanisme cataclysmal est principalement associé aux zones de subduction. C'est ce type de volcanisme susceptible d'avoir un impact à l'échelle globale (transport stratosphérique) qui est étudié dans les calottes de glaces polaires à travers les retombées d'acide sulfurique.

Cependant, le caractère explosif d'un volcan à lave moins visqueuse peut être augmenté par une interaction entre le magma et le milieu hydrologique environnant. De telles éruptions hydromagmatiques (ou phréatomagmatiques) ont lieu en particulier en domaine sub-aquatique marin (éruptions dites de type Surtseyen) et en domaine glaciaire. Les produits éruptifs injectés dans la troposphère sont représentés par un mélange de gaz, de pyroclastes vitreux (magma refroidi brutalement par « trempage ») et d'éléments lithiques arrachés au substratum. La plupart des volcans Antarctiques et péri-Antarctiques sont susceptibles de répondre à ce type de dynamisme depuis la formation de la calotte glaciaire (il y a environ 3 Ma au minimum). C'est ce type de volcanisme à caractère plus local (transfert probablement uniquement troposphérique) qui est étudié à travers les couches de cendres échantillonnées dans les forages

VEI	0	1	2	3	4	5	6	7	8
Non explosive	Small	Moderate	Moderate-large	Large	Very large				
Volume of Tephra (m^3)	1×10^4	1×10^6	1×10^7	1×10^8	1×10^9	1×10^{10}	1×10^{11}	1×10^{12}	
Cloud column height (km) Above crater	<0.1	0.1-1	1-5	3-15	10-25	>25			
Cloud column height (km) Above sea level									
Qualitative description	"gentle"	"effusive"	"explosive"	"severe", "violent", "terrific"	"cataclysmic", "paroxysmal", "colossal"				
Eruption type	Hawaiian	Strombolian	Vulcanian	Plinian	Ultra-plinian				
Duration		<1 hour	1-6 hours	6-12 hours	>12 hours				
Explosivity	Lava flow	Phreatic	Explosion or Nuee ardente						
Dome or mudflow									
Tropospheric injection	Negligible	Minor	Moderate	Substantial					
Stratospheric injection	None	None	None	Possible	Definite	Significant			

Tableau 3-1 : Critères de définition du Volcanic Explosivity Index, (d'après Newhall et Self, 1982).

glaciaires profonds.

Certains auteurs ont essayé d'attribuer aux éruptions un paramètre quantitatif évaluant l'explosivité d'une éruption : le Volcanic Explosivity Index (VEI, Newhall et Self, 1982). Bien qu'approximatif, il permet de donner une idée de l'impact atmosphérique (troposphérique et/ou stratosphérique) d'une éruption volcanique. Cette classification des éruptions est montrée sur le Tableau 3-1.

3.1.3 Deux types d'empreintes : deux démarches d'étude

Pour la plupart des objectifs visés à terme (comme l'étude des circulations atmosphériques, l'étude de l'impact climatique, la datation, et à l'exception des corrélations entre forages) le premier travail consiste à identifier l'origine des aérosols volcaniques. Sachant qu'il existe deux types d'empreintes du volcanisme dans la glace (les niveaux riches en acide sulfurique et les couches de cendres visibles), l'objectif est d'associer une source à une empreinte volcanique donnée. On peut pour cela, envisager deux démarches : soit partir de la source pour chercher le dépôt, soit partir du dépôt pour remonter à la source.

3.1.3.1 Partir de la source pour rechercher le dépôt

En utilisant des références historiques ou géologiques, on part d'une éruption connue caractérisée par une magnitude élevée. A priori, l'injection stratosphérique qui lui est associée est susceptible d'avoir été disséminée sur l'ensemble du globe. Partant du fait que les gouttelettes d'acide sulfurique ont une durée de vie dans l'atmosphère supérieure à la durée de vie des cendres, on recherche d'éventuelles traces d'acidité anormalement élevée dans les glaces polaires. Les critères d'identification dans la glace sont alors (i) l'âge approximatif de l'éruption, (ii) l'ordre de grandeur du flux d'acide sulfurique attendu, (iii) la composition des micro-verres (< 5 µm) éventuellement associés.

Pour étudier les retombées d'acide sulfurique dans la glace, il est fait appel à des techniques de mesures de la conductivité de la glace (ECM) (Hammer, 1980) et de sa chimie (chromatographie en phase liquide), afin de calibrer le signal ECM sur l'acidité (mesures de H⁺ et de SO₄²⁻).

Malgré de nombreuses incertitudes liées à la démarche, les principales applications sont (1) de pouvoir étudier les disséminations des aérosols volcaniques à l'échelle

globale, (2) de proposer éventuellement des corrélations entre différents enregistrements climatiques à l'échelle d'un même hémisphère mais aussi entre hémisphère Nord et hémisphère Sud, (3) mais surtout de disposer d'un indicateur des variations de la température avant et après l'éruption qui permet une mesure directe de l'impact de l'éruption sur le climat.

Nous avons cherché à appliquer cette démarche dans la carotte de Vostok pour identifier, d'une part, la « méga éruption » du Toba datée à 73 000 ans, et d'autre part, rechercher divers éruptions Holocène connues marquées par une forte magnitude. Le travail effectué à ce jour a consisté à (1) mesurer et traiter le signal de conductivité (ECM) entre 900 et 1200 m (pour le Toba) et entre 0 et 230 m pour l'Holocène et (2) calibrer le signal pour obtenir une relation $ECM = f(SO_4^{2-})$. Les résultats obtenus méritent d'être approfondis et ne sont pas développés dans le corps du texte. Ils sont en revanche présentés de façon succincte en annexe I, avec leurs conclusions préliminaires et les limites de cette méthode.

3.1.3.2 Partir du dépôt pour remonter à la source

Dans cette seconde démarche (qui suit le raisonnement de la démarche présentée en introduction), il faut, pour pouvoir remonter à la source, caractériser l'empreinte volcanique détectée dans la glace par des marqueurs discriminants. Sachant qu'un dépôt volcanique est constitué, en proportions variables, d'acides et d'esquilles de verres, le seul proxy discriminant envisageable est la signature géochimique des verres volcaniques. Ceci implique que cette démarche soit principalement applicable aux couches de cendres visibles à l'œil nu. Le transport de telles particules (5-60 µm à Vostok) est très vraisemblablement troposphérique et reste à une échelle régionale. Pour identifier la source, il est donc nécessaire de retrouver les mêmes critères géochimiques discriminants entre les signatures des différents volcans proximaux potentiellement source.

Pour étudier les particules volcaniques, il est fait appel aux techniques de la géochimie mises au point initialement pour l'étude des roches que nous avons adaptées à l'étude des particules (cf. chapitre 2, techniques analytiques).

L'objectif global est d'essayer d'utiliser ces niveaux : (1) comme marqueurs stratigraphiques pour les corrélations entre forages (glaciaires antarctiques, glaciaires-marins), (2) comme marqueurs chronologiques (relatif ou absolu), (3) comme traceurs de trajectoires atmosphériques.

C'est donc cette seconde démarche « du dépôt à la source » que nous avons appliqué aux retombées pyroclastiques de la carotte de Vostok, issues du volcanisme Antarctique et sub-Antarctique et qui est proposée dans ce chapitre.

3.1.4 Retombées volcaniques mises en évidence par les horizons pyroclastiques : présentation du chapitre

Le premier volet de ce chapitre est descriptif: après avoir présenté les caractéristiques de la glace et des particules au niveau d'une couche de cendres, on donne un aperçu des travaux déjà effectués sur les couches de cendres dans les forages profonds Antarctiques. Nos travaux sur les niveaux des forages 4G2 et 5G de Vostok sont ensuite présentés, avec tous les résultats des analyses en éléments majeurs et en éléments traces.

Le second volet du chapitre, consacré aux interprétations, est divisé en trois parties. Il consiste d'abord à déterminer les volcans sources des horizons analysés en éléments traces. On se base pour cela sur une synthèse bibliographique des volcans (ou des provinces volcaniques) potentiellement source (première partie). Cette identification permet ensuite (i) de discuter d'un problème géochimique relatif à une dérive de la signature isotopique en Sr (intégré à la première partie), (ii) d'utiliser ces niveaux comme marqueurs stratigraphiques pour la corrélation entre les forages et comme marqueur chronologique par l'identification d'au moins une éruption connue datée à 141 ka (seconde partie), et enfin (iii) d'utiliser les sources comme marqueurs de trajectoires de paleo-circulations atmosphériques (troisième partie).

3.2 NIVEAUX PYROCLASTIQUES REPERTORIES DANS LES FORAGES ANTARCTIQUES PROFONDS : DESCRIPTIONS ET ANALYSES

3.2.1 Mise en évidence des caractéristiques des horizons pyroclastiques dans la glace à travers quelques exemples

3.2.1.1 Identification macroscopique

Les retombées volcaniques visibles dans les carottes de glace (que nous appelons « horizons pyroclastiques » « couches de cendres » ou « tephra ») se présentent à l'œil nu sous forme de surfaces blanchâtres, grisâtres à brunâtres. En observant la carotte par transparence, elles sont repérables grâce au contraste de limpidité de la glace entre la couche (aspect « trouble », coloré ou non) et la glace (aspect « translucide »). La photo de la Figure 3-3 montre un exemple de la couche située à 102,70 m dans le forage BH8. L'épaisseur de cet horizon varie dans les différents forages de Vostok de quelques millimètres à 4 cm.

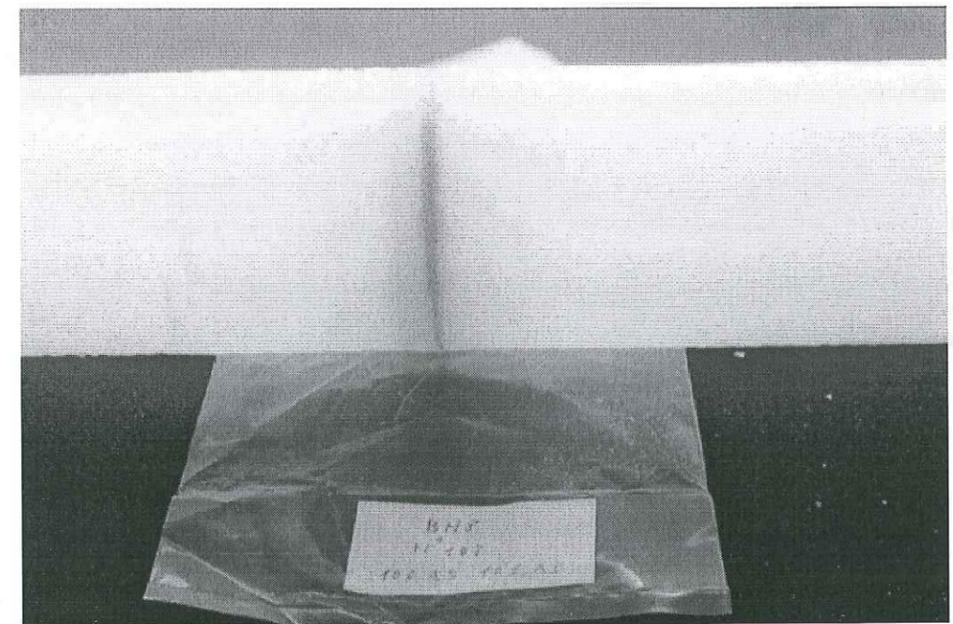


Figure 3-3 : Photographie de la couche de cendres volcaniques située à 102,70 m dans le forage BH. Le diamètre de la carotte est de 10 cm. La couche la plus concentrée (à droite) est située vers le bas. (Photographie E. Lefèvre).

3.2.1.2 Observations microscopiques

En microscopie optique en lumière réfléchie, l'observation des esquilles sur le filtre permet d'estimer leur taille (allant jusqu'à 60 μm environ dans les couches de cendres de Vostok). En général, les particules ont des colorations variables (incolores, brunes à oranges) au sein d'une même couche. Certains niveaux présentent cependant une coloration uniforme pour toutes les particules (brunes ou incolores).

En microscopie électronique à balayage, on peut distinguer 3 types différents de particules (Figure 3-4) :

- esquilles de verre (70 à 90 % environ) issues du magma ayant refroidi très rapidement. Elles présentent des cassures conchoïdales et montrent parfois une texture bulleuse résultant du dégazage du magma. Cette phase vitreuse ne présente pas de figures d'altération chimique en surface (se reporter au paragraphe « 3.2.4.2.1.1.3 Exemple d'un niveau hétérogène : 1280 m », page 69). Ceci s'explique probablement par le fait que, une fois émise dans l'atmosphère, une particule n'est en contact qu'avec de l'eau à l'état solide, tant au cours du transport qu'après le dépôt ($T < 0^\circ\text{C}$).
- matériel lithique (5 à 30% environ) souvent sous l'aspect de verres cryptocristallins plus ou moins arrondis et agglomérés : ce sont des débris de roche volcanique préexistante emportés par le magma au cours de l'explosion.
- microlithes (1 à 5% environ) : ce sont des minéraux de très petite taille ayant cristallisé dans la chambre magmatique. Ce sont en général des plagioclases et des minéraux ferromagnésiens. Ils peuvent se présenter sous forme de particules individuelles mais sont le plus souvent associés à la phase vitreuse.

3.2.1.3 Analyse de la glace : coultter, ECM et chimie

La glace contenant les horizons pyroclastiques visibles présente des caractéristiques différentes de celles observées en « bruit de fond » : on observe simultanément, outre une augmentation du nombre de particules, une augmentation des teneurs en SO_4^{2-} et F^- et une chute de la conductivité solide (ECM). Ces variations sont illustrées sur la Figure 3-5. Les teneurs au niveau de la double couche 3310,65 et 3310,77 m sont différentes des teneurs mesurées en bruit de fond. De tels dépôts d'acide sulfurique associés aux cendres ont été mis en évidence à Vostok pour la première fois par Kyle et al. (1982) dans la couche à 100 m : ces auteurs ont mesuré des teneurs équivalentes à nos résultats d'environ 600 ppb de SO_4^{2-} .

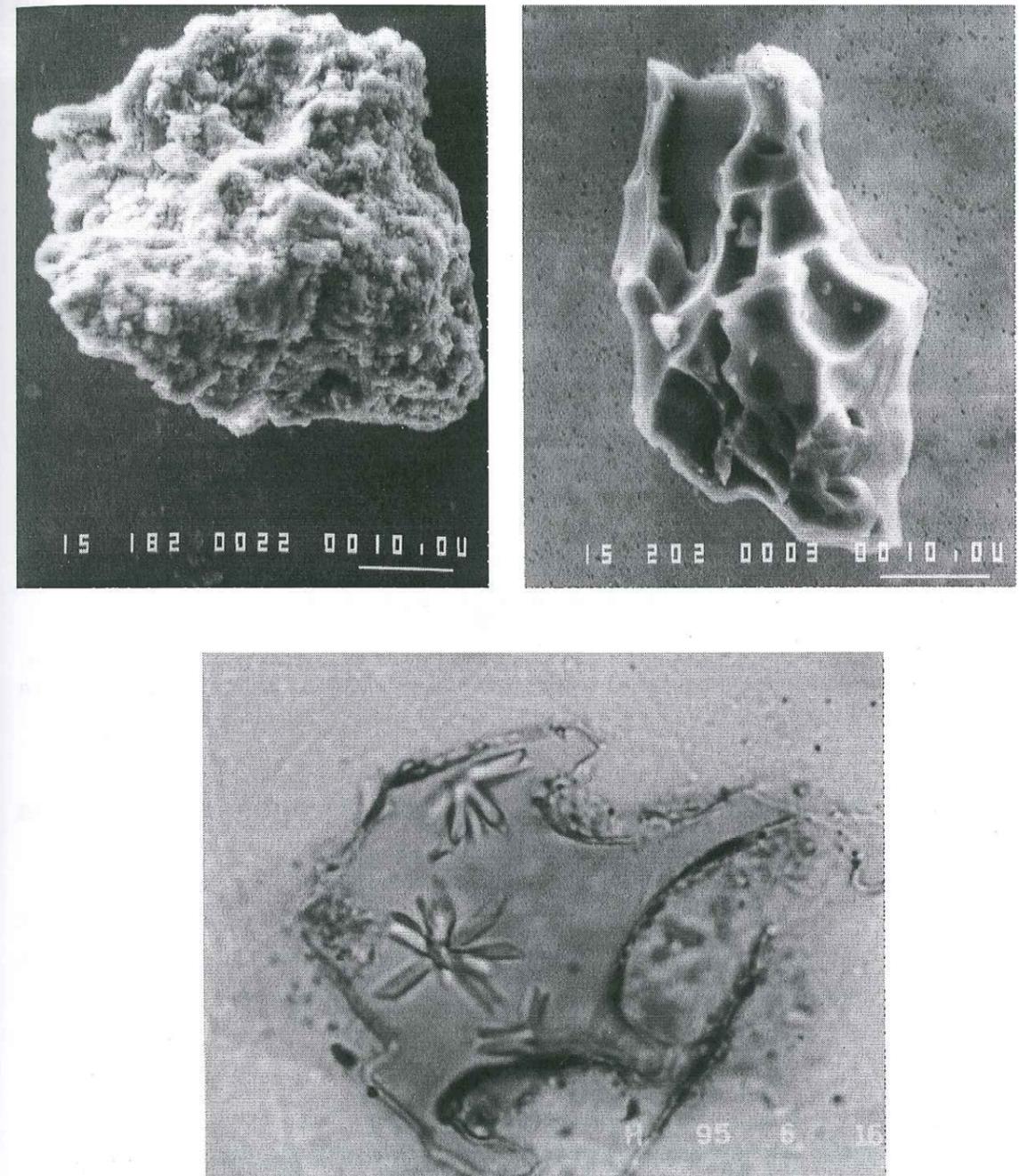


Figure 3-4 : Photographies de tephra a) matériel lithique, b) esquille de verre (microscope électronique à balayage) c) microlithes (microscope optique, lumière transmise, surface polie).

Le but de ce travail étant d'étudier les particules insolubles, les teneurs en acides associés aux horizons pyroclastiques ont été mesurées pour seulement 2 niveaux (3311 et 100 m). Le caractère systématique de ces teneurs élevées en SO_4^{2-} et F^- ne peut donc être discuté ici. En revanche, malgré l'éventuelle présence de protons associés aux dépôts d'acides, la chute de l'ECM est observée de façon systématique au niveau de chaque couche de cendres. Ceci pourrait s'expliquer par la présence des particules perturbant fortement la conductivité de la glace.

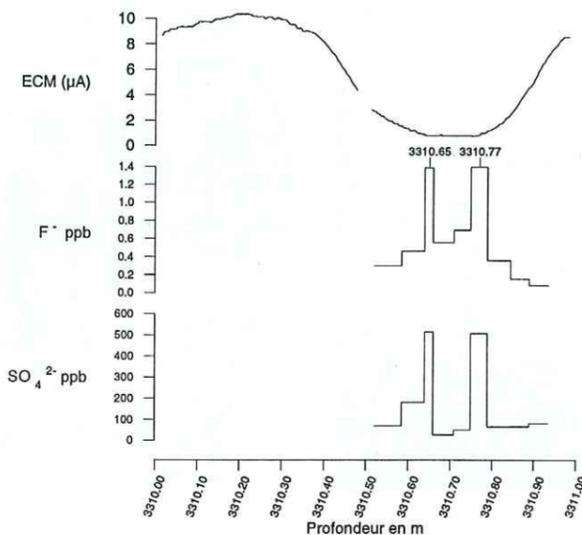
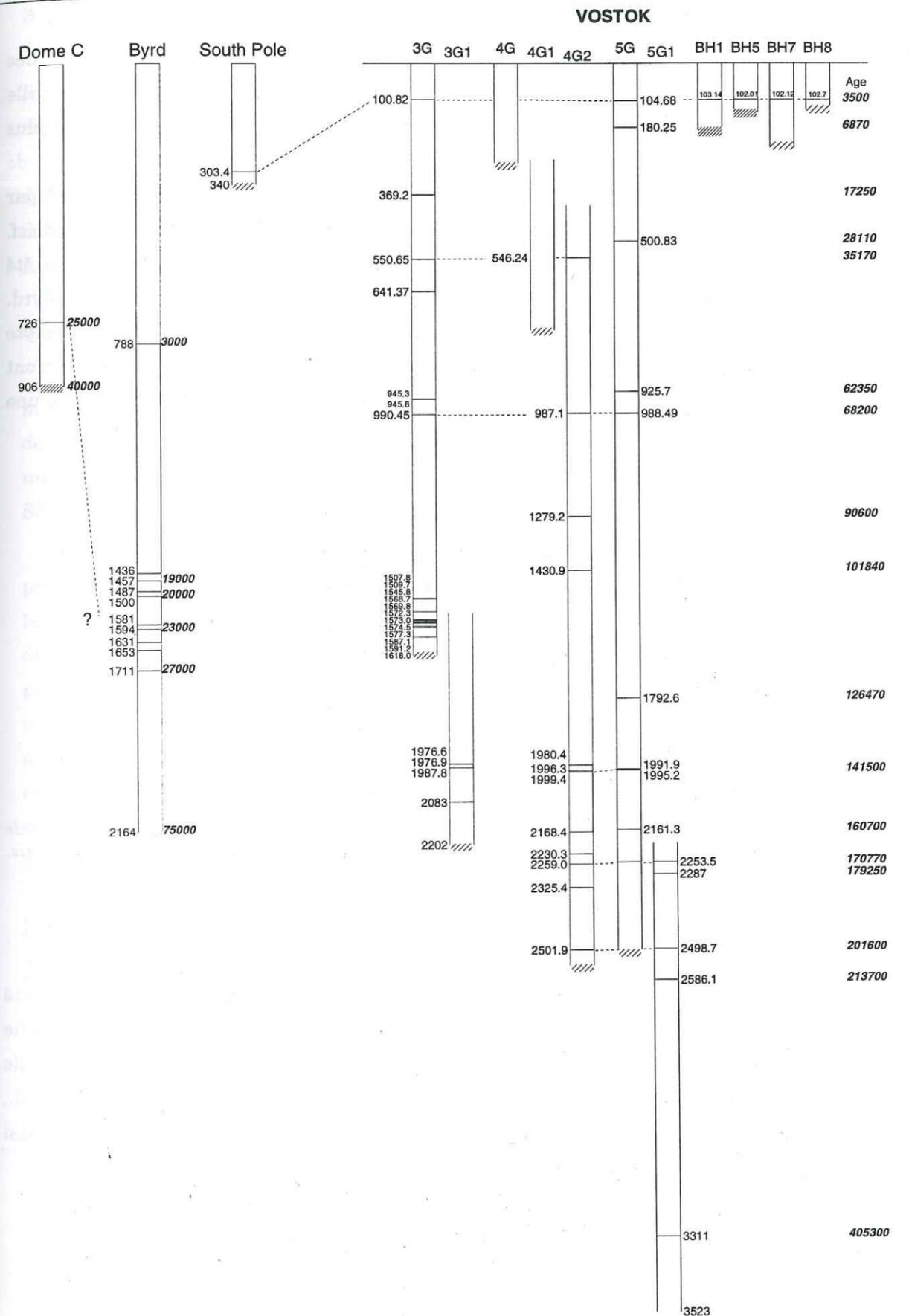


Figure 3-5 : Analyse de la glace entre 3310,5 et 3311 m : ECM, teneurs en sulfate et fluor. Cette carotte renferme deux couches de cendres visibles à 3310,65 et 3310,77 m. (Analyses en chimie : P. Egea, 1997).

3.2.2 Les horizons volcaniques dans les forages antarctiques profonds : travaux antérieurs

De tels niveaux de cendres ont été identifiés et échantillonnés dans de nombreux forages Antarctique : Byrd, Dome C, Pôle Sud et Vostok. L'ensemble de ces forages et leurs principaux horizons de cendres volcaniques sont schématisés sur la Figure 3-6.

Figure 3-6 : Schéma des horizons de cendres volcaniques dans les forages des sites de Dome C, Byrd, Pôle Sud et Vostok. Pour Dome C, Byrd et Pôle Sud, seules ont été représentées les profondeurs analysées en éléments majeurs. Pour chaque couche de cendres sont reportées la profondeur et l'âge estimé (EGTm). Les traits pointillés représentent les corrélations entre forages, déduites des analyses en éléments majeurs. Les motifs en bas de carotte schématisent la profondeur d'arrêt du forage (hachures obliques : arrêt du forage, points : socle rocheux). (Vostok 4G2, 5G et 5G1 : ce travail ; Dome C, Kyle et al., 1981; Byrd, Kyle et al., 1978, 1981, Palais et al., 1983, 1985 ; Pôle Sud, Palais et al., 1987 ; Vostok 3G, Palais et al., 1987, 1989).



3.2.2.1 Forage de Byrd

La carotte de Byrd compte environ 2000 horizons pyroclastiques. 25 sont des niveaux de cendres volcaniques atteignant jusqu'à 6 cm d'épaisseur et dont la taille moyenne des particules est de 50 µm environ. Les autres niveaux sont beaucoup plus fins. Ils apparaissent plus diffus et sont constitués de particules d'une taille moyenne de 2µm. (Gow et Williamson, 1971). Cette abondance de niveaux de cendres s'explique par la proximité de volcans Quaternaires actifs dans la province de Marie Byrd Land (cf. paragraphe 3.3.2, Figure 3-18, page 96). Le Mont Takahe (distant de 450 km) a été proposé comme étant la source principale des retombées pyroclastiques au site de Byrd. Ces retombées sont caractérisées par une composition homogène de trachyte hyperalcalin (Kyle et Jezek, 1978, Kyle et al., 1981, Palais, 1985). Sur la Figure 3-6 n'ont été représentées que les 10 couches de cendres analysées dont le Tableau 3-2 donne une composition moyenne.

Trachyte hyperalcalin		
SiO ₂	62.54	(0.17)
TiO ₂	0.48	(0.03)
Al ₂ O ₃	15.04	(0.19)
FeO	7.48	(0.35)
MnO ₂	0.27	(0.01)
MgO	0.10	(0.02)
CaO	1.13	(0.04)
Na ₂ O	7.68	(0.17)
K ₂ O	4.67	(0.08)

Tableau 3-2 : Moyenne et écart type des compositions en éléments majeurs des 10 couches de cendres analysées dans la carotte de Byrd (Kyle et Jezek, 1978 ; Kyle et al., 1981 ; Palais, 1985).

3.2.2.2 Forage de Dôme C

Dans la carotte de Dome C, une seule couche de cendres à 726 m (25 000 ans) a été identifiée et analysée (couche non visible à l'œil nu). Les esquilles atteignent une taille de 70 µm et leur composition en éléments majeurs est très semblable à celle caractérisant les trachytes hyperalcalins analysés dans le forage de Byrd (Kyle et al., 1981). Ces auteurs ont suggéré que le volcan source à l'origine de cet horizon soit aussi situé dans la province de Marie Byrd Land.

3.2.2.3 Forage de Pôle Sud

Une seule couche de cendres visible à Pôle Sud a été observée à 303,44 m (3500 ans environ). Elle a été analysée en éléments majeurs par Palais et al. (1987). Sa composition s'est avérée similaire à celle de la couche à 100 m de Vostok analysée 3 ans auparavant (Kyle et al., 1984). Cette corrélation est compatible avec les valeurs d'accumulation aux deux sites (Pôle Sud : ~7 cm/an, Vostok : ~2 cm/an). Ces analyses ont permis de réaliser la première corrélation stratigraphique entre deux forages Antarctiques distants de 1200 km.

3.2.2.4 Forage 3G de Vostok

« The Vostok Tephra » est le nom donné à la couche de cendres située à environ 100 m de profondeur. Elle a été analysée pour la première fois par Kyle et al. (1984) à partir de la glace issue du forage à 101 m réalisé en décembre 1979. Ces auteurs ont suggéré une source à l'île Candlemas dans l'arc des Iles Sandwich du Sud (que nous noterons SSI).

Par la suite, les forages plus profonds ont montré que les carottes de Vostok présentent un grand nombre d'horizons pyroclastiques malgré les distances qui séparent le site de Vostok des Provinces volcaniques antarctiques. J. Palais a observé de façon détaillée la carotte issue du forage 3G. Elle a échantillonné et analysé les niveaux les plus marqués. Ces niveaux sont représentés sur la Figure 3-6. 4 couches se distinguent nettement par leur épaisseur et leur coloration : 100 m, 369 m, 550 m et 641 m, les autres niveaux apparaissant plus diffus (Palais et al., 1989). (On se reportera au chapitre 3.2.4.1, Tableau 3-4 pour le détail des résultats des analyses en éléments majeurs). Toutefois, on notera que le mauvais état de la glace entre 200 et 1000 m rend difficile la détection des couches de cendres à ces profondeurs.

3.2.3 Description des horizons volcaniques des carottes 4G, 5G et BH de Vostok

L'échantillonnage d'une trentaine d'horizons pyroclastiques dans les carottes des forages 4G2, 5G et BH a été réalisé progressivement au cours des différentes expéditions. Le descriptif des caractéristiques de chaque couche¹⁰ ainsi que les mesures réalisées sont synthétisées sur le Tableau 3-3.

¹⁰ Dans la suite du texte, lorsqu'il n'y a pas d'ambiguïté, les horizons sont nommés par le numéro de carotte (c'est à dire par la profondeur basse de la carotte qui contient ce niveau). Par exemple, on parlera du niveau 547 m pour la couche située à 546,24 m.

Tableau 3-3 : Inventaire des couches de cendres volcaniques visibles dans les forages 4G2, 5G, 5G1 et BH de Vostok. La taille maximum des esquilles obtenue par observation au microscope optique est indicative. (1) Echantillonnée en 95-96, non analysée; (2) Echantillonnée en 96-97, non analysée; (3) Disponible, non échantillonnée; (4) Non disponible; (5) non analysée; (6) Microsonde électronique Clermont Ferrand; (7) Microsonde électronique Brest; (8) Analyse multi-élémentaire ICPMS; (9) Analyse $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ et $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ TIMS.

Profondeur	Age EGTm (année)	N° de Carotte	N° de Forage	Epaisseur (mm)	Taille maximale des esquilles (µm)	Analyses			Niveaux non étudiés
						Majeurs	Traces	Isotopes Sr et Nd	
102.01	3 450	103	BH5	3					(4)
102.12	"	103	BH7	15					(3)
102.70	"	102	BH8						(3)
103.14	"	104	BH1	30	50	(6)	(8)	(9)	
104.68	"	105	5G	10					(4)
180.24	6 870	181	5G	15	10 ~ 20	(6)			
500.83	28 110	501	5G	3					(2)
546.24	32 170	547	4G2	20	40	(6)	(8)	(9)	
925.61	62 350	926	5G	1					(2)
925.71	"	"	"	15					"
925.77	"	"	"	1					"
925.83	"	"	"	1					"
987.13	68 080	988	4G2	40	40	(6)			
988.45	68 190	989	5G	19	40	(6)	(8)	(9)	
1 279.16	90 600	1 280	4G2	2	5 ~ 50	(7)			
1 430.90	101 840	1 431	4G2	5	10	(7)			
1 791.60	126 470	1 972	5G						(2)
1 980.37	140 040	1 981	4G2	7	10	(6)	(8)	(9)	
1 991.93	141 330	1 992	5G	2	50	(6) et (7)	(8)	(9)	
1 995.23	141 690	1 996	5G	20	40 ~ 50	(6)	(8)	(9)	
1 996.31	141 810	1 997	4G2	20	50	(6)	(8)	(9)	
1 999.40	142 160	2 000	4G2						(1)
2 161.28	159 910	2 162	5G	3					(2)
2 161.29	"	2 162	"	6					"
2 161.32	"	2 162	"	15					"
2 168.43	160 650	2 169	4G2	2	30	(7)	(8)	(9)	
2 230.29	168 180	2 231	4G2	20	40	(7)	(8)	(9)	
2 253.55	170 780	2 254	5G	30					(5)
2 253.55	170 780	2 254	5G1	32	40 ~ 50	(6)	(8)	(9)	
2 259.02	171 390	2 260	4G2	2	40	(7)	(8)	(9)	
2 286,07	174 650	2 287	5G1						(2)
2 325.40	179 250	2 326	4G2	5	40	(7)			
2 498.68	201 600	2 499	5G1	2	50	(6)			
2 501.92	201 970	2 502	4G2	12	50	(6)	(8)	(9)	
2 586.15	213 700	2 587	5G1	8	20	(6)	(8)	(9)	
3 310.65	405 430	3 311	5G1	1					(1)
3 310.77	"	"	"	1					"

Tableau 3-4 : Synthèse des analyses des couches du forage 3G. (1) Kyle et al., 1984; (2) Palais et al., 1989; (3) J. Palais, mesures non publiées. Les couches V100, V369, V550 et V641 sont des niveaux bien marqués. Les autres niveaux sont des couches plus diffuses et d'une épaisseur moindre. Certains niveaux sont hétérogènes et seule la composition moyenne la plus représentative (en nombre d'esquilles analysées) a été reportée ici.

	V100	V369	V550	V641	V1510	V1575						
Profondeur	100.82	369.20	550.65	641.37	1,509.65	1,574.50						
Age EGTm	3 350	17 250	32 220	39 310	107 780	113 570						
	(1)	(2)	(2)	(2)	(2)	(3)						
SiO ₂	59.73	1.79	57.62	1.85	62.81	1.55	46.32	1.24	66.26	1.12	66.42	1.92
TiO ₂	0.90	0.16	1.02	0.21	1.30	0.24	3.78	0.41	0.95	0.22	0.91	0.17
Al ₂ O ₃	14.84	0.66	15.38	2.07	14.66	1.08	14.54	0.79	15.87	0.83	16.08	1.02
FeO	10.25	1.23	11.00	2.46	9.07	1.48	13.03	1.56	4.29	0.93	4.60	1.59
MnO	0.15	0.12	0.24	0.13	0.18	0.09	0.28	0.10	0.07	0.08	0.09	0.09
MgO	2.44	0.48	2.89	1.38	1.60	0.64	4.46	0.67	1.44	0.25	1.35	0.38
CaO	6.64	0.76	7.44	0.72	5.80	0.84	8.41	0.79	3.72	0.53	3.36	1.29
Na ₂ O	4.46	0.57	3.51	0.70	2.88	0.72	4.34	0.69	3.17	1.28	3.04	1.16
K ₂ O	0.63	0.19	0.40	0.11	0.95	0.17	1.48	0.25	3.55	0.54	3.13	0.86
P ₂ O ₅			0.01	0.03	0.08	0.07	1.66	0.40	0.04	0.07	0.13	0.11
SO ₃			0.18	0.13	0.15	0.08	1.33	1.94	0.31	0.18	0.52	0.42
Cl			0.32	0.08	0.30	0.07	0.38	0.22	0.37	0.17	0.35	0.13
Total	100.04	100.01	99.78	100.01	100.04	99.98						

	V1578	V1591	V1618 a	V1618b	V1987	V2083						
Profondeur	1,577.25	1,591.15			1,987.80							
Age EGTm	113 720	114 870	116 940	116 940	140 870	151 060						
	(3)	(3)	(3)	(3)	(3)	(3)						
SiO ₂	66.84	0.93	66.36	2.44	53.81	1.34	47.03	1.61	60.94	2.83	58.75	1.05
TiO ₂	0.90	0.12	0.52	0.33	3.00	0.78	4.12	0.56	0.78	0.37	0.73	0.37
Al ₂ O ₃	16.06	0.56	15.87	1.04	13.32	1.58	12.69	1.90	18.56	2.28	20.71	1.86
FeO	3.94	0.66	4.53	1.39	12.99	1.48	15.95	2.83	10.37	2.00	9.27	2.05
MnO	0.10	0.07	0.11	0.10	0.26	0.10	0.32	0.08	0.08	0.11	0.11	0.11
MgO	1.38	0.30	0.60	0.66	3.99	0.86	4.04	1.17	2.51	0.97	3.04	0.89
CaO	3.59	0.50	2.31	1.65	7.37	0.84	9.82	1.67	0.57	0.37	0.94	0.69
Na ₂ O	2.95	0.86	4.50	1.39	3.55	0.61	2.94	1.20	1.72	0.57	1.72	0.90
K ₂ O	3.43	0.36	4.46	1.80	0.75	0.17	1.19	0.30	3.17	1.18	3.51	1.09
P ₂ O ₅	0.09	0.09	0.02	0.04	0.38	0.24	1.08	0.81	0.07	0.10	0.04	0.08
SO ₃	0.42	0.49	0.30	0.10	0.28	0.13	0.49	0.13	0.87	0.36	0.83	0.65
Cl	0.30	0.06	0.41	0.14	0.31	0.13	0.35	0.05	0.38	0.12	0.35	0.06
Total	100.00	99.99	100.01	100.02	100.02	100.00						

3.2.4 Analyses géochimiques des horizons pyroclastiques des forages de Vostok

3.2.4.1 Travaux antérieurs : forage 3G

Les travaux antérieurs d'analyse des esquilles de verre des couches de cendres ne portent que sur les déterminations de composition en éléments majeurs par faisceau électronique (WDX et SEM-EDX). Ces travaux ont été principalement publiés par J. Palais. L'ensemble de ces analyses est synthétisé dans le Tableau 3-4. Ils ont permis de suggérer une source pour quelques uns des horizons (Marie Byrd Land, Iles Sandwichs) mais les seuls éléments majeurs donnent à ces provenances une grande incertitude.

3.2.4.2 Résultats des analyses en éléments majeurs, traces et isotopes : forages 4G2 et 5G

3.2.4.2.1 Compositions en éléments majeurs

La préparation des particules par filtration / inclusion / polissage (cf. Chapitre 2) permet d'obtenir des surfaces polies à la fois sur les particules lithiques, les minéraux (associés ou non au verre) et les esquilles de verre. Ce sont les verres qui représentent la composition du magma émis et qui sont principalement analysés. La classification chimique utilisée et la nomenclature est celle de Cox et al. (1979) (Figure 3-7). Toutes les analyses présentées ici ont été mesurées par microsonde (WDX) à Clermont Ferrand et/ou à Brest (se reporter au Tableau 3-3 pour le détail des différents types de mesures réalisées sur chaque horizon).

Le détail de chaque analyse réalisée sur les particules individuelles pour chaque horizon ne présente pas d'intérêt majeur. Toutefois, avant de donner la synthèse des analyses pour chaque niveau, nous allons détailler les mesures pour trois niveaux afin d'illustrer les principales observations relatives à l'homogénéité d'une couche donnée. Les trois horizons caractéristiques choisis sont 2169 m, 2260 m, et 1280 m.

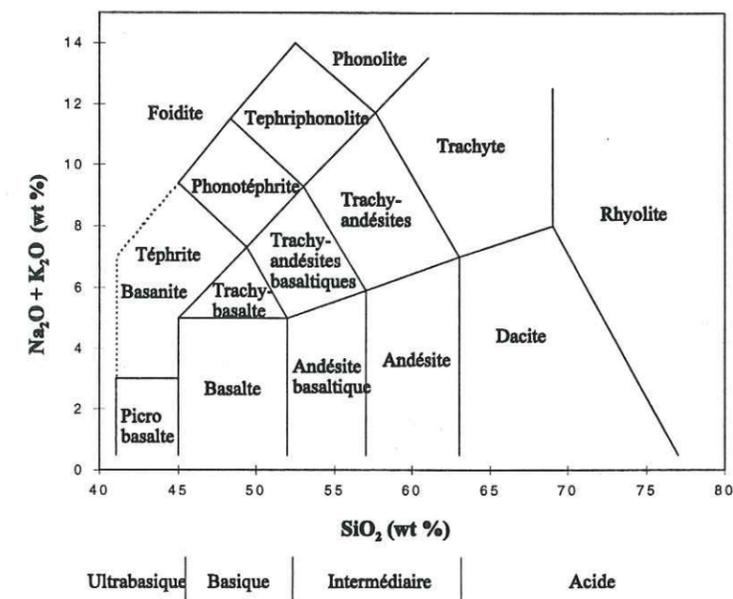


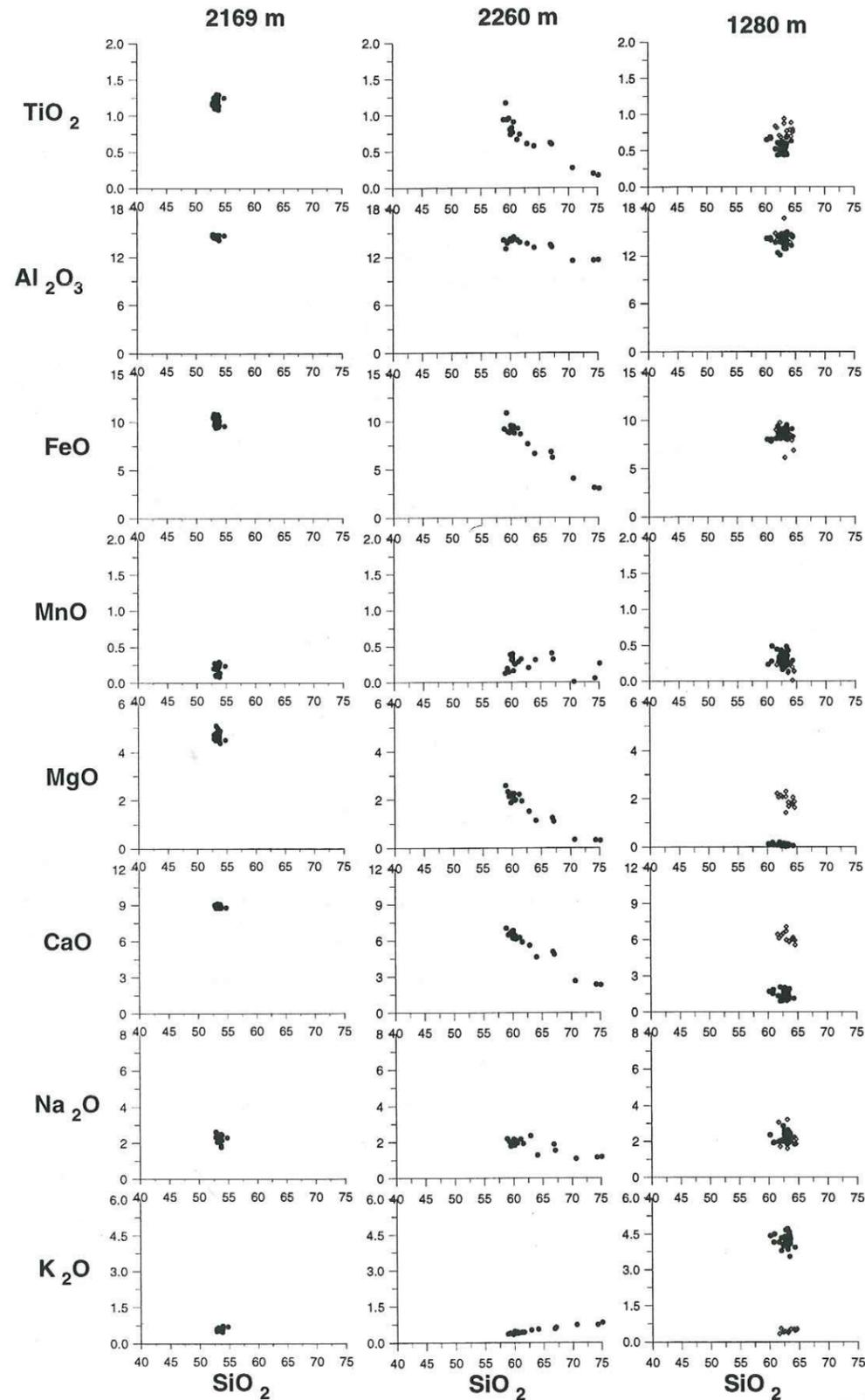
Figure 3-7 : Classification chimique et nomenclature des roches volcaniques en utilisant la teneur en alcalins en fonction de la teneur en silice, d'après Cox et al., 1979 adapté par Le Maître et al., 1989.

3.2.4.2.1.1 Exemples détaillés d'analyses

3.2.4.2.1.1.1 Exemple d'un niveau homogène : 2169 m

Les analyses de 20 esquilles de verre pour l'horizon à 2169 m sont reportées dans le Tableau 1 de l'annexe III. La somme des pourcentages d'oxydes de ces analyses est comprise entre ~ 97 et 95%. Ceci exprime la proportion d' H_2O contenue dans ces verres. Dans d'autres niveaux, certaines analyses, ont donné une somme n'atteignant que 92%. Ceci s'explique par l'hydratation des verres qui peut être plus ou moins importante. Frogatt (1983) a illustré par quelques exemples que les différences entre la somme obtenue pour tous les oxydes et 100% est équivalente au pourcentage de la masse d'eau perdue par chauffage à 1000°C (LOI : Loss on Ignition). Dans la suite, pour la synthèse des résultats d'analyse, on normalisera les compositions à 100% sur les éléments majeurs analysés. Ceci permettra de pouvoir comparer les différentes compositions entre elles et de les comparer avec des données de la littérature où la teneur en eau n'est pas toujours prise en compte.

Figure 3-8 : Diagrammes de Harker pour l'horizon à 2169 m (20 verres analysés), l'horizon à 2260 m (20 verres analysés), et l'horizon à 1280 m (47 compositions de verres analysés). Cercles pleins : trachyte ; losanges ouverts : dacite andésitique.



Ces compositions ont été représentées sous forme de diagrammes de Harker (Figure 3-8) où la teneur en oxyde de chaque élément est représentée en fonction de la teneur en SiO_2 . SiO_2 est choisi en abscisse comme index de différenciation. Cette représentation permet d'avoir une vision synthétique et évolutive de l'ensemble des résultats sur les esquilles analysées. La composition des 20 esquilles de verre du niveau à 2169 m est une composition très homogène. La pauvreté en TiO_2 (<1,5%) et en K_2O (<1%) témoignent d'un magma de contexte orogénique. Il s'agit d'un basalte andésitique d'une série tholeiitique d'arc appauvrie en potassium.

3.2.4.2.1.1.2 Exemple d'un niveau présentant une différenciation magmatique : 2260 m

Les résultats de l'analyse de 20 esquilles de verre pour l'horizon à 2260 m sont données dans le Tableau 2 de l'annexe III. Ces compositions ont été représentées sur la même figure que 2169 m (Figure 3-8). Contrairement au niveau à 2169 m, les différentes esquilles analysées montrent une évolution des compositions d'une série magmatique depuis les andésites jusqu'aux dacites. Les compositions en TiO_2 (<1,5%) et en K_2O (<1%) ainsi que les différents enrichissements ou appauvrissements évoluant avec la différenciation témoignent soit d'une série calco-alcaline, soit d'une série tholeiitique. Cette série évolutive représente probablement une différenciation magmatique résultant de la cristallisation fractionnée des plagioclases et des pyroxènes dans la chambre magmatique. Cette évolution de composition du magma pourrait témoigner d'une hétérogénéité au sein de la chambre magmatique au moment de l'éruption. Une seconde hypothèse peut être évoquée où certaines esquilles de verre proviendraient de laves mises en place au cours d'éruptions antérieures et pulvérisées avec le magma juvénile au moment de l'explosion.

Quelque soit le mécanisme originel, il est difficile à partir de l'analyse des verres de donner une composition en éléments majeurs représentative de cet horizon. Dans les synthèses de résultats d'analyses, il est donc important de s'attacher non seulement à la moyenne des analyses des particules, mais aussi à l'écart type. En effet, si l'on compare les écarts types des deux niveaux étudiés ci dessus par exemple sur la silice, il est de 0,46 % pour 2269 m mais de 5,21 % pour 2260 m. Ceci montre une première limitation d'utilisation des seuls éléments majeurs pour caractériser une éruption donnée.

3.2.4.2.1.1.3 Exemple d'un niveau hétérogène : 1280 m

Les analyses de 47 esquilles de verre pour l'horizon à 1280 m sont reportées dans le Tableau 3 de l'annexe III. Ces compositions sont représentées sur la Figure 3-8. Les diagrammes de Harker montrent deux compositions distinctes de dacite andésitique ($\text{K}_2\text{O} \sim 0,51\%$) et de trachyte ($\text{K}_2\text{O} \sim 4,5\%$). Ces deux séries ont des teneurs en Ca, Mg et K et des teneurs en eau (100 % - % totale) distinctes (dacite andésitique ~98%, trachyte

~95%). De plus, les particules ayant une composition dacitique ont une taille d'environ 20 à 40 μm alors que celles ayant une composition trachytique ont une taille d'environ 5 à 20 μm . Il semble donc que ce niveau pyroclastique soit le résultat d'un mélange atmosphérique d'esquilles provenant de deux panaches de deux volcans entrés en éruption simultanément.

On notera qu'il existe aussi des hétérogénéités de composition au sein d'une même esquille. Par exemple, la particule V4 du Tableau 3 de l'annexe III, (analyses 5, 6 et 7) montre des hétérogénéités de concentration en Ca, Fe et Mg principalement. Ces hétérogénéités au sein de particules individuelles ont été mises en évidence indépendamment par une technique qualitative sur MEB (EDX) qui consiste à cartographier la surface polie de la particule, élément par élément (Figure 3-9). Les hétérogénéités les plus marquées concernent là encore Fe, Mg, Ca mais aussi Al. Ces hétérogénéités pourraient s'expliquer soit par la présence de microlithes, soit par des phénomènes de dévitrification secondaire.

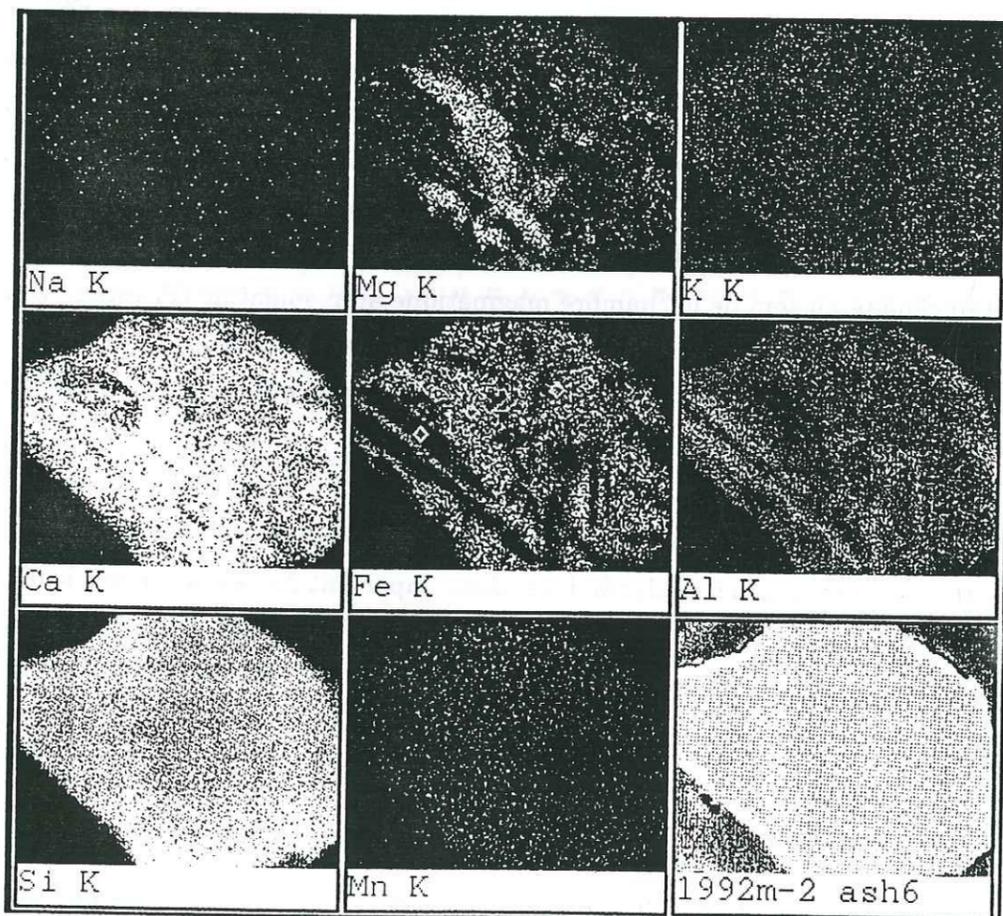


Figure 3-9 : Photographie en microscopie électronique à balayage (électrons secondaires) et cartographie digitale par élément (« mapping ») d'une esquille (horizon à 1992 m). Les spectres EDX obtenus aux points 1, 2 et 3 (points figurés sur la carte du Fer) montrent les mêmes hétérogénéités de composition (spectres non présentés ici). Le K signifie qu'il s'agit de l'énergie des rayons X émise par les électrons de la couche K (la plus proche du noyau) dans les atomes.

3.2.4.2.1.1.4 Conclusion

Le détail des analyses individuelles de particules de 3 horizons pyroclastiques montre qu'il peut exister des hétérogénéités de composition au niveau des esquilles elles-mêmes, entre les esquilles d'un même horizon (qui peuvent s'expliquer génétiquement), voire des hétérogénéités dues à un mélange d'esquilles d'origines différentes. Ainsi, les résultats synthétiques d'analyses en éléments majeurs (moyenne des analyses sur les différentes esquilles) qui sont donnés dans le paragraphe suivant ne doivent pas faire oublier l'éventualité de telles hétérogénéités.

3.2.4.2.1.2 Synthèse des résultats d'analyses en éléments majeurs sur tous les horizons 4G2, 5G et BH

Les résultats des analyses en éléments majeurs sont donnés dans le Tableau 3-5, normalisés à 100%. Sur la Figure 3-10 est représentée la teneur en alcalin en fonction de

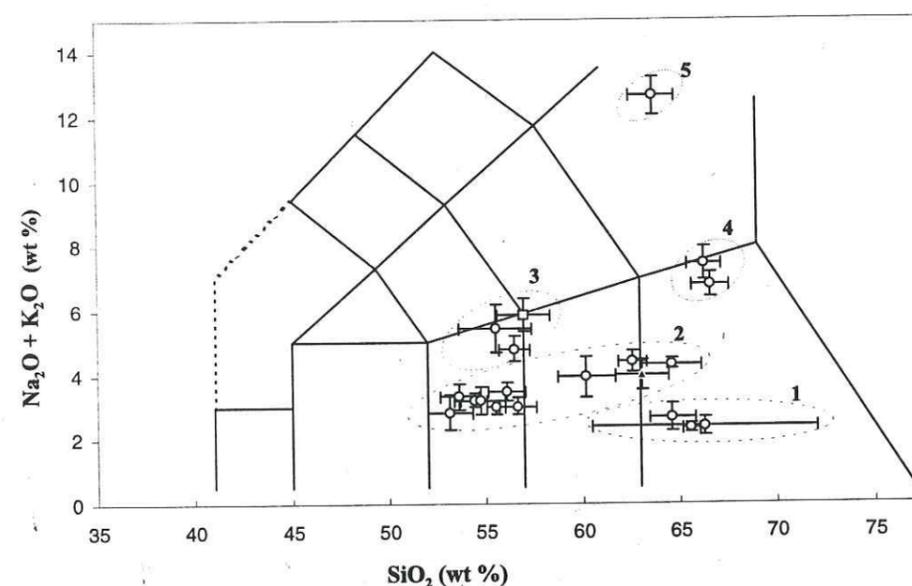


Figure 3-10 : Alcalins versus SiO_2 pour les couches de cendres analysées dans les forages 4G₂ et 5G. (1) 2326, 2260 et 1280a m ; (2) 104, 181, 547, 1981, 1992, 1997, 2169, 2231, 2254, 2499 et 2502 m ; (3) 99, 988 et 2587 m ; (4) 1280b et 1431 m ; (5) 1996 m. Les limites de la terminologie de Le Maitre et al., 1989 (Figure 3-7) sont reportées.

la teneur en SiO₂. Si l'on se réfère à la classification de Cox et al. (1979), (Figure 3-7) les niveaux de cendres que nous avons analysés sont des laves intermédiaires à acide allant des basaltes andésitiques aux andésites puis aux dacites (Figure 3-10, ensembles 1, 2, 3 et 4) plus un niveau trachytique (5). En utilisant la classification par lignées magmatiques présentée en introduction (Figure 3-2 page 52), la Figure 3-10 montre que:

- L'ensemble (1) (2326, 2260, 1280a) est caractérisé par des dacites à teneurs très faibles en alcalins (K₂O ~ 0,5% environ). Ces laves appartiennent à la série des tholéiites très appauvries en K₂O. On la notera LK tholéiites (Low K tholéiites), bien que certains niveaux de l'ensemble (2) présentent des teneurs en potassium similaires.
- L'ensemble (2) (104, 181, 547, 1981, 1992, 1997, 2169, 2231, 2254, 2499 et 2502 m) représente des laves appartenant à la série tholéiitique.
- Les ensembles (3) (989, 988 et 2587 m) et (4) (1280b et 1431 m) représentent des laves appartenant à la série calco-alcaline de Cox et al., 1979. On remarquera cependant la teneur élevée en TiO₂ (TiO₂ ~ 2,5%) des niveaux 988 et 989 m qui caractérise plutôt les magmas des séries tholéiitiques ou alcalines intraplaques (Albarède, 1992).
- L'ensemble (5) (1996) est un niveau unique de composition trachytique appartenant à la série alcaline.

Tableau 3-5 : Synthèse des résultats d'analyses sur les horizons pyroclastiques des forages 4G2 et 5G. Eléments majeurs en %poids d'oxyde ; éléments traces en ppm. Prof-forage : profondeur basse de la carotte qui contient l'horizon ; microsonde (1) Clermont Ferrand, (2) Brest ; Nb-mesures. : nombre d'analyses réalisées sur les esquilles de verres. Les analyses en éléments majeurs ont été normalisées à 100%. L'incertitude reportée sur les pourcentages d'oxydes est l'écart type calculé entre les Nb-mesures des verres d'un même horizon. Les concentrations en éléments traces ont été obtenues par ICPMS. 547 m a été mesuré en septembre 93 en « total quant » (éléments reportés sauf les REE) et en novembre 1993 en « quantitatif » (REE). Tous les autres niveaux de cendres ont été mesurés en février 95 en « total quant ». Les compositions isotopiques en Sr et Nd ont été obtenues par TIMS. L'erreur reportée est $2\sigma \times 10^6$. Se reporter au chapitre 2.3.2 page 39 pour les valeurs des blancs.

Prof-forage	104-BH1	181-5G	547-4G2	988-4G2	989-5G	1280-a-4G2						
Microsonde	(1)	(1)	(1)	(1)	(1)	(2)						
Nb mesures	23	14	16	11	31	14						
SiO ₂	60.23	1.52	53.16	1.05	60.90	1.20	57.00	1.35	55.50	1.93	64.62	1.15
TiO ₂	0.83	0.23	1.52	0.98	1.27	0.22	2.35	0.23	2.45	1.17	0.78	0.12
Al ₂ O ₃	15.62	0.69	14.59	0.79	14.66	0.97	15.85	0.63	17.08	2.02	14.74	0.69
FeO	9.31	0.79	11.68	1.64	9.50	1.25	8.88	1.36	8.09	1.74	8.55	0.99
MnO	0.22	0.11	0.24	0.08	0.28	0.24	0.20	0.10	0.15	0.10	0.20	0.09
MgO	2.51	0.42	5.41	1.12	2.30	0.57	3.15	0.51	3.13	0.86	1.95	0.25
CaO	6.97	0.52	10.11	1.35	6.44	0.46	6.24	0.56	7.49	1.25	6.29	0.38
Na ₂ O	3.42	0.35	2.36	0.27	3.29	0.73	4.93	0.46	4.78	0.62	2.20	0.45
K ₂ O	0.49	0.10	0.47	0.19	0.86	0.11	0.91	0.13	0.67	0.26	0.47	0.07
P ₂ O ₅	0.15	0.14	0.21	0.20	0.14	0.12	0.36	0.21	0.42	0.22	0.09	0.06
SO ₃	0.05	0.07	0.11	0.14	0.15	0.11	0.01	0.02	0.11	0.10		
Cl	0.20	0.07	0.13	0.27	0.21	0.07	0.12	0.05	0.12	0.17	0.21	0.01
Total	100		100		100		100		100		100	
Li	11				12				13			
Sc	45								27			
Ti	5601								12763			
V	245								316			
Co	20				28				26			
Ni	11				7				87			
Cu	131				83				94			
Zn	134				171				125			
Ga	18								22			
As	3								12			
Rb	7								8			
Sr	123								395			
Y	24								33			
Zr	47								184			
Nb	0.93								6.01			
Mo	0.81								2.83			
Pd	1.23				1.10				3.23			
Cd	0.44				0.55				5.38			
Ba	87				169				109			
La	2.28				3.82				12.94			
Ce	7.55				11.23				33.24			
Pr	1.50				1.90				5.45			
Nd	7.48				8.62				21.60			
Sm	2.53				2.35				5.45			
Eu	1.12				0.85				1.96			
Gd	4.29				2.89				6.76			
Tb	0.74				0.48				0.94			
Dy	6.28				3.50				7.97			
Ho	1.40				0.74				1.68			
Er	5.23				2.27				5.76			
Tm	0.97				0.42				1.05			
Yb	8.25				2.92				8.06			
Lu	1.38				0.40				1.37			
Hf	6.70				1.34				15.31			
Th	0.25				0.87				1.32			
U	0.11				0.18				0.50			
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	0.704776	35			0.703932	22			0.703412	19		
¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	0.513046	12			0.513000	26			0.513003	13		

Prof-forage	1280-b-4G2		1431-4G2		1981-4G2		1992-5G		1996-5G		1997-4G2	
Microsonde	(2)		(2)		(1)		(1)		(1)		(1)	
Nb mesures	33		21		13		26		17		17	
SiO ₂	66.62	0.96	66.30	0.88	56.12	0.95	54.12	0.86	63.68	1.15	54.70	1.31
TiO ₂	0.59	0.08	0.52	0.08	1.13	0.38	0.88	0.29	0.41	0.16	0.85	0.30
Al ₂ O ₃	14.71	0.64	14.68	0.31	15.01	0.46	15.66	0.84	14.40	1.04	15.93	1.56
FeO	9.11	0.44	8.88	0.49	10.22	0.52	9.95	1.05	6.85	1.03	9.51	1.20
MnO	0.34	0.09	0.34	0.09	0.23	0.09	0.21	0.09	0.45	0.45	0.21	0.13
MgO	0.08	0.05	0.01	0.01	4.51	0.47	5.48	0.98	0.03	0.04	5.12	1.56
CaO	1.50	0.35	1.70	0.41	8.87	0.31	10.17	0.57	1.08	0.32	10.08	0.96
Na ₂ O	2.34	0.27	2.68	0.42	2.79	0.28	2.82	0.32	7.55	0.56	2.78	0.38
K ₂ O	4.46	0.24	4.76	0.19	0.69	0.08	0.42	0.11	5.08	0.34	0.41	0.08
P ₂ O ₅	0.06	0.05	0.06	0.04	0.25	0.15	0.16	0.17	0.15	0.13	0.20	0.16
SO ₃					0.10	0.23	0.04	0.05	0.04	0.07	0.08	0.11
Cl	0.25	0.11			0.08	0.05	0.09	0.06	0.25	0.13	0.12	0.07
Total	100		100		100		100		100		100	
Li					39		8		32		7	
Sc					18		38		2		36	
Ti					8073		5032		2999		4768	
V					31		331		9		316	
Co					8		31		0		26	
Ni					18		145		30		29	
Cu					28		179		10		161	
Zn					251		114		333		116	
Ga					37		18		43		17	
As					25		6		5		6	
Rb					116		10		123		9	
Sr					275		145		38		138	
Y					109		21		88		20	
Zr					33		53		605		48	
Nb					84.09		0.92		98.77		0.74	
Mo					8.24		23.03		12.89		0.62	
Pd					0.94		1.25		6.45		1.14	
Cd					1.66		3.69		3.11		0.82	
Ba					559		106		119		102	
La					115.89		3.29		131.56		2.97	
Ce					240.00		9.52		271.17		8.83	
Pr					33.94		1.71		37.25		1.62	
Nd					113.82		7.77		124.66		7.21	
Sm					21.79		2.42		23.06		2.33	
Eu					4.65		0.96		3.13		0.95	
Gd					23.73		3.47		22.70		3.27	
Tb					3.64		0.57		3.33		0.52	
Dy					25.70		4.68		22.08		4.54	
Ho					5.35		1.06		4.23		0.99	
Er					18.61		3.74		13.92		3.56	
Tm					3.31		0.67		2.49		0.64	
Yb					28.55		5.81		20.57		5.59	
Lu					4.51		0.98		3.33		0.93	
Hf					1.83		6.10		30.90		5.65	
Th					20.16		0.67		20.89		0.61	
U					4.99		0.23		6.23		0.21	
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr					0.703304	20	0.704680	33	0.705172	37	0.704487	18
¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd					0.512882	13	0.512941	41	0.512893	12	0.512991	18

Prof-forage	2169-4G2		2231-4G2		2254-5G1		2260-4G2		2326-4G2		2499-5G1	
Microsonde	(2)		(2)		(1)		(2)		(2)		(1)	
Nb mesures	10		15		7		20		10		17	
SiO ₂	55.52	0.47	56.67	0.95	64.57	1.57	66.26	5.76	65.59	0.46	63.00	1.43
TiO ₂	1.23	0.07	1.29	0.11	0.57	0.25	0.74	0.27	0.91	0.07	0.71	0.30
Al ₂ O ₃	15.14	0.21	15.01	0.30	14.85	0.94	14.16	0.87	14.30	0.22	15.06	2.08
FeO	10.57	0.46	12.01	0.48	7.11	0.72	8.25	2.30	8.67	0.32	8.05	1.61
MnO	0.20	0.07	0.24	0.11	0.16	0.08	0.26	0.12	0.23	0.06	0.23	0.09
MgO	4.86	0.19	3.49	0.22	1.83	0.26	1.75	0.74	1.65	0.13	2.08	0.84
CaO	9.22	0.14	7.97	0.40	6.16	0.65	5.78	1.53	5.93	0.15	6.36	0.60
Na ₂ O	2.38	0.21	2.40	0.23	3.84	0.15	1.90	0.39	1.88	0.15	3.63	0.47
K ₂ O	0.61	0.07	0.62	0.06	0.49	0.09	0.51	0.15	0.47	0.04	0.45	0.12
P ₂ O ₅	0.15	0.04	0.15	0.07	0.17	0.17	0.09	0.05	0.14	0.04	0.18	0.18
SO ₃					0.06	0.06					0.05	0.08
Cl	0.07	0.02	0.11	0.02	0.21	0.09	0.26	0.07	0.20	0.03	0.19	0.11
Total	100		100		100		100		100		100	
Li	9		7		10		10					
Sc	34		31		29		33					
Ti	6487		5481		4001		4888					
V	381		286		141		172					
Co	26		19		14		17					
Ni	58		17		37		54					
Cu	204		162		82		91					
Zn	121		136		141		198					
Ga	15		15		17		18					
As	15		10		4		17					
Rb	15		9		10		11					
Sr	111		128		133		149					
Y	26		20		26		28					
Zr	68		45		54		58					
Nb	1.08		0.77		0.65		0.86					
Mo	2.71		0.69		1.17		1.59					
Pd	1.65		1.10		1.28		1.48					
Cd	1.82		1.59		2.25		2.54					
Ba	121		93		105		120					
La	3.43		2.77		2.88		3.24					
Ce	10.77		8.39		8.51		9.68					
Pr	2.02		1.51		1.71		1.76					
Nd	9.36		7.00		8.23		8.61					
Sm	2.91		2.21		2.82		2.76					
Eu	1.12		0.85		1.16		1.21					
Gd	4.24		3.18		4.09		4.36					
Tb	0.71		0.50		0.69		0.64					
Dy	6.04		4.37		5.91		6.10					
Ho	1.34		0.98		1.35		1.39					
Er	4.59		3.55		4.89		5.19					
Tm	0.88		0.65		0.90		0.94					
Yb	6.88		5.38		7.96		8.42					
Lu	1.25		0.90		1.37		1.47					
Hf	8.03		4.81		6.70		6.70					
Th	0.50		0.49		0.43		0.27					
U	0.25		0.17		0.17		0.14					
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	0.704416	14	0.703971	12	0.704228	14	0.704266	16				
¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	0.513014	30	0.513034	13	0.513013	13	0.512985	38				

Prof-forage	2502-4G2		2587-5G1	
Microsonde	(1)		(1)	
Nb mesures	16		14	
SiO ₂	62.59	0.71	56.53	0.81
TiO ₂	0.74	0.30	1.43	0.47
Al ₂ O ₃	15.40	0.90	16.39	1.14
FeO	8.07	0.83	8.90	1.67
MnO	0.19	0.06	0.19	0.08
MgO	1.90	0.36	3.49	0.40
CaO	6.29	0.45	7.66	0.44
Na ₂ O	3.93	0.32	3.82	0.49
K ₂ O	0.48	0.08	0.98	0.22
P ₂ O ₅	0.14	0.15	0.39	0.25
SO ₃	0.06	0.07	0.13	0.11
Cl	0.21	0.08	0.09	0.07
Total	100		100	
Li	10		13	
Sc	35		35	
Ti	4846		8898	
V	186		352	
Co	19		27	
Ni	52		189	
Cu	140		145	
Zn	139		146	
Ga	19		21	
As	6		18	
Rb	8		26	
Sr	154		406	
Y	26		31	
Zr	52		124	
Nb	0.64		3.53	
Mo	2.58		16.21	
Pd	1.36		3.27	
Cd	3.20		5.26	
Ba	115		324	
La	2.78		14.87	
Ce	8.57		35.01	
Pr	1.67		5.90	
Nd	7.72		24.16	
Sm	2.58		6.55	
Eu	1.18		1.98	
Gd	3.91		6.78	
Tb	0.67		0.99	
Dy	5.55		7.85	
Ho	1.27		1.67	
Er	4.57		5.85	
Tm	0.87		1.01	
Yb	7.41		8.85	
Lu	1.31		1.45	
Hf	6.13		13.64	
Th	0.29		3.22	
U	0.13		0.95	
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	0.704247	10	0.704137	7
¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	0.512996	25	0.512827	12

L'analyse des éléments majeurs met donc en évidence des compositions de laves appartenant à différentes lignées magmatiques. Elles permettent d'avoir une première idée du contexte tectonique dans lequel les magmas primitifs se sont formés (Cf chapitre d'introduction « Rappels volcanologiques ») : les séries tholéiitiques et calco-alkalines en domaine de subduction, (subduction plutôt intra-océanique pour les LK tholéiitiques) et les séries alcalines plutôt en domaine intraplaque. Les analyses en éléments traces vont permettre d'affiner ces regroupements par séries.

3.2.4.2.2 Composition en éléments traces

3.2.4.2.2.1 Les éléments traces : intérêt de leur étude

Les analyses en éléments traces vont permettre d'identifier des appartenances génétiques puisqu'ils ont des comportements spécifiques selon les processus pétrologiques¹¹.

Les résultats des analyses en éléments traces sont reportés dans le Tableau 3-5. Certains niveaux analysés en éléments majeurs n'ont pas été mesurés en éléments traces du fait de la faible quantité de matériel disponible.

D'autre part, on remarquera que le niveau à 547 m a été analysé au cours d'une première série de mesures en septembre 1993 (série test) alors que tous les autres niveaux ont été mesurés en février 1995. (ICPMS, Bordeaux, analyse en « total quant »).

¹¹ Les éléments traces qui ont des propriétés chimiques similaires (et donc des comportements géochimiques similaires) sont souvent étudiés par groupes : les déviations entre les groupes ou à l'intérieur des groupes sont des indicateurs de mises en jeu de processus différents. Les éléments traces qui ont une préférence pour la phase minérale (au cours de la fusion partielle ou de la cristallisation) sont dits « compatibles », alors que ceux ayant une préférence pour la phase liquide sont dits « incompatibles ». Puisque les laves des verres volcaniques représentent la phase liquide des magmas issus de la cristallisation fractionnée, l'attention sera portée sur les éléments incompatibles.

Les éléments incompatibles sont souvent abordés en considérant leur « potentiel ionique ». Il est défini par le rapport de la charge sur le rayon ionique et mesure en quelque sorte la charge électrostatique par unité de surface. Les petits cations très chargés (potentiel ionique > 2) (appelés HFSE pour High Field Strength Elements) ont des comportements différents des comportements des gros cations faiblement chargés (appelés LILE pour Large Ion Lithophile Elements). Les rapports LILE/HFSE sont souvent de bons traceurs de la variabilité des contextes géochimiques.

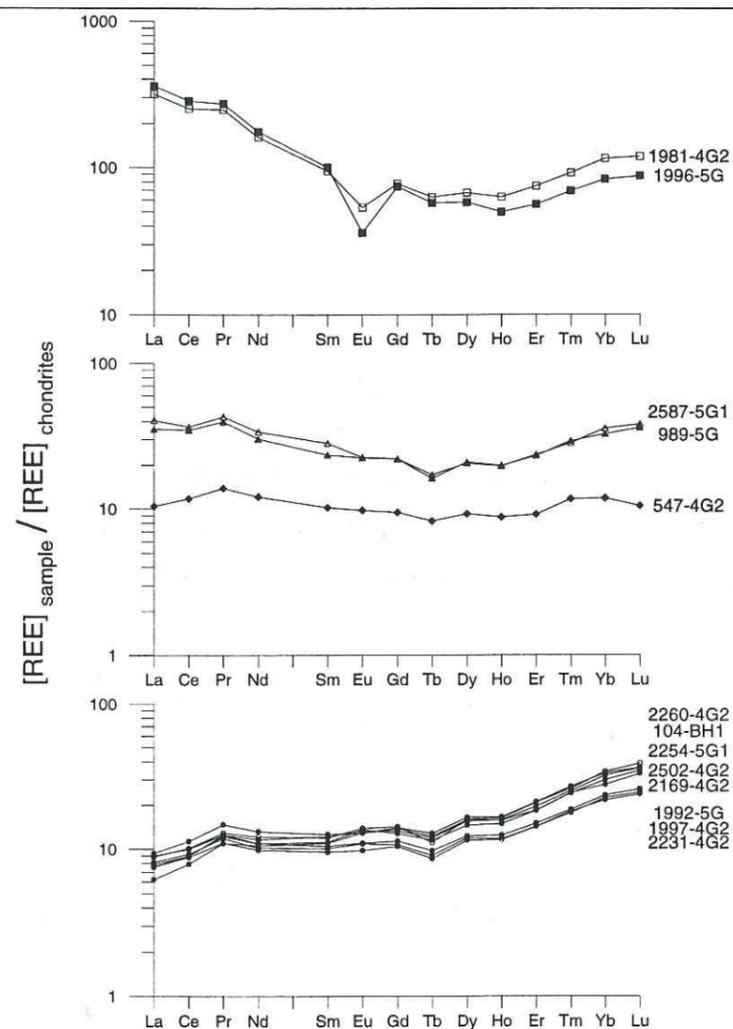


Figure 3-11 : Profil en REE normalisé aux chondrites (Taylor et McLennan, 1985) de tous les niveaux pyroclastiques analysés en éléments traces. Les symboles utilisés ici pour chaque couche de cendres seront conservés par la suite dans les différentes figures.

3.2.4.2.2 Les Terres Rares

Les profils en REE¹² (normalisés aux chondrites¹³) des niveaux de cendres, Figure 3-11, sont présentés sur trois graphiques par soucis de clarté de présentation. Ils ont été regroupés en fonction de leur similitudes.

¹² Les Terres Rares, notées REE (Rare Earth Elements), ou lanthanides ont des numéros atomiques allant de 57 à 71. Les REE forment tous des ions 3+ et ont un rayon ionique qui décroît très légèrement depuis les Terres Rares légères (LREE : Light Rare Earth Element) jusqu'aux Terres Rares lourdes (HREE : Heavy Rare Earth Element). Cette légère différence de taille des

On remarque tout d'abord que l'enrichissement en HREE est systématique dans tous les niveaux mesurés en février 1995, alors qu'il n'est pas présent dans le niveau à 547 m, mesuré, lui, en septembre 1993. Un tel enrichissement systématique ne semble pas naturel. Le fait que ces éléments n'aient pas été recalibrés par des standards (en février 1995) autorise à penser que ces valeurs sont erronées. Les résultats de la discussion du paragraphe « 3.3.4 Contraintes géochimiques » vont aussi dans ce sens et ont permis de proposer une correction des valeurs de Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu¹⁴. Ces profils corrigés pour les mesures réalisées 1995 sont présentés sur la Figure 3-12¹⁵.

Bien que ces profils soient approximatifs (le bombement mesuré pour 547 m en Tm et Yb se répercute sur tous les autres niveaux), nous avons choisi dans la suite de la discussion de reporter ces profils corrigés, puisqu'ils donnent tout de même une bonne estimation de la tendance. Ils apparaissent sur tous les profils sous forme de pointillés.

ions entraîne des fractionnements progressifs des REE les uns par rapport aux autres. Une fois normalisés aux chondrites, les profils de REE montrent, selon la nature du magma, des enrichissements ou des appauvrissements en LREE (rapport La/Sm), en HREE (rapport Yb/Gd) ou en LREE par rapport aux HREE (rapport La/Yb) et des enrichissements variables par rapport aux chondrites.

¹³ Normalisation aux chondrites : les météorites chondritiques ont été choisies comme valeurs de normalisation (valeurs de Taylor et McLennan, 1985) parce qu'elles sont supposées représenter des échantillons relativement non fractionnés du système solaire. Cette normalisation permet d'autre part de s'affranchir des différences d'abondances entre les éléments à numéros atomiques pairs et impairs (effet Oddo-Harkins).

¹⁴ Dans le chapitre suivant, nous montrerons que le niveau à 547m et les niveaux « LREE appauvris » ont une source commune. Pour calculer cette correction, nous partons de l'hypothèse que les « LREE appauvris » devraient avoir le même profil que 547 m. Nous avons donc d'abord recherché le niveau « LREE appauvris » qui correspondait le mieux au niveau 547 m pour les LREE (angle minimal entre les vecteurs). Il s'agit de 1992 m. A partir de là, nous avons déterminé des coefficients de proportionnalité pour les HREE entre 1992 et 547 m, coefficients que nous avons ensuite appliqués aux REE (du Dy au Lu) pour tous les autres niveaux mesurés en février 1995.

¹⁵ A l'issue de la rédaction de ce manuscrit, mais avant sa version définitive, de nouvelles mesures ICPMS en quantitatif ont été réalisées au LGCA de Grenoble. Les résultats confirment que les biais sur les HREE sont analytiques et que la correction proposée représente une approximation satisfaisante. Ces résultats nouveaux ne sont pas reportés ici mais figureront dans un article (en préparation).

Suite à cette correction, il est difficile de donner beaucoup de crédit aux résultats sur les HREE. Les LREE montrent que :

- (a) les deux niveaux 1981 et 1996 m sont très enrichis par rapports aux chondrites. Ils présentent un fort enrichissement en LREE ($[La/Sm]_{CN} \sim 3,5$) et une anomalie négative en Eu^{16} .
- (b) le niveau 547 m, présente un profil relativement plat. 989 et 2587 m ont des profils très similaires légèrement enrichis en LREE ($[La/Sm]_{CN} \sim 1,4$).
- (c) les niveaux 104, 1992, 1997, 2169, 2254, 2231, 2260 et 2502 m présentent tous exactement le même profil appauvri en LREE ($[La/Sm]_{CN} \sim 0,8$). La similarité entre ces 8 profils est frappante et pourrait signifier une géochimie identique des volcans sources, bien que ces niveaux appartiennent aux deux lignées tholéiitiques définies précédemment (LK tholéiites et tholéiites). Par soucis de simplification, nous regrouperons dans la suite tous ces niveaux sous le nom de niveaux en « LREE appauvris ».

3.2.4.2.2.3 Large Ion Lithophile Elements et High Field Strength Elements

Les éléments incompatibles sont souvent présentés de façon synthétique sous forme de diagrammes multi-élémentaires appelés « spider diagramme »¹⁷. Parmi les nombreuses normalisations envisageables, nous avons choisi de normaliser aux N-MORB, normalisation la mieux adaptée pour des magmas évolués (Sun et McDonough, 1989). Les éléments sont rangés dans un ordre décroissant d'incompatibilité, les premiers éléments (Rb, Ba) étant des éléments mobiles dans la phase aqueuse (Figure 3-13).

- (a) les deux niveaux 1981 et 1996 m qui présentaient des profils similaires en REE montrent à nouveau une tendance commune très enrichie en éléments incompatibles. Toutefois, toutes les anomalies négatives de 1996 m (Ba, Sr, P, Ti) sont aussi présentes dans 1981 m mais dans une moindre mesure. En revanche,

¹⁶ Anomalie en Europium : l'euporium possède aussi un état divalent Eu^{2+} . Il devient alors compatible principalement dans les plagioclases (substitution du Ca^{2+}) mais aussi dans les feldspaths alcalins. L'anomalie négative en Eu dans un profil de REE résulte donc de la cristallisation de feldspaths.

¹⁷ Une Analyse en Composante Principale a été réalisée en utilisant les éléments majeurs et les éléments incompatibles. Elle a mis en évidence les mêmes regroupements que ceux proposés ci après, mais l'interprétation en termes génétiques suivant les axes principaux est assez délicate. Cette analyse n'a pas été reportée ici car elle n'apporte pas d'information supplémentaire.

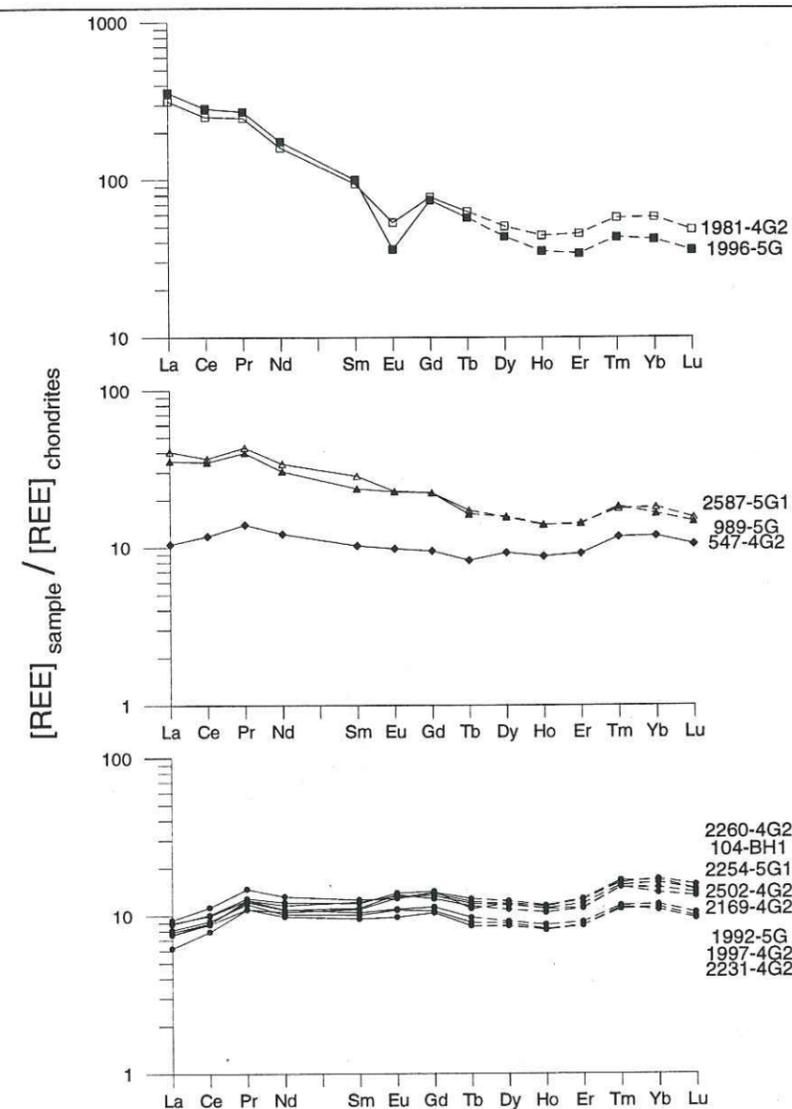


Figure 3-12 : Profil en REE normalisé aux chondrites : traits pleins : valeurs mesurées ; traits pointillés : valeurs corrigées pour les niveaux mesurés en février 1995.

1981 m présente des anomalies négatives en K, Zr et Hf qui sont peu ou pas marquées pour 1996 m.

- (b) le niveau 547 m présente un profil avec une anomalie positive en K, beaucoup d'éléments n'ayant cependant pas été mesurés pour ce niveau (sept. 1993). Les niveaux 989 et 2587 m ont à nouveau des profils très similaires : anomalie négative en Nb, positive en Hf plus une anomalie légèrement négative en Ti pour 2587 m. De plus, 2587 m est plus enrichi que 989 en éléments mobiles dans la phase aqueuse (Rb, Ba, Th, U).
- (c) les profils des niveaux 104, 1992, 1997, 2169, 2231, 2254, 2260 et 2502 m (niveaux « LREE appauvris ») présentent tous à nouveau exactement le même profil : anomalie négative très marquée en Nb, anomalie positive en P (sauf pour

2260 m) et Hf. Ces profils confirment une géochimie identique des volcans à l'origine de ces cendres. Il pourrait s'agir soit d'un volcan unique ayant émis deux types de laves (LK tholéiites et tholéiites) soit de différents volcans ayant une même source mantellique (c'est à dire différents volcans au moins géographiquement proches et liés à la même zone tectonique).

Le but de ce travail étant principalement de déterminer les volcans à l'origine des émissions pyroclastiques déposées au site de Vostok, nous n'allons pas essayer d'expliquer génétiquement toutes les caractéristiques et anomalies observées pour

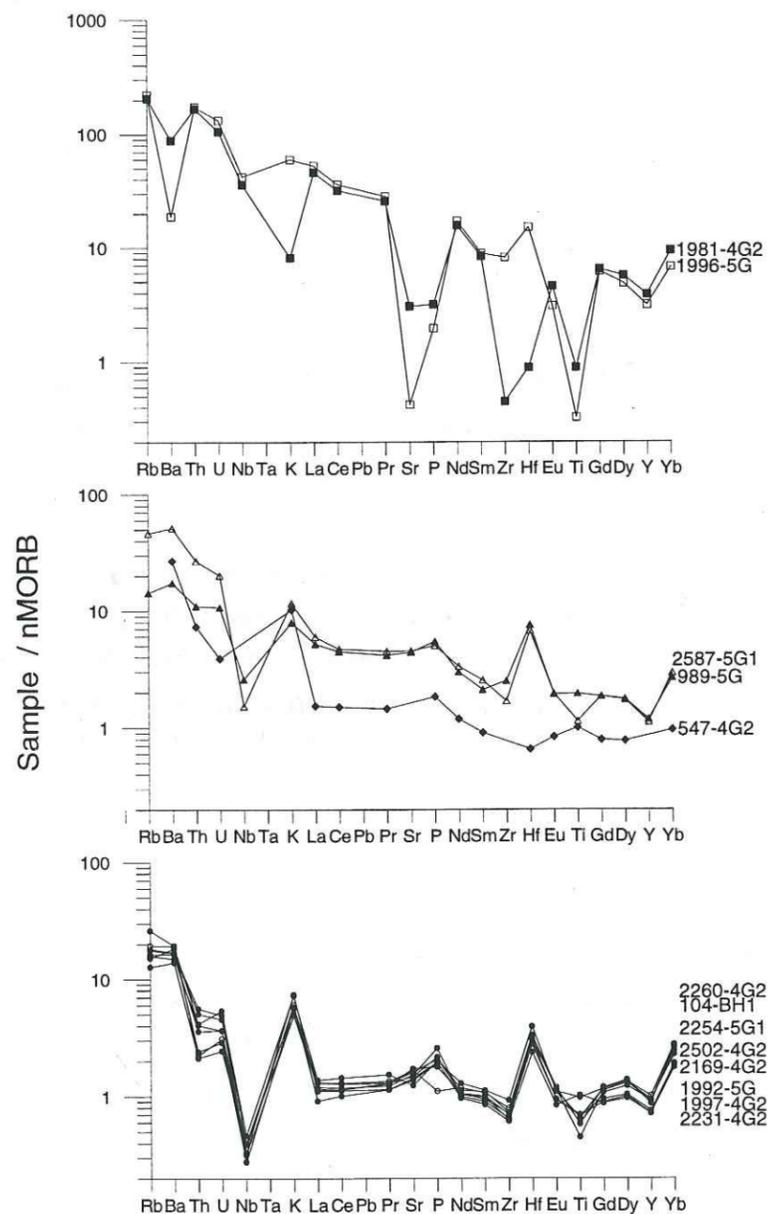


Figure 3-13 : Spider diagrammes normalisés aux nMORB (Sun et McDonough, 1989) de tous les niveaux pyroclastiques analysés en éléments traces.

chaque couche de cendres. Cependant, certains éléments clés sont indicateurs d'environnements tectoniques :

- l'enrichissement très marqué en éléments incompatibles pour le niveau 1996 m (profils (a)) semble confirmer le contexte tectonique intraplaque alcalin, suggéré par les éléments majeurs; pour 1981 l'interprétation semble à priori plus délicate

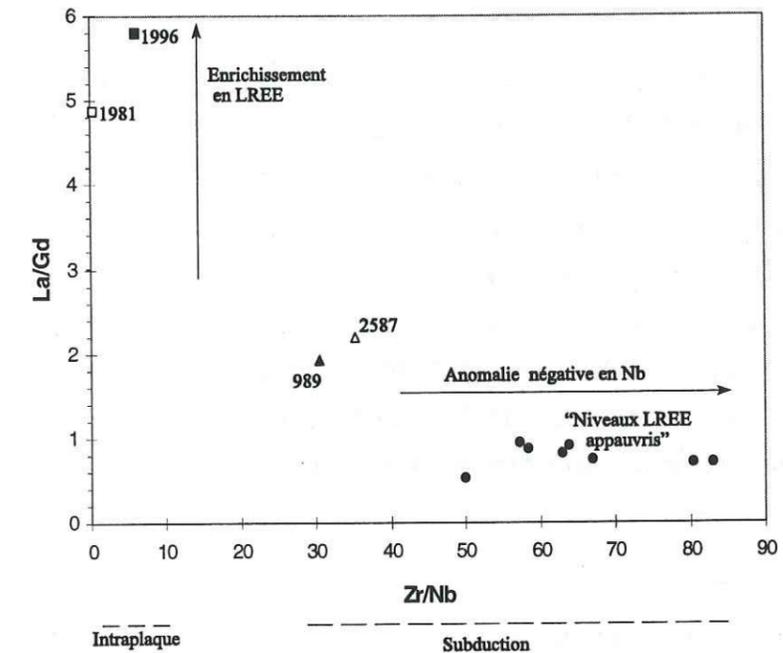


Figure 3-14 : La/Gd versus Zr/Nb de tous les niveaux pyroclastiques analysés en éléments traces. (547 m n'est pas représenté car Nb non mesuré).

- les anomalies négatives en Nb¹⁸ pour les niveaux en LREE appauvris (profils (c)), 989 et 2587 m (profils (b)) confirment le contexte de subduction proposé par les éléments majeurs (Wilson, 1989). L'interprétation de 989 m est plus délicate puisque les éléments majeurs (TiO₂ ~ 2,5%) semblent plutôt témoigner d'un contexte intraplaque. La

¹⁸ Les anomalies en Niobium caractérisent les magmas des zones de subduction. Elles sont généralement interprétées comme la conséquence de précipitations précoces d'oxydes, précipitations facilitées par une teneur élevée en H₂O et une fugacité d'oxygène importante. Les éléments à forte charge mais faible rayon ionique comme Ta, Nb ou Ti sont particulièrement compatibles dans ces oxydes.

représentation des niveaux de cendres sur un diagramme La/Gd (enrichissement en LREE) en fonction de Zr/Nb (rapport insensible au degré de fusion partielle) illustre ces deux types de géochimie.

3.2.4.2.3 Composition isotopique en Sr et Nd

Les résultats des analyses isotopiques en Sr et Nd¹⁹ sont reportées sur le tableau de synthèse (Tableau 3-5). Sur le Tableau 3-6 sont reportées uniquement les données relatives aux éléments concernés : Rb, Sr, Sm et Nd. Etant donné les âges des cendres (< 400 000 ans), les rapports mesurés sont équivalents aux rapports initiaux (cf. « équation de base » de l'annexe II). Les rapports isotopiques du Nd sont représentés sous forme de notation $\epsilon Nd(0)$ ²⁰.

La Figure 3-15 montre que, pour tous les points, les barres d'erreurs (2 σ) du Sr sont inférieures à la taille du figuré. Les signatures obtenues pour les niveaux « LREE appauvris » sont toutes enrichies en isotopes radiogéniques par rapport aux valeurs de Mantle Array. En revanche, 1981 et 1996 m ont des signatures très différentes en ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr, 1996 m ayant une signature ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr très radiogénique (0.705172). Enfin, 989 et 2587 m ont des signatures très distinctes, alors que 547 m a une signature proche des « LREE appauvris ».

¹⁹ Les rapports isotopiques d'un magma sont caractéristiques de la source à partir de laquelle le magma a été extrait (manteau supérieur, manteau inférieur, zone de subduction...). Certains auteurs ont ainsi défini des compositions théoriques de « réservoirs » à partir desquels toutes les compositions des magmas obtenus peuvent être expliquées. Les compositions isotopiques de certains réservoirs ont été représentés comme repères sur les diagrammes. DMM pour Depleted Mantle, qui est le composant dominant des MORB. HIMU, qui représente un manteau avec des rapports U/Pb élevé ; EMI et EMII pour Enriched Mantle, le premier ayant des affinités pour la croûte inférieure, le second pour la croûte supérieure ; le « Mantle Array » est une zone définie par les valeurs d'un grand nombre de basaltes océaniques.

Pour un magma donné, ce rapport reste inchangé au cours des processus de cristallisation (les différences de comportement chimique entre deux isotopes sont trop faibles pour entraîner des fractionnements). Ainsi, la composition isotopique d'une lave est identique à la composition isotopique du magma primitif. Cependant, ce schéma simple peut être perturbé par des phénomènes de contamination ou d'assimilation (croûte continentale, fluides...). Toutefois, chaque province volcanique peut être, en général, caractérisée par une signature isotopique donnée.

²⁰ La normalisation $\epsilon Nd(0)$ mesure l'écart par rapport à la valeur actuelle des chondrites

$$(0.512638) \epsilon Nd(0) = \left(\frac{\left(\frac{{}^{143}\text{Nd}}{{}^{144}\text{Nd}} \right)_{\text{éch}}}{\left(\frac{{}^{143}\text{Nd}}{{}^{144}\text{Nd}} \right)_{\text{CHUR}}} - 1 \right) \times 10^4$$

Tableau 3-6 : Synthèse des résultats en Rb, Sr, Nd et Sm obtenus par ICPMS et TIMS.

	Rb	Sr	Nd	Sm	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	2 σ x 10 ⁶	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	2 σ x 10 ⁶	$\epsilon Nd(0)$
104-BH1	7	123	7	3	0.704776	35	0.513046	12	7.96
547-4G2	5	315	9	2	0.703932	22	0.513000	26	7.06
989-5G	8	395	22	5	0.703412	19	0.513003	13	7.12
1981-4G2	116	275	114	22	0.703304	20	0.512882	13	4.76
1992-5G	10	145	8	2	0.704680	33	0.512941	41	5.91
1996-5G	123	38	125	23	0.705172	37	0.512893	12	4.97
1997-4G2	9	138	7	2	0.704487	18	0.512991	18	6.89
2169-4G2	15	111	9	3	0.704416	14	0.513014	30	7.33
2231-4G2	9	128	7	2	0.703971	12	0.513034	13	7.72
2254-5G1	10	133	8	3	0.704228	14	0.513013	13	7.32
2260-4G2	11	149	9	3	0.704266	16	0.512985	38	6.77
2502-4G2	8	154	8	3	0.704247	10	0.512996	25	6.98
2587-5G1	26	406	24	7	0.704137	7	0.512827	12	3.69

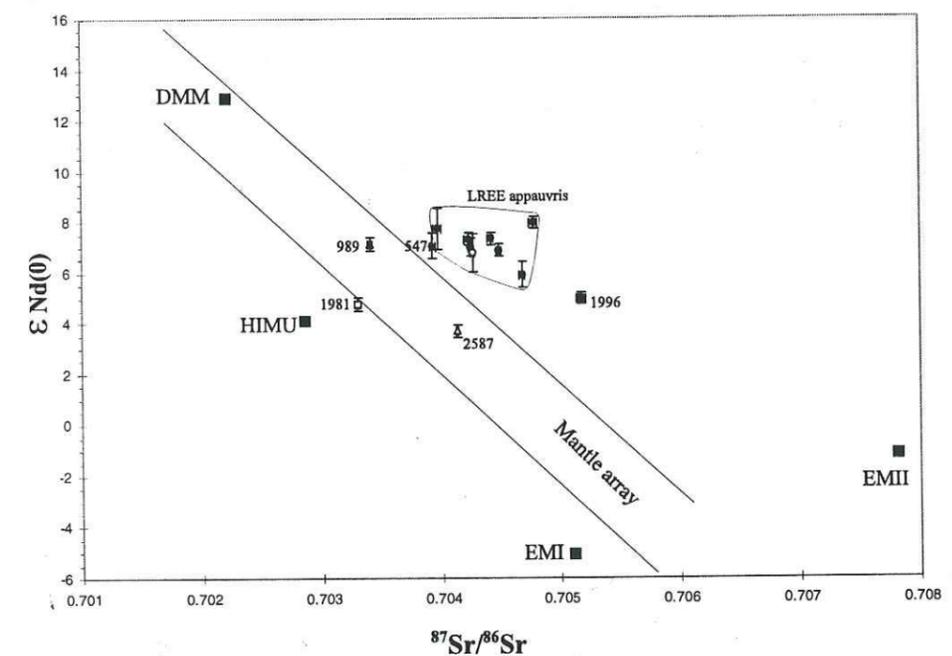


Figure 3-15 : Signature isotopique $\epsilon Nd(0)$ versus ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr de tous les niveaux pyroclastiques analysés en éléments traces. (pour la définition des réservoirs, se référer à la note n°19, valeurs Hart et al., 1992).

3.2.5 Description et analyses des niveaux pyroclastiques : conclusion

Dans les forages Antarctiques profonds (Byrd, Dome C, Pole Sud, Vostok), de nombreux horizons volcaniques visibles ont été repérés au cours de travaux antérieurs. Certains ont été analysés seulement en éléments majeurs, permettant de proposer des corrélations et de suggérer des origines. Cependant, ces hypothèses sur les origines ne se basent pas sur une étude systématique des sources potentielles. D'autre part, il n'a pas été réalisé d'analyse en éléments traces pouvant confirmer les origines proposées.

Dans les forages 4G2 et 5G de Vostok, nous avons réalisé un nouvel échantillonnage des niveaux de cendres que nous avons analysés d'abord en éléments majeurs puis, pour les niveaux les plus concentrés, en éléments traces et en composition isotopique (Sr et Nd). Ces analyses permettent d'aller plus loin que les études précédentes : les éléments majeurs définissent des appartenances à des lignées magmatiques ; les analyses en éléments traces montrent des similitudes indiscutables entre les niveaux tholéiitiques d'arc, (104, 1992, 1997, 2169, 2231, 2254, 2260 et 2502 m), que nous avons regroupés sous l'appellation « LREE appauvris » et pour lesquels il est suggéré une source commune en zone de subduction. Bien que certains éléments n'aient pas été mesurés pour 547 m, ce niveau semble avoir une composition similaire aux niveaux « LREE appauvris », si l'on ne considère pas les HREE (à partir du profil REE de 547 m, nous proposons une correction pour les HREE de tous les autres niveaux). 1981 et 1996 m ont des caractéristiques géochimiques similaires caractéristiques de magma intraplaque, bien que 1981 m appartienne à la série tholéiitique. 989 et 2587 m montrent tous deux des caractéristiques plus ou moins identiques suggérant quant à elles une autre source en zone de subduction.

A partir de cette première partie descriptive, nous allons maintenant essayer d'utiliser ces analyses pour identifier les sources.

3.3 IDENTIFICATION DES SOURCES

L'identification des sources nécessite de disposer d'une base de données des volcans potentiellement source (appelés dans la suite PSVs : Potential Source Volcanoes ou PSVPs : Potential Source Volcanic Provinces) et de leur géochimie. Ces volcans potentiellement source (PSVs et/ou PSVPs) doivent :

- avoir émis des cendres à des latitudes où la circulation troposphérique ne soit pas défavorable à un transport vers les hautes latitudes de l'Antarctique de l'Est,
- avoir été actifs au moins au cours des 500 000 dernières années.

C'est sur ces deux critères que nous avons réalisé la synthèse des PSVs. A partir de celle-ci, les principales caractéristiques géochimiques de ces PSVs (données disponibles dans la littérature) sont dégagées et comparées aux compositions des couches de cendres afin de déterminer leur origine.

3.3.1 Contraintes latitudinales imposées par la dynamique atmosphérique

Nous avons vu au chapitre « 3.1.2 Différents types de volcanisme à l'origine de deux types d'empreintes volcaniques dans la glace » que les cendres ont très vraisemblablement été transportées dans la troposphère à la suite d'éruptions à VEI bas à moyen. Le schéma de circulation troposphérique proposé au chapitre d'introduction, montre que, à l'heure actuelle, les vents susceptibles de transporter dans la troposphère des masses d'air vers le pôle sud sont situés à des latitudes supérieures à 40°S environ côté Pacifique, 30 à 35°S côté Atlantique (maximums de latitude nord en juillet). Ces latitudes, bien que probablement modifiées au cours des climats glaciaires, limitent géographiquement les PSVs au sud de l'Amérique du Sud, à la Nouvelle Zélande et à l'Antarctique. En termes de distances, afin de donner une échelle de grandeur, 6500 km environ séparent la Nouvelle Zélande de Vostok (l'équivalent de la distance entre les volcans des Antilles et le Groenland), 5000 km les îles Sandwichs de Vostok (l'équivalent de la distance entre le Vésuve et le Groenland), et 1400 km l'Erebus de Vostok.

3.3.2 Contraintes granulométriques

Les particules volcaniques des horizons pyroclastiques ont une taille allant jusqu'à 60 µm. Il existe cependant peu d'études sur la granulométrie des particules volcaniques transportées sur de telles distances. Pour le Mt St Helens (1981), par exemple, les études se sont limitées à une distance de 600 km. Fisher (1964) donne une distribution

des tailles maximales de particules en fonction de la distance. Pour la taille 50 μm , il donne une distance maximale de 300 km environ. Ce qui est contradictoire avec les granulométries observées à Vostok.

Par ailleurs, il est difficile d'utiliser en référence les granulométries définies pour les transports longue distance d'aérosols continentaux. En effet, leur mode d'injection dans la troposphère est différent : l'injection est ponctuelle dans l'espace et dans le temps et à une altitude élevée pour les particules volcaniques ; elle est étendue dans l'espace, variable dans le temps, et à une faible altitude pour les aérosols continentaux (cf. chapitre 4 « aérosols continentaux »).

Enfin, si l'on se réfère à l'équation de transport utilisée pour les aérosols minéraux (cf. paragraphe « 4.2.4 Modélisation du cycle des poussières »), les paramètres à considérer sont (i) la vitesse du vent, (ii) la turbulence de la masse d'air, (iii) la masse de la particule. Le transport à plus ou moins grande distance d'une particule est donc lié, non seulement à son poids, mais aussi aux caractéristiques dynamiques de la masse d'air qui la transporte.

En conclusion, il est difficile d'utiliser la granulométrie des particules déposées à Vostok comme contrainte de localisation géographique les PSVs.

3.3.3 Contraintes temporelles imposées par l'âge de l'activité des volcans : inventaire des volcans Antarctique et péri-Antarctique potentiellement source

La plupart des cartes tectoniques à l'échelle du globe utilisent la projection de Mercator (cylindrique) et montrent une plaque Antarctique déformée et étirée sur tout le bord inférieur de la carte. En général, aucun volcan n'y est représenté au sud du 65^{ième} parallèle. Pourtant, bien que la plupart des marges de la plaque Antarctique soit distensive (sauf la zone de subduction du sud de l'Amérique du Sud), il existe dans cette région un volcanisme important. Il est illustré sur la Figure 3-16, où les volcans sont regroupés en provinces volcaniques notées de A à F. Tous les contextes tectoniques sont représentés dans cette région (Figure 3-16 et Figure 3-17) : volcanisme de ride médio-océanique (rides péri-Antarctiques), volcanisme de subduction intra-océanique (arcs des îles Sandwichs, E), volcanisme de marge continentale active (Amérique du Sud, extrémité nord de la Péninsule Antarctique D, Nouvelle Zélande), volcanisme océanique intraplaque (îles de l'Est de la plaque Antarctique, F), volcanisme intracontinental (Antarctique de l'Ouest, A B, C et D).

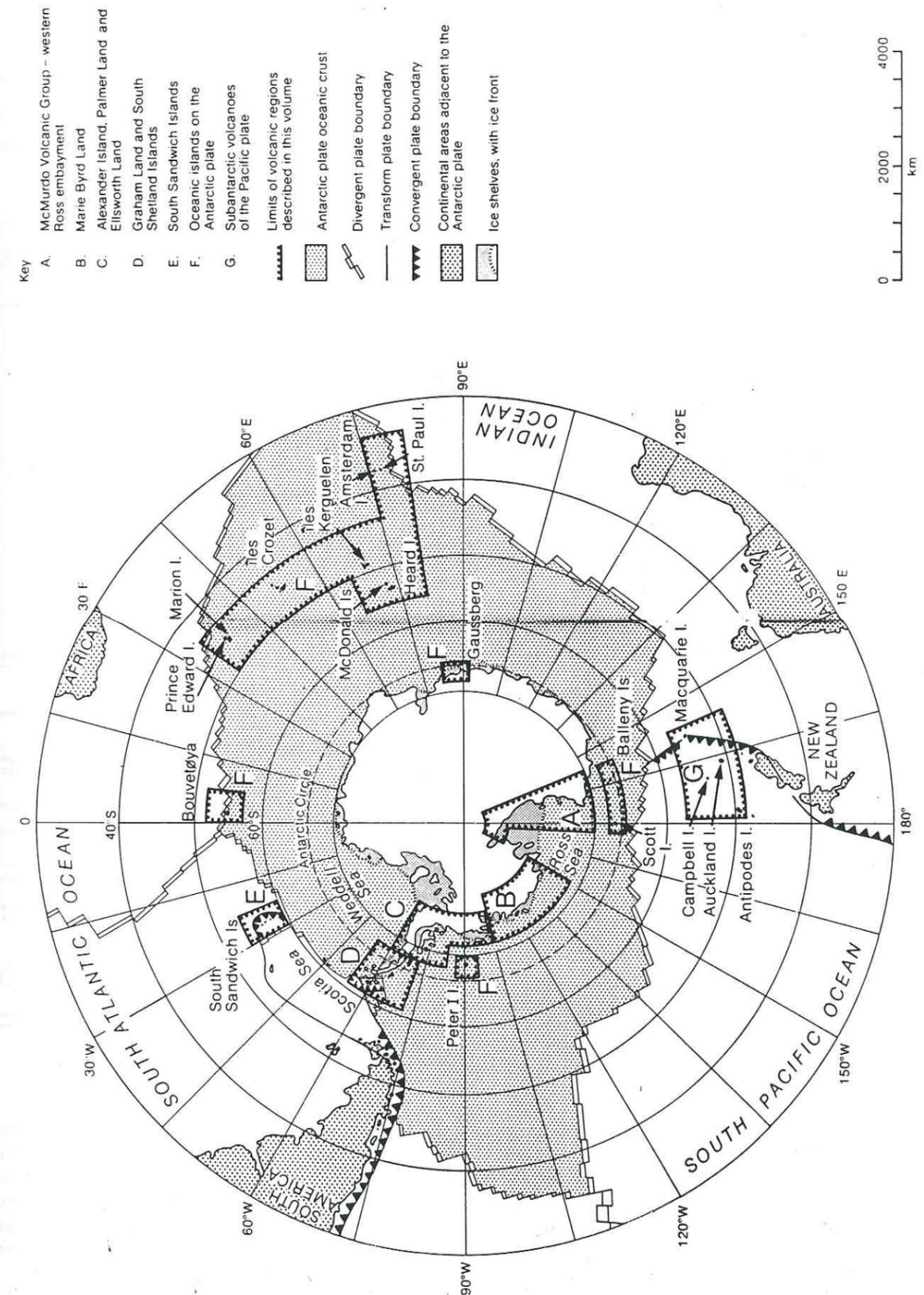


Figure 3-16 : Carte en projection polaire des grands ensembles volcaniques antarctiques et sub-antarctiques et de la tectonique aux frontières de plaques au sud du 30^{ième} parallèle (d'après J.W. Thomson, 1989).

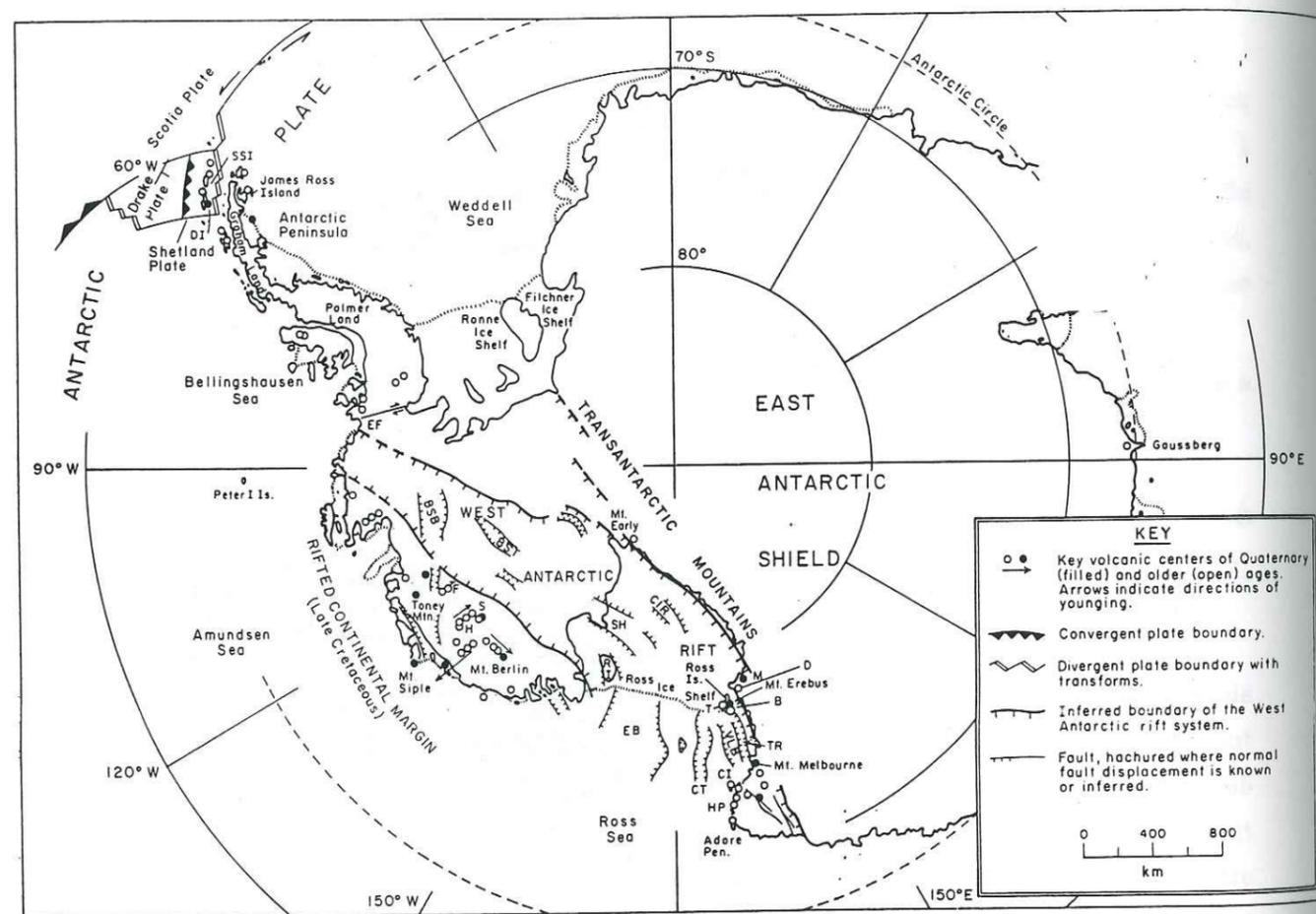


Figure 3-17 : Carte interprétative du volcanisme et de la tectonique antarctique montrant les relations entre les frontières de plaques actuelles, le système de rifting de l'Antarctique de l'ouest et les principaux centres volcaniques. Les abréviations des édifices volcaniques sont les suivantes. Région à l'ouest de la mer de Ross : HP, Hallett Peninsula; CI, Coulman Island; M, Mt Morning; D, Mt Discovery; B, Mt Bird; T, Mt Terror. Région de Marie Byrd Land : S, Mt Sidley; H, Mt Hampton; F, Mt Frakes. Région nord de la Péninsule Antarctique : SSI, South Shetland Islands; DI, Deception Island. Les abréviations de la tectonique relative à des failles sont les suivantes : BSB, Byrd Subglacial Basin; BST, Bentley Subglacial Trench; CT, Central Through; CIR, Crary Ice Rise; EB, Eastern Basin; EF, Ellsworth Fault; RI, Roosevelt Island; SH, Stears Head; TR, Terror Rift; VLB, Victoria Land Basin. (Reproduit d'après LeMasurier, 1989).

Pour dresser l'inventaire des volcans dont les dernières éruptions sont antérieures (ou probablement antérieures) à 500 000 ans, le regroupement par provinces volcaniques proposé par LeMasurier, 1989 a été conservé (Figure 3-16). La synthèse des PSVs est présentée dans le Tableau 3-7. Pour chaque province est donnée une brève explication du contexte tectonique puisqu'il explique en grande partie la signature géochimique des produits éruptifs. La localisation des PSVs est donnée sur la Figure 3-18.

Tableau 3-7 : Synthèse des volcans situés au sud du 40^{ème} parallèle et étant susceptibles d'avoir eu une activité au cours des 500 000 dernières années. On se reportera à la Figure 3-16 et à la Figure 3-17 pour la localisation des provinces. Les premières colonnes présentent le contexte tectonique, les types de laves et éventuellement le type de volcan, ainsi que des subdivisions en sous province dans certains cas. La dernière colonne est réservée aux données de datation. Les PSVs sont notés en gras. SVZ : Southern Volcanic Zone (Andean volcanoes); NSVZ : Northern part of SVZ; SSVZ : Southern part of SVZ; AVZ : Austral Volcanic Zone. (Synthèse guidée par l'ouvrage de LeMasurier et Thomson, 1989).

92	<p>Région située à l'ouest de la mer de Ross : représente une province de volcanisme intraplaque très étendue. Ce volcanisme alcalin est la conséquence de la tectonique en extension du West Antarctic Rift System (WARS) aussi appelé Ross Sea Rift (RSR). Cette région est comparable par sa superficie et sa nature au système de rift Est Africain (Kyle, 1989-a ; Rocholl et al., 1995).</p>	<p>Trois types de morphologies : - volcans boucliers basaltiques (plus de 3000 m d'altitude), - stratovolcans dominés par des compositions trachytiques et phonolitiques - coulées et cônes de scories basaltiques isolés.</p>	<p>Halett Province Produits basaltiques accompagnés parfois de laves plus différenciées à caractère phonolitique. Cette province est située au pied de la chaîne Transantarctique (marge ouest du WARS).</p> <hr/> <p>Balleny Islands Iles volcaniques situées au Nord de la Terre Victoria dont le volcanisme (occurrence d'éruptions très explosives) a été peu étudié. Il semble similaire au volcanisme de Halett Province (Verwoerd et al., 1989)</p> <hr/> <p>Melbourne Province Laves différenciées trachytiques et rhyolitiques alcalines à hyperalcalines. Cette province se situe dans la chaîne Transantarctique (épaulement ouest du WARS). Cette composition de magmas très évolués pourrait résulter d'une épaisseur de croûte importante permettant le développement de chambres magmatiques crustales de grandes tailles (Kyle, 1989-b).</p> <hr/> <p>Erebus Province Laves de composition fortement alcaline, allant des basanites aux phonolites. Cette province est située à l'extrémité sud du Terror Rift, au pied de la chaîne Transantarctique (marge ouest du WARS) (Kyle, 1989-c).</p>	<p>Les datations disponibles (synthèse McIntosh et Kyle, 1989) donnent un âge à ce volcanisme compris entre 14 et 2 Ma (sauf Daniell Peninsula et Possession Islands qui n'ont pas été datées). Cette province, active au Néogène, n'a donc probablement connu aucune activité Quaternaire.</p> <hr/> <p>~ les Balleny Islands (66°16'-67°38'S, 166°15'-164°44'E), âges de 10 Ma environ auraient eu une activité historique.</p> <hr/> <p>~ Les Pléiades (72°40S, 165°30E) : les datations mesurées sont comprises entre 40 000 et 3 000 ans (K/Ar).</p> <hr/> <p>~ Mt Melbourne (74°21S, 164°42E) : ce complexe, d'âge environ 2,5 Ma, est actuellement en activité (fumerolles).</p> <hr/> <p>~ Mt Erebus (77°32S, 167°10E) : il s'est formé au cours du dernier million d'années et est encore actif aujourd'hui.</p> <hr/> <p>~ Mason Spur (78°32S-78°38E, 164°07-164°38E) : ce complexe, bien que les mesures K/Ar donnent des âges compris entre 5 et 13 Ma, aurait eu une activité au cours du Quaternaire (données gomorphologiques).</p> <hr/> <p>~ Royal Society Range (78°04S-78°26E, 162°35-164°20E) : l'activité de ce complexe volcanique aurait débuté il y a 14 Ma environ. De nombreux produits témoignent d'une activité Quaternaire (âges mesurés 80 000, 223-261 000 ans).</p>
----	--	--	---	---

B	<p>MBL est interprétée comme une microplaque rattachée au continent Antarctique au cours du Paléozoïque. La province volcanique de Marie Byrd Land (MBL) s'allonge sur un segment de 900 km de long de la côte Pacifique ouest Antarctique. Cette zone est considérée comme étant la marge est du WARS. Alors que la marge ouest du WARS est représentée par un épaulement vrai (TMR), MBL est constituée d'une série de bassins formés par une croûte continentale en extension (Similaire à la province des Basin and Range, en Amérique du Nord). Elle est caractérisée par un volcanisme continental.</p>	<p>18 volcans boucliers importants y sont recensés, dont 6 ont eu une activité Quaternaire récente.</p> <p>Compositions ayant une répartition bimodale de la série alcaline : les termes basiques et acides sont fortement représentés par rapports aux termes intermédiaires.</p>	<p>~ Mt Takahe (76°15S, 112°W) : se serait formé pratiquement entièrement au cours des 300 000 dernières années et serait toujours en activité.</p> <hr/> <p>~ Mt Berlin et Moulton (76°, 136°W) : Le Mt Berlin serait un des plus jeunes de MBL avec le Mt Takahe. Il est situé l'extrémité ouest du Flood Range (migration vers l'ouest) avec un âge de 2,5 Ma. Le Mt Moulton situé 10 km plus à l'est est daté à 5 Ma. Certaines éruptions ont été datées récemment par 40 Ar/ 39Ar (McIntosh et Wilch, 1997).</p> <hr/> <p>~ Toney Mountain (75°45S, 116°W) : Les datations se situent entre 10 Ma et 500 ka. Une activité plus récente est supposée. (Carotte de Byrd).</p> <hr/> <p>~ Mt Waesche (77°10S, 127°W) : Volcan le plus au Sud de l'Executive Committee Range (âge croissant vers le nord). Formé il y a environ 1 Ma il serait encore actif. Des travaux de datations 40Ar/ 39Ar (McIntosh et Wilch) sont en cours.</p> <hr/> <p>~ Mt Siple (73°30S, 127°W) : volcan situé sur la côte Pacifique, actif depuis le Pliocène. Certaines éruptions ont été datées récemment. par 40 Ar/ 39Ar (223 +/- 2 ka, trachyte peralkaline, McIntosh et Wilch, 1997).</p> <hr/> <p>~ Les Mont Hudson (73°45-74°55S, 98°20-100°30W) : situés plus au Nord, ils appartiennent la Province de Bellinghausen. Ils sont constitués de petits cônes et stratovolcans dispersés. Les centres éruptifs susceptibles d'être actifs seraient localisés au sud.</p>
C	<p>Alexander Island, Palmer Land et Ellsworth Land : province volcanique de Bellinghausen</p> <p>L'activité de cette province est associée un contexte extensif similaire à celui qui règne à l'heure actuelle dans la région de Marie Byrd Land (Rowley, 1989).</p>	<p>Ces volcans sont tous inactifs depuis environ la fin du Cénozoïque, à l'exception des Monts Hudson. Du fait de leur proximité et de leur similarité avec le volcanisme de la région de Marie Byrd Land, les Monts Hudson sont intégrés à la province de MBL.</p>	

	Le volcanisme Cénozoïque est restreint au Nord de la Péninsule Antarctique :	Calco-alcalin d'arc volcanique	Volcanisme lié à la subduction de la plaque Aluk (encore appelée plaque de Drake) sous la péninsule. Cette subduction a été active depuis la fin du Paléozoïque jusqu'au Néogène. Elle s'est arrêtée il y a 4 Ma (Tokarski, 1991).	Les principaux volcans résultant de cette subduction sont les SSHI, Brabant et Anvers Islands, et King Georges Islands, qui n'ont pas été actifs au Quaternaire.
D Graham Land	coexistence restreinte dans l'espace et le temps de 3 environnements tectoniques : - subduction de marge active, - bassin océanique marginal en ouverture - volcanisme intraplaque, similaire au magmatisme de MBL ((Smellie, 1989).	Transitionnels : compositions variables entre arc, MORB et intraplaque, Magmas intraplaque alcalins (des basaltes aux hawaïites, les termes différenciés sont rares).	Bransfield Strait est considéré comme un bassin marginal asymétrique de quasi-croûte océanique qui sépare les SSHI de la péninsule. Ce volcanisme est lié à l'extension toujours active (failles normales direction NE) qui se manifeste sur la marge nord-est de la péninsule. Il existerait au moins 10 volcans associés à la ride sous marine de Bransfields (Gonzales-Ferran, 1991), dont 3 ont atteint des dimensions significatives. Volcanisme intraplaque actif au cours des 7 derniers Ma. Il est lié à la tectonique en extension de la région et il s'est mis en place le long des failles qui délimitent Graham Land. Le plus gros centre volcanique de Graham Land est le James Ross Island Volcanic Group (64°09S, 57°45W), volcan bouclier de 60 km de diamètre qui n'est plus actif depuis 1Ma.	~ Deception Island (63°00S, 60°40W): volcan bouclier formé au cours des 700 000 dernières années (éruptions phréato-pliniennes en 1967, 1969 et 1970 et peut être plus récentes). Séries allant des basaltes aux dacites voire jusqu'aux rhyolites. ~ Bridgeman Island (62°03S, 66°45W) : volcan en activité émettant des produits basaltiques andésitiques. ~ Penguin Island (62°06'S, 57°56W) (probablement actif), Greenwich Island et Livingston Islands (62°28S, 59°49W) : volcans récents (inf 1 Ma) n'ayant émis que des basaltes (pas de produits différenciés). ~ Seal Nunatak (65°00S, 60°13W): volcan bouclier en activité depuis 4 Ma dont les principales émissions sont des basaltes et hawaïites (pas de produits différenciés, SiO ₂ <50%). ~ Paulet Island (63°35S, 55°46W) : Active au cours du dernier Ma. Emission de basaltes alcalins sous saturés.
E South Sandwich Islands	Les 13 îles Sandwichs du Sud (SSI) (< 3 Ma) le long de la marge Est de la mer de Scotia, dans l'Atlantique Sud. Cet arc résulte de la subduction de la plaque Sud Américaine sous la micro-plaque des Sandwichs. Du fait de leur âge récent, du contexte tectonique simple, et de l'absence de croûte continentale à proximité, les SSI représentent l'un des systèmes d'arc actif le plus cohérent en terme de géochimie des zones de subduction. Pourtant, les SSI ont fait l'objet d'un nombre restreint d'études, principalement du fait de leur inaccessibilité (Baker et al., 1989).		Ces volcans suivent trois séries pétrographiques distinctes (Pearce et al., 1995) : une série tholéiitique pauvre en K (Zavodovski, Candlemas, Vindication, Montagu et Bristol), une série tholéiitique (Visokoi, Saunders et Bellinghausen) et une série calco-alcaline d'arc océanique (Leskov, Freezland et une partie de Cook et Thule). Parallèlement à ces différences entre volcans, des évolutions des magmas au sein d'un même volcan ont été observées (Cook et Thule).	Les 13 volcans des SSI sont susceptibles d'avoir eu une activité au cours des 500 000 dernières années. Du nord au sud : Protector Shoal (55°55'S, 28°05'W), Zavodovski , Leskov , Visokoi , Candlemas , Vindication , Saunders , Montagu , Bristol , Freezland , Bellinghausen , Cook et Thule (59°27'S, 27°22'W).
F Iles intra-océaniques de la plaque Antarctique	Ces volcans, dispersés sur la plaque Antarctique entre l'Afrique et l'Australie, sont associés la présence de point chauds (OIB).		Ce sont pour la plupart des volcans boucliers composés de laves des séries tholéiitiques transitionnelles et alcalines qui vont des basaltes jusqu'à des termes très différenciés rhyolitiques et phonolitiques. Bouvet, Amsterdam et St Paul, situées sur des rides océaniques, seront plutôt rangées dans la catégorie des P type MORB (Plume Mid Oceanique Ridge Basalt).	Les îles sont pratiquement toutes susceptibles d'avoir eu une activité Pléistocène et Holocène. Il s'agit des îles ou archipels Heard (53°06'S, 73°30'E), Marion (46°54'S, 37°45'E) et St Paul (38°43'S, 77°33'E), dont l'activité historique est connue ; l'île McDonald (53°02'S, 72°36'E) est entrée en activité en juillet dernier ; Prince Edward (46°38'S, 37°57'E), Amsterdam (37°50'S, 77°30'E), Bouvet (54°25'S, 3°21'E), Kerguelen (49°31'S, 69°30'E), et Crozet (46°30'S, 50°24'E) ont connu une activité Pliocène et/ou Pleistocène à Holocène.
G Plaque Pacifique, sud de la Nouvelle Zélande	3 volcans sont situés au sud est de la Nouvelle Zélande sur le plateau continental de Campbell (il s'étend vers le sud et vers l'est, côté plaque Pacifique, sur environ 1000 km). Ce sont des volcans boucliers intraplaque.			Le seul volcan actif au Quaternaire est le complexe volcanique des îles Antipodes (49°41'S, 178°46'E). L'activité des différents cratères de ces îles est d'âge inférieur 1Ma. Tous les dépôts volcaniques analysés sur ces cônes sont des basaltes. (pas de produits différenciés, SiO ₂ < 50%). L'île de Macquarie, plus au sud, a eu une activité basaltique au Miocène.
Nouvelle Zélande et Amérique du Sud	Volcans péri-Antarctique liés aux zones de subduction de marge active ~subduction de la plaque Pacifique sous la plaque Indienne, ~ subductions des plaques Antarctique et de Nazca sous la plaque sud Américaine.		Nouvelle Zélande : volcans concentrés dans l'île du Nord et caractérisés par des émissions d'ignimbrites volumineuses presque exclusivement rhyolitiques (Ewart et Stipp, 1968 ; Shane et al., 1996). Amérique du Sud : Deux types de volcanisme (Hawkesworth et al., 1979) : (i) volcanisme basaltique des plateaux Patagoniens émis en contexte extensif en arrière de la zone de subduction (basaltes tholéiitiques à alcalins), (ii) volcanisme Andin calco-alcalin (laves allant des basaltes hyperalumineux aux andésites et dacites souvent sursaturées. Les rhyolithes sont rares).	Tous les volcans de Nouvelle Zélande sont susceptibles d'avoir eu une activité récente. Les centres éruptifs ayant connus les éruptions les plus importantes sont : Auckland Field (36,90S 174,87E), Mayor Island (37,28S 176,25E), White Island (37,52S 177,18E), Okataina (38,12S 176,50E), Taupo (38,82S 176E), Tongariro (38,13S 175,642E), Ruapehu (39,28S 175,57E) (Simkin et Siebert, 1994). Les centres éruptifs recensés dans cette zone sont très nombreux (e. g. Futa et Stern, 1988). Ils ont été regroupés en trois zones : NSVZ entre 34 et 36°S (andésites), SSVZ entre 36 et 48°S (basaltes et dacites), AVZ entre 51 et 56°S (andésites).

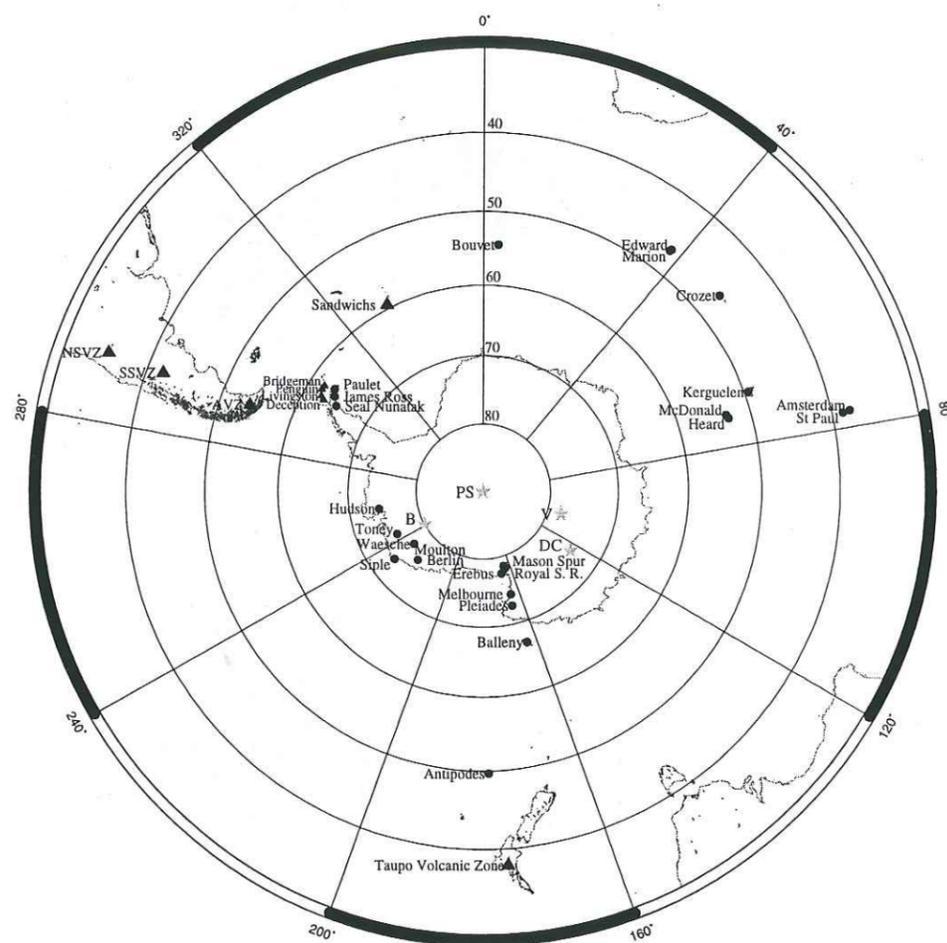


Figure 3-18 : Localisation des PSVs. Cercles : PSVs intraplaque ; petits triangles : PSVs de subduction (arc ou arrière arc) ; grand triangles : PSVPs de subduction (arc ou arrière arc) ; étoiles : sites de forages. B : Byrd ; PS : Pôle Sud ; DC : Dome C ; V : Vostok. (Echelle des distances : e.g. Vostok-Pôle Sud ~1400 km).

3.3.4 Contraintes géochimiques

Après avoir dégagé la liste des PSVs, il est nécessaire d'en dégager les principales caractéristiques géochimiques qui serviront de base pour la comparaison de leurs signatures avec les signatures des cendres.

Le degré de différenciation des magmas est un premier critère d'élimination de certains PSVs. Les basaltes sont le plus souvent mis en place sous forme de coulées qui n'injectent pas de pyroclastites dans la troposphère (ou uniquement dans la couche limite). De plus, les produits les moins différenciés qui ont été analysés à Vostok sont des basaltes andésitiques ($\text{SiO}_2 > 52\%$). Par conséquent, on peut à priori écarter les PSVs n'ayant émis que des basaltes (Penguin, Greenwich et Livingston Islands dans le Bransfield Strait, Seal Nunatak et Paulet Island en Péninsule, Antipodes Islands sur le plateau continental de Nouvelle Zélande).

D'autre part, les données géochimiques des PSVs ne sont pas toujours disponibles et il sera souvent fait appel aux données de la PSVP qui montrent en général des caractéristiques assez similaires. Les éléments choisis pour illustrer les enrichissements en LREE varient selon la disponibilité des données utilisées en référence. Nous n'utiliserons pas les HREE comme critère de discrimination du fait de la grande incertitude de nos mesures, même corrigées.

Enfin, on préférera comparer des rapports de concentration plutôt que des concentrations seules pour s'affranchir des erreurs dues à l'incertitude sur la pesée initiale avant dissolution (erreurs qui se répercutent sur la valeur de la concentration).

3.3.4.1 Les PSVPs intraplaque

Les seuls niveaux que nous ayons analysés en éléments traces ayant des caractéristiques de volcanisme intraplaque sont 1996 et 1981 m. Du fait de son rapport Zr/Nb élevé, le niveau 989 m, bien que présentant des teneurs élevées en TiO_2 caractéristiques des magmas intraplaques, sera abordé dans le paragraphe suivant (« 3.3.4.2 Les PSVs en zone de subduction et bassin arrière arc »). Seules les caractéristiques géochimiques des deux niveaux 1981 et 1996 m sont reportées sur les graphes des PSVs intraplaques.

3.3.4.1.1 A²¹. McMurdo volcanic group, Western Ross Embayement

²¹ La lettre majuscule en entête de chaque intitulé de province volcanique se rapporte à la zone correspondante délimitée sur la carte de la Figure 3-16 page 89, chacune de ces provinces étant répertoriées dans le Tableau 3-7.

Ce volcanisme continental intraplaque est caractérisé par des émissions alcalines à hyperalcalines. Les PSVs se répartissent dans deux provinces (Tableau 3-7) : la province de Melbourne (dans laquelle nous incluons les Balleny Islands), qui est dominée par des émissions de laves différenciées trachytiques et rhyolitiques. La province de l'Erebus, qui est caractérisée par des laves de composition fortement alcaline, allant des basanites aux phonolites (Kyle, 1989-c).

La Figure 3-19 montre des profils en REE pour plusieurs centres volcaniques de cette région (Rocholl et al., 1995). 1981 et 1996 m apparaissent plus enrichis que les profils de cette province.

La représentation de l'enrichissement en LREE en fonction de l'anomalie en Nb (Figure 3-20) montre que les volcans de la province du Nord de la Terre Victoria²² se distinguent des autres volcans intraplaque et semble bien correspondre à la signature de 1981 m.

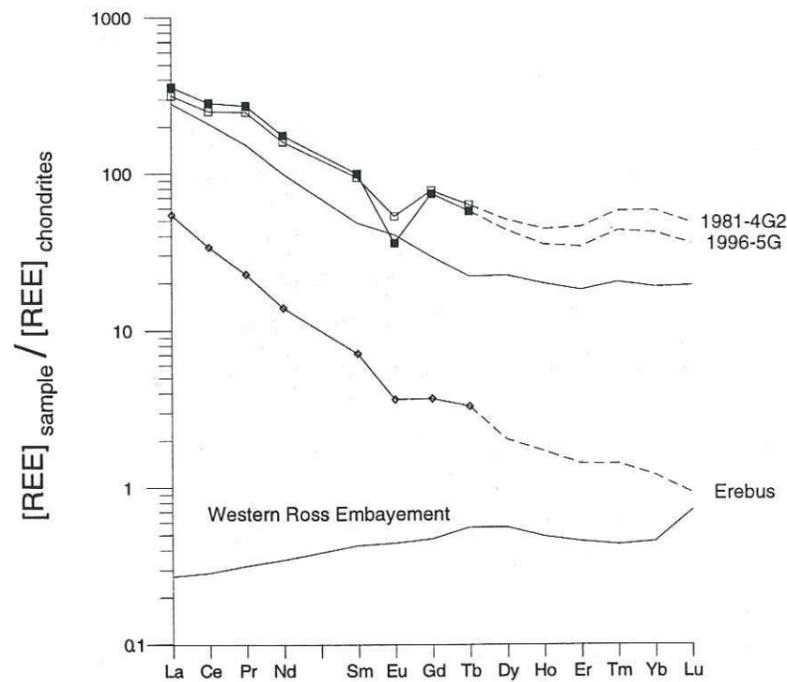


Figure 3-19 : Profils REE pour les laves du Western Ross Embayment et les niveaux 1981 et 1996 m. Zone grisée : limites des profils de Coulman Island (intra-rift), Malta Plateau, Navigator Nunatak et Local Suite (marge ouest du rift), Mandible Cirque (transitionnel). (Rocholl et al., 1995). Le profil de l'Erebus présenté a été mesuré avec les niveaux de cendres.

²² La Terre Victoria représente la partie de la chaîne Transantarctique bordant la mer de Ross, entre 80 et 70°S. La province de Halett (notée HP sur la carte de la Figure 3-17 page 90) est située à l'extrême Nord de la Terre Victoria.

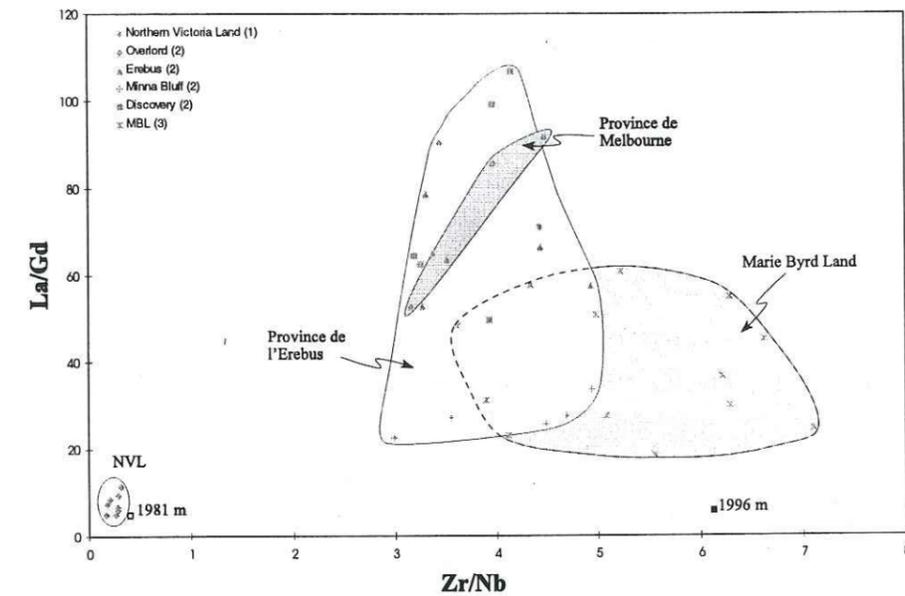


Figure 3-20 : La/Gd versus Zr/Nb pour les laves du Western Ross Embayment, de Marie Byrd Land et les niveaux 1981 et 1996 m. (1) Rocholl et al., 1995 ; (2) Kyle, 1989-b, 1989-c ; (3) LeMasurier et al., 1989. (On remarquera la différence des échelles avec la Figure 3-14 où l'échelle des abscisses va de 0 à 90 et celle des ordonnées de 0 à 6 en linéaire).

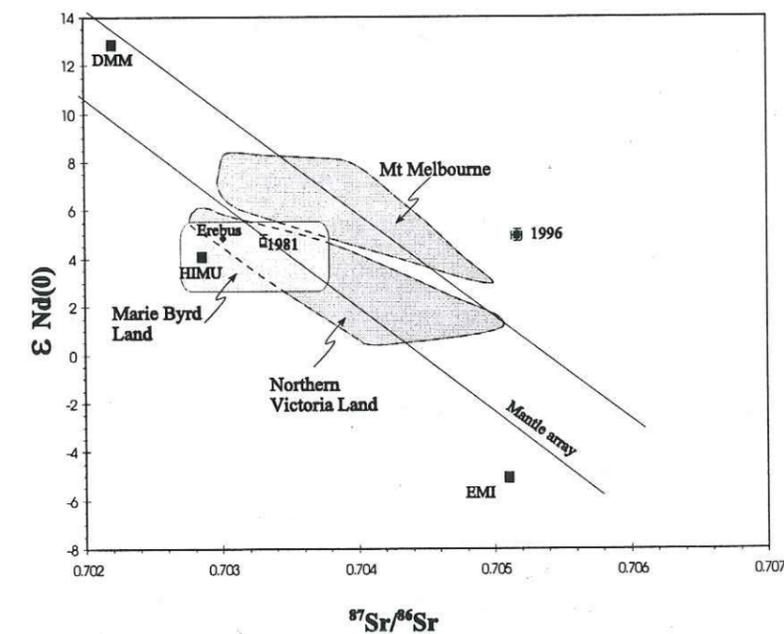


Figure 3-21 : Signature isotopique $\epsilon Nd(0)$ versus $^{87}Sr/^{86}Sr$ du Western Ross Embayment et de Marie Byrd Land. Partie Nord de la Terre Victoria (Rocholl et al., 1995) ; Mont Melbourne (Wörner et al., 1989) ; Marie Byrd Land (Kyle et al., 1994) ; Erebus (ce travail). Pour la définition des réservoirs, se reporter à la note 19 page 84.



Sur le graphe de la Figure 3-21 sont reportées les valeurs isotopiques Sr et Nd de la province du Western Ross Embayment, séparée en deux ensembles : les volcans situés dans la partie Nord de la Terre Victoria (NVL) et le Mont Melbourne. L'enveloppe des volcans de Marie Byrd Land (MBL) a été intégrée à ce schéma. La signature de 1981 m est similaire à celle de NVL et MBL (qui ont une source mantellique commune). La signature de 1996 m est, en revanche, beaucoup plus radiogénique en $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Cette valeur (0.705172) sera discutée dans le paragraphe suivant (3.3.4.1.2 B. Marie Byrd Land).

En conclusion, 1981 (basalte alcalin dit « Hawaïte ») et 1996 m (trachyte) n'ont pas le caractère hyperalcalin des volcans de la province de l'Erebus. Les volcans de la province de Melbourne ont une signature trop radiogénique en Sr pour être la source de 1981 m. Enfin, 1981 et 1996 m ont des profils en REE plus enrichis que les volcans de cette province. Ainsi, il semble peu probable qu'un des PSVs du Western Ross Embayment soit à l'origine de 1981 et 1996 m. Toutefois, certains volcans de Halett Province n'ont pas été datés et pourraient aussi entrer dans la catégorie des PSVs.

3.3.4.1.2 B. Marie Byrd Land

MBL (Zone B de la Figure 3-16 page 89) est caractérisée par un volcanisme continental intraplaque alcalin dont 6 édifices sont des PSVs (Tableau 3-7 et Figure 3-18). Dans toute la province, les termes basiques et acides sont fortement représentés par rapports aux termes intermédiaires (LeMasurier et al., 1989).

Les profils en REE (Figure 3-22) et le graphe de la Figure 3-20 illustrent ces caractéristiques de volcanisme intraplaque et montrent une assez bonne adéquation avec les niveaux 1981 et 1996 m. En ce qui concerne l'anomalie négative en Eu, Lemasurier et al. (1976) ont montré qu'elle est souvent marquée dans les laves acides (cas de 1996 m), mais pas dans les laves de compositions intermédiaires (alors qu'elle est présente pour 1981 m). De plus, le rapport Zr/Nb pour 1981 m ne semble pas correspondre aux valeurs de MBL.

La Figure 3-21, (ϵ Nd (0) versus $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) montre que la source mantellique des magmas de MBL a une signature isotopique caractéristique HIMU (Kyle et al., 1994). Pourtant, pour certaines trachytes évoluées, les rapports isotopiques mesurés montrent une contamination crustale. Par exemple, au Mt Sidley, les mesures réalisées sur la plupart des échantillons (Panters et al., 1994) indiquent que $0.70283 < ^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i < 0.70315$ sauf pour les trachytes évoluées où $0.70363 < ^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i < 0.70422$. Kyle et al. (1994) ont aussi observé cette contamination par du matériel crustal pour d'autres volcans de MBL. Bien qu'aucun de ces auteurs ne mentionne une valeur de 0.70517 (valeur de 1996

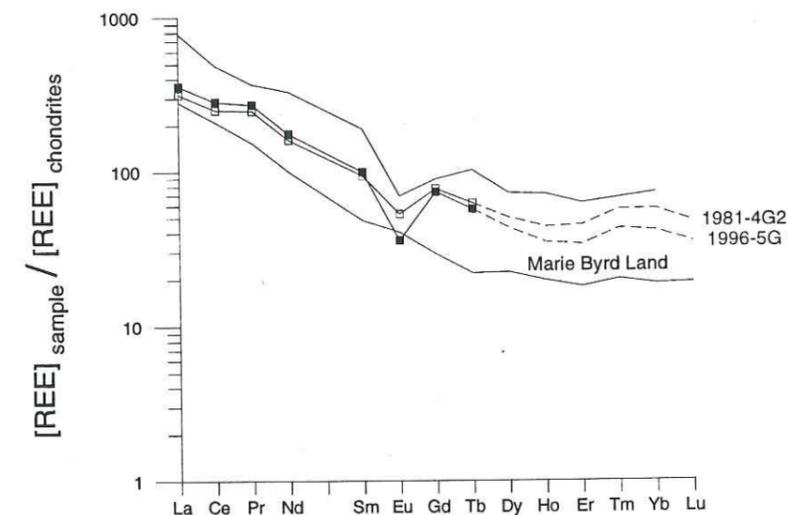


Figure 3-22 : Profils REE pour les laves de MBL et les niveaux 1981 et 1996 m. La zone grisée représente les extremums des profils de Lemasurier et al., 1976.

m), on peut supposer que cette valeur très radiogénique puisse être due à une contamination du magma par de la croûte supérieure. 1981 m, en revanche, a une signature isotopique identique aux laves de MBL.

Les Mont Hudson (au Nord Est de MBL) auraient des compositions analogues aux produits de MBL mais avec une faible contribution d'un paléo-composant de zone de subduction (augmentation des rapports LILE/HFSE et $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$), (Hole et al., 1991 ; Rowley et al., 1989). Cette variation de composition (augmentation de Zr/Nb par rapport à MBL) ne semble cependant pas correspondre aux signatures des niveaux intraplaque 1981 et 1996 m.

En conclusion, il semble que la PSVP de MBL pourrait être la source pour 1996 m. Pour 1981 m, le rapport Zr/Nb ne correspond pas aux rapports des PSVs de MBL et aucun PSV de MBL n'a émis de produits à caractère tholéiitique.

3.3.4.1.3 F. Iles intra-océaniques de la plaque Antarctique

Les autres PSVs intraplaque sont les OIB de l'est de la plaque Antarctique (Zone F de la Figure 3-16 page 89) qui sont tous susceptibles d'avoir eu une activité Pléistocène et Holocène (Tableau 3-7). Leurs produits sont composés de laves des séries tholéiitiques transitionnelles et alcalines qui vont des basaltes jusqu'à des termes très différenciés rhyolitiques et phonolitiques. Ce type de volcanisme est lui aussi caractérisé par des profils en REE très enrichis en LREE (OIB ou P-MORB) (Wilson, 1989).

En ce qui concerne les rapports isotopiques, cette région connaît une particularité : les zones sud des océans Indien et Atlantique sont caractérisées par des signatures

isotopiques enrichies en Pb et Sr (Dupré et Allègre, 1983). Cette anomalie, connue sous le nom d'anomalie Dupal (et dont les causes ont été largement discutées), divise ces volcans en deux groupes géochimiquement distincts. Des rapports isotopiques en Sr élevés ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} > 0,704$) caractérisent les volcans de l'anomalie DUPAL (Hart, 1984) dont les îles Kerguelen et Heard sont représentées sur la Figure 3-23. Ce graphique montre que les sources caractérisées par l'anomalie DUPAL ne peuvent correspondre à aucun des niveaux de cendres dont nous avons mesuré les teneurs isotopiques.

Les volcans de la zone étudiée ne présentant pas l'anomalie DUPAL (Hart, 1984), sont les îles Marion, Prince Edward et Bouvet qui ont des signatures $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ et $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ comparables celle de 1981 m. Pour 1996 m, l'explication par une contamination de la chambre magmatique par du matériel crustal (hypothèse émise pour les PSVs de MBL) est plus difficilement envisageable ici puisque l'on se trouve en domaine océanique.

Enfin, les rapports Zr/Nb des îles Marion, Prince Edward et Bouvet sont compris entre 6 et 18 alors que pour 1981m, Zr/Nb < 1.

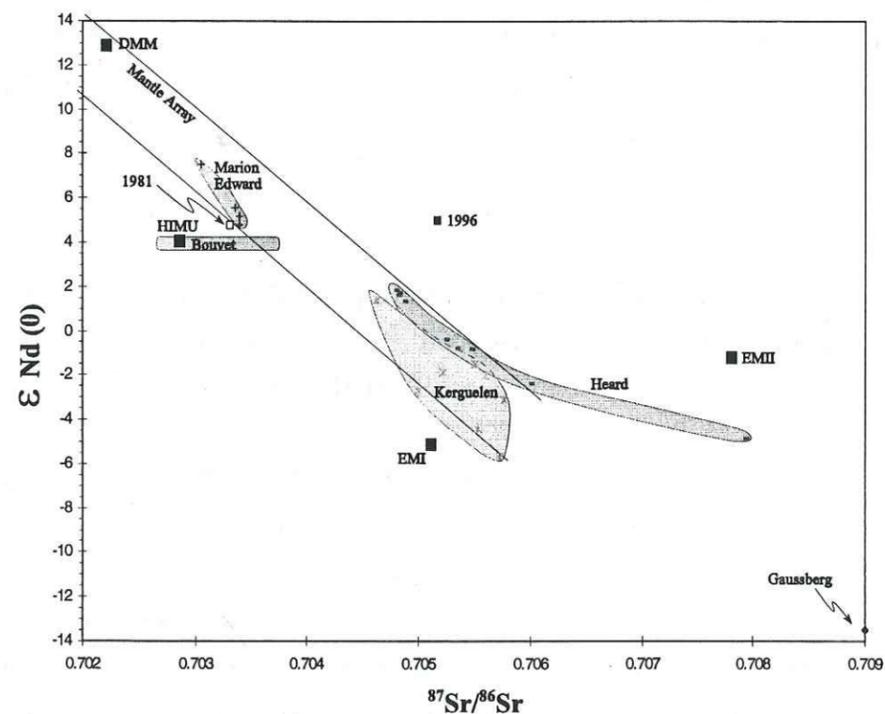


Figure 3-23 : $\epsilon \text{Nd}(0)$ versus $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de quelques îles de la plaque est Antarctique et des niveaux 1981 et 1996 m. Îles Kerguelen (Dosso et Muthy, 1980), îles Heard (Barling et Goldstein, 1990), îles Bouvet (voir références dans Verwoerd et al., 1989), îles Marion et Edward (Hart, 1988).

En conclusion, il semble donc que les îles intra-océaniques soient les seules PSVs intraplaques susceptibles en théorie d'avoir émis du matériel tholéiitique. Pourtant, parmi les laves analysées de Marion, Prince Edward et Bouvet (synthèse Verwoerd et al., 1989), aucune ne présente de caractère tholéiitique pouvant correspondre aux signatures du niveau 1981 m.

3.3.4.1.4 Conclusion des sources en domaine intraplaque

Nous avons montré que 1996 m provient vraisemblablement d'un PSV de la province de MBL.

Pour 1981 m, le problème n'est pas résolu puisqu'aucun des PSVs intraplaque recensé ne semble correspondre à ses caractéristiques géochimiques (tholéiite à caractère intraplaque). La province qui pourrait correspondre le mieux à ce chimisme pourrait être la province située au nord de Victoria Land, (Hallet Province), qui a émis des basaltes et des produits peu différenciés et où certains centres éruptifs (Daniell Peninsula, Possession Islands) n'ont pas été datés.

Nous remarquons a posteriori qu'aucun des PSVs intraplaque étudié ne présente des caractéristiques d'anomalie en Niobium pouvant correspondre au niveau 989m ($\text{Zr}/\text{Nb} \sim 30$), alors que ce niveau est simultanément marqué par des fortes teneurs en Ti.

3.3.4.2 Les PSVs en zone de subduction et bassin arrière arc

Les niveaux qui ont été analysés en éléments traces et qui présentent les caractéristiques d'un magmatisme de zone de subduction sont

- les niveaux tholéiitiques 104, 1992, 1997, 2169, 2231, 2254, 2260 et 2502 m (ayant probablement une source commune), niveaux dits « LREE appauvris »,
- 547 m, qui, malgré l'absence d'analyse en élément comme le Zr ou le Nb, semblent avoir les mêmes caractéristiques que les niveaux « LREE appauvris »,
- 989 (qui a toutefois des caractéristiques intraplaque) et 2587 m qui montrent tous deux des caractéristiques plus ou moins similaires.

3.3.4.2.1 E. South Sandwich Islands

Les îles Sandwichs du Sud (SSI) (Zone E de la Figure 3-16 page 89) représentent le domaine de subduction actif le plus proche de l'Antarctique où 13 îles forment un arc intra-océanique jeune (< 3 Ma). Ces volcans suivent trois séries pétrographiques distinctes (Pearce et al., 1995) : une série tholéiitique pauvre en K (Zavodovski, Candlemas, Vindication, Montagu et Bristol), une série tholéiitique (Visokoi, Saunders et Bellinghausen) et une série calco-alcaline d'arc océanique (Leskov, Freezland et une partie de Cook et Thule) (Figure 3-24).

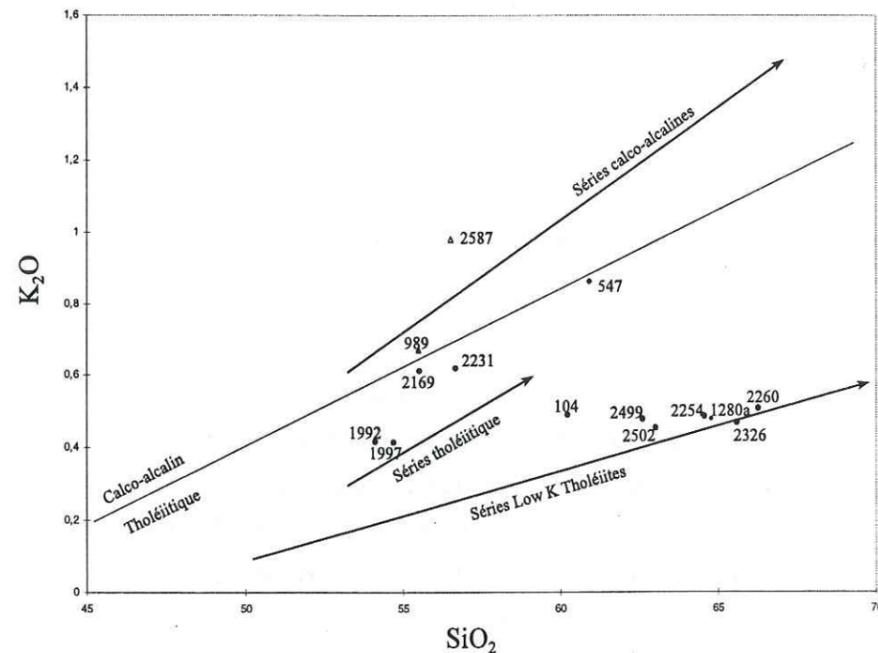


Figure 3-24 : K_2O versus SiO_2 pour les niveaux 104, 1992, 1997, 2169, 2231, 2254, 2260 et 2502 m, 989 et 2587 m et 547 m. Les flèches montrent les séries définies par Pearce et al., 1995 pour les roches volcaniques des SSI (Cf. texte pour l'appartenance des volcans aux différentes séries). Les autres niveaux de la série à LK tholéiites non analysés en éléments traces ont été reportés (1280 a, 2326, 2499).

Les SSI sont les seuls PSVs ayant émis des laves appartenant à la série LK tholéiite. (Lemasurier, 1989-a). 1280a, 2260, 2326, 2254, 2499 et 2502 m ont donc nécessairement été émis par au moins un volcan des SSI (Zavodovski, Candlemas, Vindication, Montagu ou Bristol). Du fait de la similarité des signatures (« LREE appauvris », Figure 3-12, Figure 3-13, Figure 3-14, Figure 3-15), les niveaux 104, 1992, 1997, 2169 et 2231 m ont aussi probablement une source dans les SSI.

Cette origine commune dans les SSI est confirmée pour les niveaux analysés en éléments traces par les signatures isotopiques en Sr et Nd : la Figure 3-25 montre que les SSI ont une signature particulièrement élevée en $^{143}Nd/^{144}Nd$ et basse en $^{87}Sr/^{86}Sr$ comparée à l'ensemble des signature des PSVPs²³. Cependant, parmi les niveaux « LREE appauvris », certains ont des valeurs de $^{87}Sr/^{86}Sr$ plus radiogéniques (comme 104 m). Nous essaierons de tester différentes hypothèses pour expliquer cette dérive dans le

²³ On remarquera que cette signature est aussi enrichie en $^{143}Nd/^{144}Nd$ et appauvrie en $^{87}Sr/^{86}Sr$ par rapport à d'autres îles d'arcs océaniques présentant un contexte tectonique similaire (comme ceux de Banda ou de Samoa).

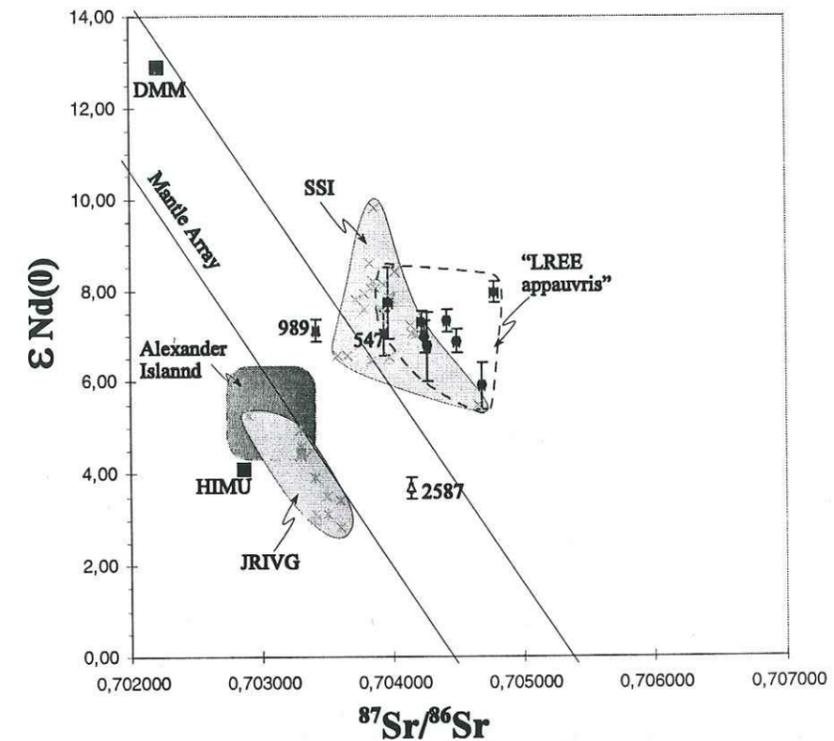


Figure 3-25 : $\epsilon Nd(0)$ versus $^{87}Sr/^{86}Sr$ pour les SSI (Pearce et al., 1995), Alexander Island (Hole et al., 1991), James Ross Island Volcanic Group (Hole et al., 1995) et pour les niveaux 104, 1992, 1997, 2169, 2231, 2254, 2260 et 2502 m (« LREE appauvris »), 547, 989 et 2587 m.

paragraphe « 3.3.5 Comment expliquer les signatures isotopiques des cendres provenant des SSI ? ».

Les profils en REE semblent confirmer la bonne adéquation entre les signatures des SSI et les signatures en LREE des niveaux « LREE appauvris » (Figure 3-26).

Le niveau 547 m correspond aussi à la chimie des SSI : appartenance à la série tholéiitique, valeurs isotopiques Sr et Nd similaires (Figure 3-25), profils en REE montrant des enrichissements semblables aux SSI pour les LREE comme pour les HREE (ce qui n'était pas le cas pour les HREE des niveaux « LREE appauvris »). Cette observation nous a permis de calculer une correction pour les HREE des niveaux mesurés en février 1995. C'est la correction qui a été proposée au paragraphe « 3.2.4.2.2.1 Les éléments traces : intérêt de leur étude, page 77 » et qui est présentée en pointillés sur tous les profils de Terres Rares.

Enfin, la Figure 3-27 montre elle aussi une origine SSI pour les niveaux « LREE appauvris », mais une origine différente pour 989 et 2587 m. Cette différence pour ces deux niveaux est aussi bien marquée sur les profils en REE (989 et 2587 m plus enrichis que les SSI) et sur les compositions isotopiques (989 et 2587 m moins radiogéniques).

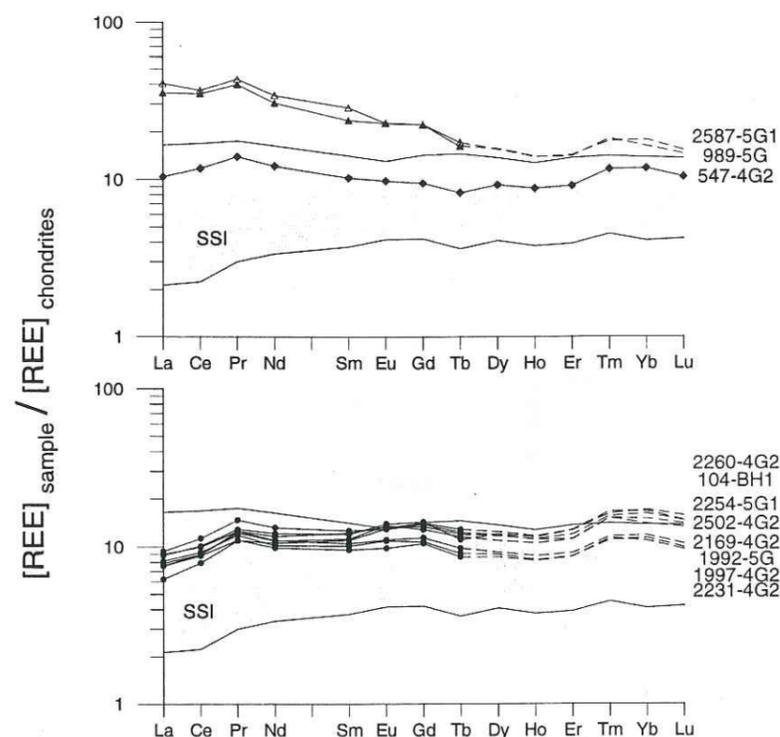


Figure 3-26 : Profils en REE pour les SSI (Pearce et al., 1995), et pour les niveaux 104, 1992, 1997, 2169, 2231, 2254, 2260 et 2502 m (« LREE appauvris »), 547, 989 et 2587 m.

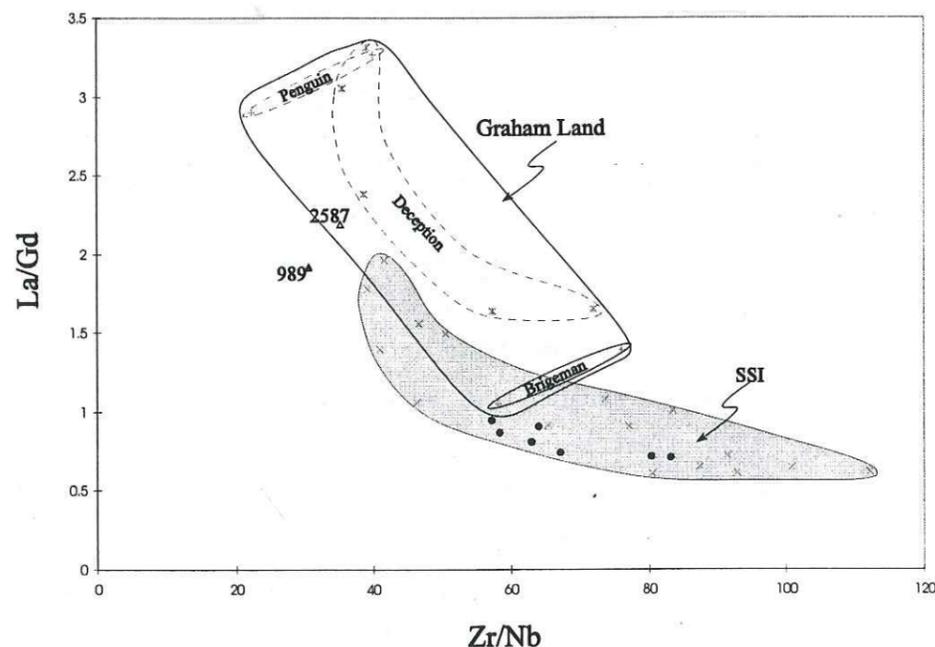


Figure 3-27 : La/Gd versus Zr/Nb pour les SSI et les PSVs de la Péninsule Antarctique, les niveaux 989 et 2587 m et les niveaux « LREE appauvris » (cercles noirs). (547 m n'est pas représenté)

3.3.4.2.2 D. Graham Land

Dans la PSVP de Graham Land (Zone D de la Figure 3-16 page 89) coexistent différents environnements tectoniques (Tableau 3-7). De l'ouest à l'est on rencontre une subduction, un bassin marginal (le Bransfield Strait), et un contexte intraplaque (JRIVG). Cependant, la subduction s'est arrêtée il y a environ 4 Ma (Tokarski, 1991) ce qui permet d'éliminer les PSVs calco-alcalin de cette région. Le volcanisme intraplaque est actif mais n'a émis que des termes basaltiques²⁴ (c'est pourquoi ces PSVs n'ont pas été insérés dans le paragraphe PSVs intraplaques). Ainsi, nous ne considérerons ici que les PSVs du Bransfield Strait. Ils sont issus de l'ouverture d'un bassin marginal assymétrique (croûte « quasi-océanique ») qui sépare les South Shetland Island (issues de la paléo-subduction) de la péninsule (volcanisme intraplaque). Les magmas des PSVs du Bransfield Strait ont donc des caractères transitionnels (compositions variables entre arc, MORB et intraplaque).

Penguin, Greenwich et Livingston Islands n'ont émis que des basaltes récents. L'absence de produits différenciés nous permet d'éliminer aussi ces PSVs comme source des niveaux 989 et 2587 m.

Deception Island est composée de séries basalto-dacitiques (voire jusqu'aux rhyolites) qui ont des teneurs en Na_2O très élevées (dans les termes basaltiques, $\text{Na}_2\text{O} > 4\%$), des teneurs en K assez basses (comparables aux basaltes d'arcs océaniques), des rapports $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ compris entre 4 et 10 et des teneurs en TiO_2 allant jusqu'à 2,4%. 989 m a ces caractéristiques ($\text{Na}_2\text{O} = 4.8\%$, $\text{K}_2\text{O} = 0.67\%$, $\text{TiO}_2 = 2.45\%$) alors que 2587 m est moins riche en Na et en TiO_2 mais plus riche en K ($\text{Na}_2\text{O} = 3.8\%$, $\text{K}_2\text{O} = 1\%$, $\text{TiO}_2 = 1.4\%$).

Faute de disposer de signatures isotopiques en Nd pour ces PSVs, nous avons reporté sur la Figure 3-25 les signatures de 2 provinces de la Péninsule Antarctique (James Ross Island Volcanic Group et Alexander Island, intraplaques) pour illustrer la signature mantellique globale des volcans de la péninsule Antarctique. A partir de cette source, une contribution de matériel issu de la paléo-subduction est susceptible de faire déplacer les signatures vers le Mantle Array. Cette observation se confirme sur le graphe de la Figure 3-28 où le rapport La/Sm ²⁵ est représenté en fonction de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. A

²⁴ Le forage prévu sur James Ross Island au cours de la saison 1997-1998 pourra peut être permettre d'avoir un échantillonnage à l'échelle très locale du volcanisme sursteyen de JRIVG et de Seal Nunatak.

²⁵ Comme La/Gd, La/Sm représente l'enrichissement en LREE. Il a été choisi ici du fait de l'absence de données en Gd pour les PSVs d'Amérique du Sud.

nouveau, 989 m semble avoir les caractères géochimiques de Deception Island, alors que 2587 m s'approcherait plus des caractéristiques des PSVs de l'Amérique du Sud.

3.3.4.2.3 Nouvelle Zélande et Amérique du Sud

Les PSVs de Nouvelle Zélande sont caractérisés par des émissions à caractère très acide (rhyolites, $\text{SiO}_2 > 70\%$) (Ewart et Stipp, 1968 ; Simkin et Siebert, 1994). Les études de carottes marines réalisées dans cette région (Frogatt, 1983 ; Shane et al., 1996) ont effectivement montré l'occurrence de très nombreux niveaux rhyolitiques au cours du Pleistocène. Cependant, aucun des niveaux de Vostok ne présente un tel degré de différenciation. La Nouvelle Zélande ne semble donc pas être une PSVP pour les niveaux de cendres déposés à Vostok.

Les PSVs de l'Amérique du Sud, au sud du 34ème parallèle, se répartissent en trois ensembles distincts (Tableau 3-7). La province la plus centrale (SSVZ, Southern part of Southern Volcanic Zone, 36-48°S) est caractérisée par un volcanisme en contexte extensif arrière arc. Les provinces au nord et au sud (NSVZ, Northern part of Southern Volcanic Zone, 34-46°S, et AVZ, Austral Volcanic Zone, 51-56°S) sont elles caractérisées par un volcanisme calco-alcalin d'arc de marge active. On retrouve finalement, de façon symétrique par rapport au passage de Drake, le même schéma tectonique qu'en Péninsule, mais avec une subduction encore active aujourd'hui. Cette similarité rend difficile la discrimination géochimique entre les PSVPs de ces régions.

Les profils en REE (Figure 3-29) montrent que NSVZ et AVZ sont plus enrichis en LREE par rapport aux HREE que SSVZ. Les profils de 989 et 2587 m semblent plutôt correspondre aux profils de SSVZ.

Les compositions $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ et $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ illustrées sur la Figure 3-30 montrent que les volcans situés les plus au nord ont des caractéristiques plus radiogéniques montrant une plus grande contribution de la croûte continentale. Cette observation exclut les PSVs de NSVZ comme source pour 989 et 2587 m. En revanche, SSVZ et AVZ²⁶ ont des compositions isotopiques pouvant correspondre à 989 et 2587 m.

Les teneurs plus élevées en LILE mobiles dans la phase aqueuse (Figure 3-13) pour 2587 m par rapport à 989 m vont aussi dans le sens d'une contribution plus importante de la plaque plongeante pour 2587 m par rapport à 989 m.

²⁶ AVZ ? : Futa et Stern (1988) donnent pour le volcan Cook Island une composition proche des MORB qui s'explique par sa position géographique très proche des marges transformantes des plaques Amérique du Sud, Scotia et Antarctique.

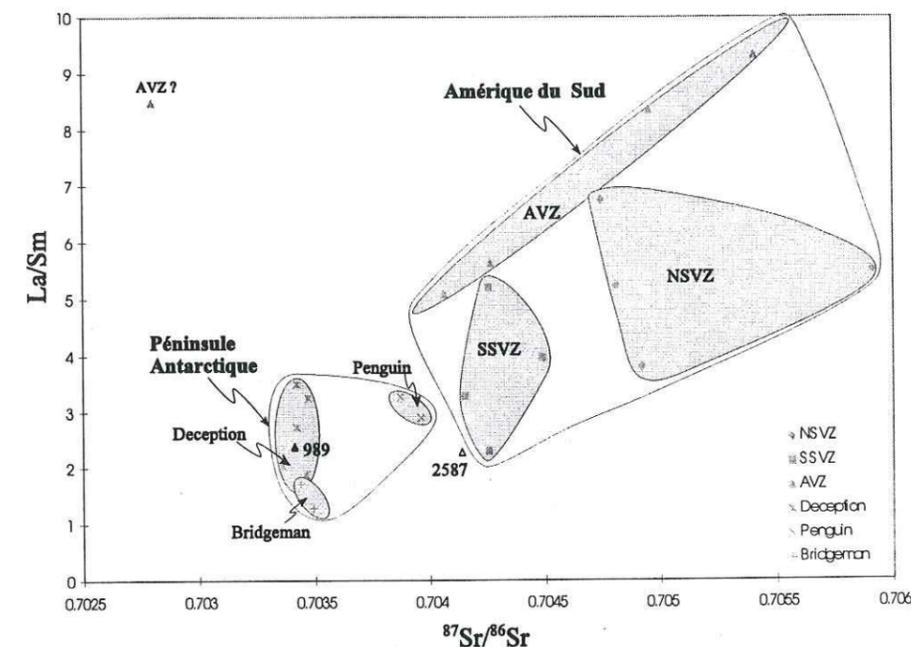


Figure 3-28 : La/Sm versus $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ pour les PSVs de la péninsule Antarctique et de l'Amérique du Sud. (Amérique du Sud, Futa et Stern, 1988 ; Péninsule Antarctique, Weaver et al., 1979). Le point noté AVZ ? a été reporté mais il est isolé de la tendance définie par les autres volcans de la SVZ¹⁷.

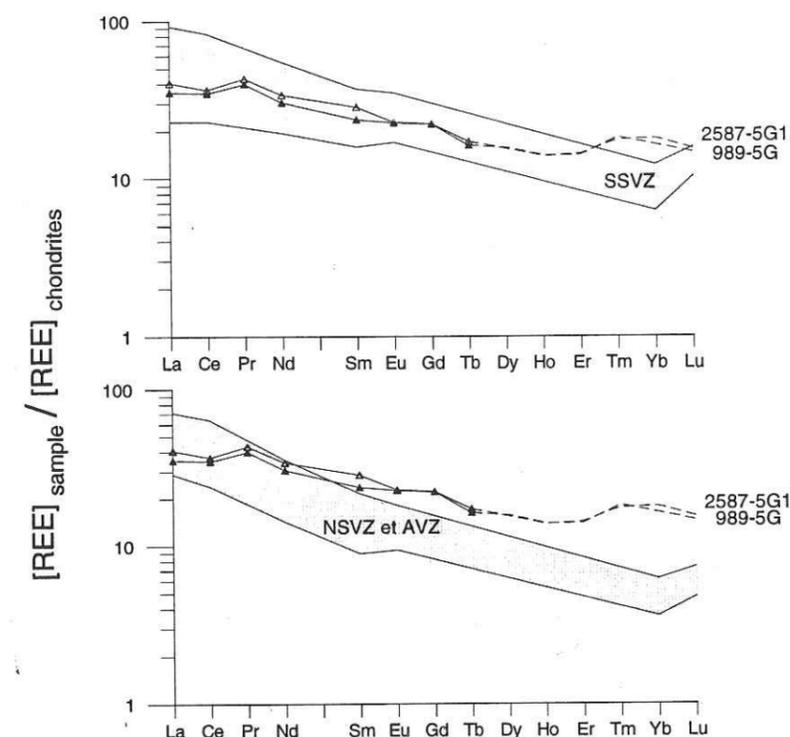


Figure 3-29 : Profils en REE pour les PSVPs d'Amérique du Sud et pour les niveaux 989 et 2587 m. Cf. texte pour la signification des abréviations. (données, Futa et Stern, 1988).

En conclusion, si l'on considère pour 989 m les contraintes géochimiques fournies par les rapports La/Sm et $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (Figure 3-28)²⁷, ce niveau a des caractéristiques plus proches des PSVs de la Péninsule. Au contraire, 2587 m semblerait plutôt avoir une origine en Amérique du Sud, dans la province SSVZ.

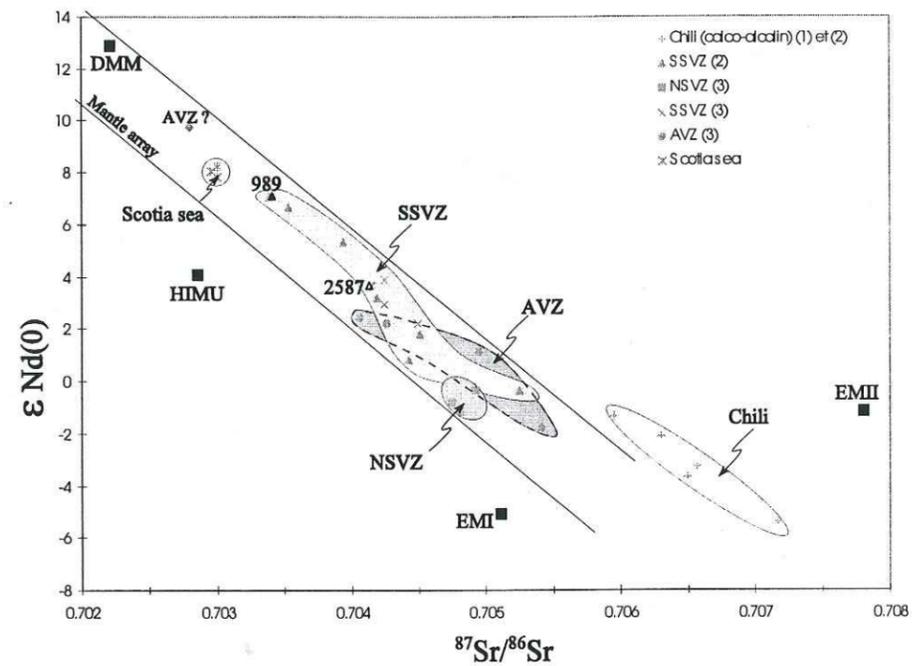


Figure 3-30 : $\epsilon \text{Nd}(0)$ versus $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ pour les PSVPs d'Amérique du Sud, de centres éruptifs plus au nord (Chili) et pour les niveaux 989 et 2587 m. (1) Francis et al., 1977 ; (2) Hawkesworth et al., 1979 ; (3) Futa et Stern, 1988. Scotia Sea : Hawkesworth et al., 1977.

3.3.4.2.4 Conclusion des sources en zone de subduction et bassin arrière arc

Nous avons montré dans ce chapitre que les niveaux 104, 547, 1992, 1997, 2169, 2231, 2254, 2260 et 2502 m proviennent de l'arc océanique des South Sandwich Islands. 1280a, 2326 et 2499 m, non analysés en traces, proviennent vraisemblablement aussi des SSI. Pour les niveaux 989 et 2587 m, une source dans les SSI est exclue. 989 m semble provenir du Bransfield Strait (Deception ou Bridgeman Island), et 2587 m du Plateau Patagonien (SSVZ), en Amérique du Sud (36-48°S).

²⁷ Les points SSVZ de Hawkesworth et al. (1979) n'ont pas été reportés car le La n'a pas été mesuré.

3.3.4.3 Conclusion de l'identification des sources

A partir de l'inventaire des PSVs, nous avons pu déterminer par analogie des signatures géochimiques, 4 sources volcaniques principales : Marie Byrd Land, les SSI, le Bransfield Strait et l'Amérique du Sud. La synthèse des différentes sources que nous avons identifiées est reportée sur la carte de la Figure 3-31.

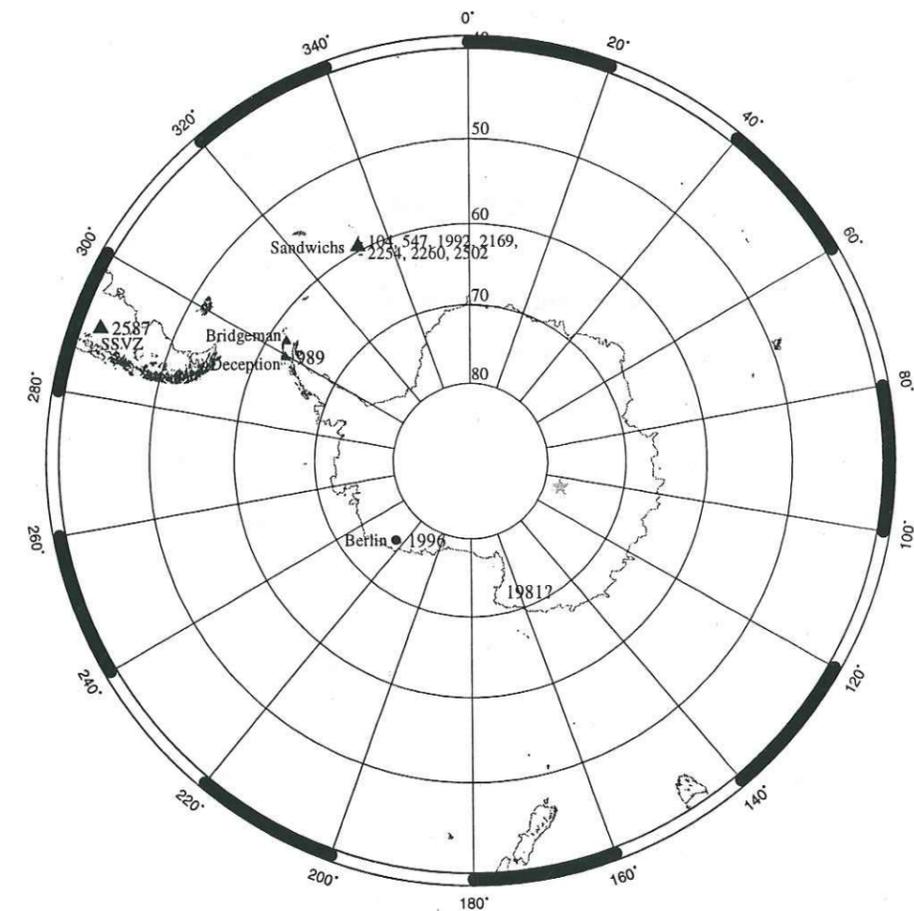


Figure 3-31 : Localisation des volcans ou des provinces volcaniques sources pour les couches de cendres. Cercles : PSVs intraplaque, petits triangles PSVs de subduction (arc ou arrière arc) ; grand triangles : PSVs de subduction (arc ou arrière arc) ; étoile : site de forage. (1992 et 2499 ne sont pas reportés car équivalents respectifs de 1997 et 2502 dans l'autre forage : cf paragraphe 3.4.1.1.2). Le Mt Berlin a été reporté car il semble être le volcan source de 1996 m dans MBL (cf. 3.4.2.2 « Vostok 1996 m = Mt Berlin 141 ka ? »)

3.3.5 Comment expliquer les signatures isotopiques des cendres provenant des SSI ?

Avant d'aborder la discussion des sources comme traceur stratigraphique et comme traceurs de circulations atmosphériques, il semble intéressant de faire une parenthèse pour essayer de comprendre les dérives vers des compositions plus radiogéniques que les compositions isotopiques des sources, dérives observées pour le niveau 1996 m et pour certains des niveaux de cendres provenant des SSI.

Pour 1996 m, nous avons vu au paragraphe « 3.3.4.1.2 B. Marie Byrd Land » qu'il est possible d'envisager une contamination crustale qui pourrait expliquer en partie cette valeur élevée en Sr de 0.70517. Nous allons donc plutôt baser le raisonnement sur les signatures des SSI.

L'observation du graphe Figure 3-32 montre la dérive systématique de la composition isotopique des cendres vers des valeurs plus radiogéniques que les valeurs SSI mesurées à la source. Si l'on prend en compte les barres d'erreur, il est surtout marqué pour $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$.

Ce déplacement vers des valeurs plus radiogéniques peut être soit :

- antérieur à l'éruption : les coulées de laves échantillonnées sur les volcans n'auraient pas initialement la même teneur isotopique que les pyroclastites,
- postérieur à l'éruption : différentes hypothèses de phénomènes post-éruptifs sont

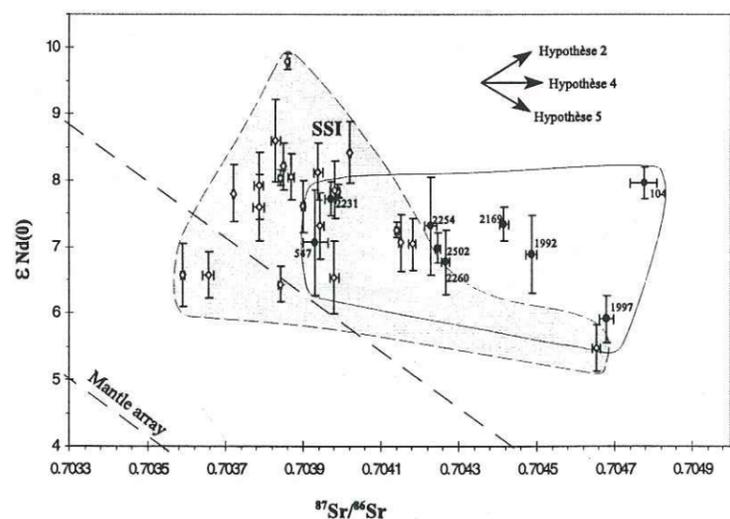


Figure 3-32 : comparaison des signature isotopique $\epsilon \text{Nd}(0)$ versus $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ entre les SSI (Pearce et al., 1995) et les cendres provenant des SSI. Les flèches indiquent la direction de la dérive entraînée (lorsqu'il peut être proposé à priori) selon les différentes hypothèses discutées dans le texte.

proposées. Leur vraisemblance est testée, lorsque cela est possible, avec des calculs. L'exemple pris pour les calculs est le niveau à 104 m (Holocène, 3500 ans) puisqu'il donne la dérive la plus accentuée.

3.3.5.1 Hypothèse 1 : un biais analytique

L'hypothèse de l'éventualité de biais analytiques par le spectromètre ou par une contamination sont les premières questions à se poser.

Le spectromètre : la mesure du standard NBS987 a donné la valeur de 0.710220 +/- 9.10⁻⁶. La valeur recommandée étant comprise entre 0.71023 et 0.71027, l'hypothèse de dérive du spectromètre peut être tout de suite écartée.

La contamination : il n'a malheureusement pas été mesuré de blanc au cours de cette série d'échantillon. Cependant, les séries antérieures et postérieures ayant suivi les mêmes procédures d'attaque et de séparation sur les colonnes n'ont pas montré de contamination particulière. Cette hypothèse de contamination au cours de la phase de préparation des échantillons (chimie), bien que peu probable, ne peut cependant être exclue.

On remarquera de plus que les niveaux 1992 et 1997 m, qui représentent la même couche de cendres ont des signatures en $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ légèrement différentes (pour $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, la différence est plus proche des barres d'erreur). Les deux mesures n'ont pas été réalisées le même jour.

En conclusion, l'hypothèse de la présence de biais analytiques ne peut être écartée, quoique celui-ci serait vraiment important pour le niveau à 104 m. Essayons cependant d'expliquer cette dérive par des processus naturels.

3.3.5.2 Hypothèse 2, phénomène anté-éruptif : présence dans le dépôt de fragments lithiques anciens plus radiogéniques

L'activité des SSI est datée à environ 8 Ma. Dans les produits les plus anciens des volcans (à la base du volcan), la désintégration du ^{87}Rb et du ^{147}Sm au cours des 8 Ma donnera une signature en Sr et Nd plus radiogénique que la signature mantellique initiale. Cette différence entre les rapports isotopiques à 8 Ma et les rapports isotopiques initiaux sera d'autant plus marquée que la concentration en Rb et Sm est élevée. L'hypothèse est donc que les fragments lithiques (qui sont issus d'éruptions antérieures) sont plus radiogéniques que les esquilles vitreuses. Nous mesurerions alors un mélange fragments lithiques + verres juvéniles qui entraînerait cette dérive.

Pour vérifier la validité de cette hypothèse, il suffit de calculer ce que serait les valeurs des rapports isotopiques initiaux dans le cas extrême où nous ayons 100% de lithiques (la dérive serait alors maximale) :

$$\left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}}\right)_{mes} = \left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}}\right)_{initial} + \left(\frac{^{87}\text{Rb}}{^{86}\text{Sr}}\right)_{mes} (e^{\lambda t} - 1) \quad [11]^{28}$$

En prenant les valeurs mesurées pour 104 m (Tableau 3-5 et annexe II) :

$$\left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}}\right)_{mes} = 0.704776 \pm 0.000035$$

$$\left(\frac{^{87}\text{Rb}}{^{86}\text{Sr}}\right) = 0.1606$$

avec $t = 8 \cdot 10^6$ ans, on obtient

$$\left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}}\right)_{initial}^{hyp8Ma} = 0.704767$$

Cette valeur est dans les marges d'erreur de notre mesure et n'explique pas la dérive en Sr observé. Cette hypothèse de contribution de matériel volcanique plus ancien et plus radiogénique n'est pas envisageable.

3.3.5.3 Hypothèse 3, phénomène post-éruptif: fractionnement granulométrique

Il est tentant d'imaginer qu'un tri des particules soit effectué au cours du transport, séparant les particules les plus denses, (les plus riches en minéraux microlithiques) des particules les moins denses (verre sans microlithes). Ce « tri minéralogique » pourrait entraîner un « tri » des rapports Rb/Sr, et par voie de conséquence des rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Cependant, ce matériel datant de moins de 500 000 ans, le calcul effectué ci dessus pour des fragments lithiques à 8 Ma est encore plus vérifié pour $t < 500\ 000$ ans. On a donc

$$\left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}}\right)_{verre}^{t < 500ka} \approx \left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}}\right)_{lithique}^{t < 500ka} \approx \left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}}\right)_{initial}^{t < 500ka}$$

C'est à dire que, quelque soit leur concentration en Rb, toutes les phases issues du même magma initial et émises simultanément ont encore toutes le même rapport isotopique (ce qui explique que la méthode de datation Rb/Sr ne soit pas adaptée pour du

²⁸ Les numéros d'équations renvoient à l'annexe où elle sont développées.

matériel jeune). Ainsi, même si un tel « tri » gravitationnel existe, il ne peut être mis en évidence par les isotopes du Sr et du Nd.

3.3.5.4 Hypothèse 4, phénomène post-éruptif: Particules volcaniques = surfaces d'adsorption pour aérosols marins

Une autre hypothèse est de faire intervenir une contribution en Sr d'origine marine qui a un rapport isotopique $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7091$ et une concentration en Sr de 8 ppm (la contribution en Nd serait négligeable puisque $\text{Nd} = 3 \cdot 10^{-6}$ ppm dans l'eau de mer).

En effet, les éruptions dans les îles océaniques peuvent provoquer une importante mise en suspension d'embruns marins, soit au travers des ondes de choc, soit au moment des échanges thermiques entre magma et eau de mer, soit encore si il s'agit d'une éruption sub-sous marine. L'hypothèse est donc que des embruns d'eau de mer soient adsorbés sur les particules volcaniques. Une fois dans la troposphère, la température est inférieure au point de fusion et la particule gardera cette pellicule d'eau de mer gelée jusqu'au moment du dépôt, puisque les températures vont diminuer au cours du transport jusqu'à Vostok.

Pour vérifier cette hypothèse, considérons un mélange entre deux pôles « SSI » d'une part et « marin » d'autre part.

Il faut d'abord estimer la quantité d'eau de mer nécessaire pour obtenir un mélange entre les deux end-members « SSI » et « marin » ayant la composition $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de 104 m.

Posons que les proportions pondérales de SSI (P_{SSI}) et de marin (P_{marin}) soient estimées dans le mélange par le paramètre f tel que

$$f = \frac{P_{SSI}}{P_{SSI} + P_{marin}} \quad [13]$$

la concentration en Sr du mélange ($Sr_{mélange}$) est

$$Sr_{mélange} = Sr_{SSI} f + Sr_{marin} (1 - f) \quad [14]$$

à ce stade, le calcul de f n'est pas possible puisque la valeur $Sr_{mélange}$ n'est pas connue. (La concentration dont nous disposons a été calculée (procédure de calculs des concentrations à partir des mesures ICP-MS) en ne considérant que la masse des cendres évaporées à sec).

$Sr_{mélange}$ peut être calculée en utilisant les valeurs isotopiques du mélange et des deux end-members.

$$\left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}}\right)_{mélange} = \left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}}\right)_{SSI} \frac{Sr_{SSI}}{Sr_{mélange}} f + \left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}}\right)_{marin} \frac{Sr_{marin}}{Sr_{mélange}} (1 - f) \quad [20]$$

En éliminant f (équations [14] et [20] ci dessus) on obtient une équation de la forme

$$\left(\frac{{}^{87}\text{Sr}}{{}^{86}\text{Sr}}\right)_{\text{mel}} = \frac{1}{\text{Sr}_{\text{mélange}}} a + b \quad [24]$$

où $({}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr})_{\text{mélange}}$ est connu puisque c'est le rapport mesuré et où a et b sont fonction des concentrations et des compositions isotopiques des deux end members (équation [23]).

Pour SSI, la valeur choisie comme end-member est un point (Bristol Island) ayant un ${}^{143}\text{Nd}/{}^{144}\text{Nd}$ équivalent à la valeur de la couche à 104 m et une valeur en ${}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr}$ intermédiaire (Pearce et al., 1995) :

$$\left(\frac{{}^{87}\text{Sr}}{{}^{86}\text{Sr}}\right)_{\text{SSI}}^{\text{BristolIsland}} = 0.70384 \text{ et } \text{Sr}_{\text{SSI}}^{\text{BristolIsland}} = 142 \text{ ppm}$$

A partir des équations [14] et [24], on calcule $\text{Sr}_{\text{mélange}}$ et f :

$$\text{Sr}_{\text{mélange}} = 36 \text{ ppm et } f = 0.2$$

C'est à dire que, pour obtenir une dérive de 0.70384 à 0.704776, il faut ajouter à 10 mg de cendres 40 mg d'eau de mer (équation [13]). En d'autres termes, en prenant une densité de particule $d = 1.5$, une particule d'un diamètre de 60 μm devrait être couverte par une pellicule d'eau de mer d'une épaisseur de 25 μm .

Ce résultat semble peu réaliste. Une mesure par chromatographie ionique de la chimie de la glace pour la couche à 104 m a confirmé l'absence de NaCl en concentration anormale.

3.3.5.5 Hypothèse 5, phénomène post-éruptif: mélange avec des particules continentales

Il a été montré dans de nombreuses études sur les aérosols (cf. chapitre « 4 Aérosols continentaux ») que les petites particules s'adsorbent volontiers sur les plus grosses. Nous verrons que les particules d'origine continentale ont une signature isotopique en Sr plus radiogénique (>0.708) que les particules volcaniques. De la même façon que l'on a calculé théoriquement un mélange SSI - marin pour le Sr, on peut calculer les compositions isotopiques que donnerait un mélange SSI - poussières continentales. Il faut tenir compte alors des deux isotopes Sr et Nd. Le calcul (équations en annexe II) montre que, pour 104 m, la valeur est atteinte pour $f=0.95$ (détermination graphique). En considérant une concentration approximative de cendres de $0.5 \text{ mg}_{\text{cendres}}/\text{g}_{\text{ice}}$ pour cet horizon 104 m (Holocène), il faudrait des concentrations en poussières continentales de

$0.026 \text{ mg}_{\text{dust}}/\text{g}_{\text{ice}}$. Cette valeur représente environ 1000 fois les concentrations moyennes mesurées à l'Holocène (et 50 fois les concentrations moyennes mesurées en périodes glaciaires). Cette hypothèse ne semble pas non plus vraisemblable.

3.3.5.6 Hypothèse 6, phénomène anté-éruptif. Signatures isotopiques des laves et des pyroclastites différentes pour un même volcan

La dernière hypothèse est celle d'une différence naturelle de la composition isotopique en Sr entre le matériel éjecté au cours des éruptions explosives et le matériel émis sous forme de coulées de laves. Dans leur étude sur les ignimbrites²⁹ et les laves rhyolitiques de Nouvelle Zélande, Ewart et Stipp (1968) ont constaté que les ignimbrites ont une signature légèrement plus radiogénique que les laves mais ne propose aucune explication génétique.

3.3.5.7 Conclusion

Si l'on exclu l'erreur analytique qui reste possible, il semble difficile d'expliquer cette dérive vers des valeurs isotopiques en Sr plus radiogéniques par des phénomènes post-éruptifs. La seule explication qui a pu être mise en évidence est une différence de nature entre le matériel éjecté au cours des éruptions explosives et le matériel émis sous forme de coulées de laves. Il serait nécessaire, à ce stade, d'une part de refaire quelques mesures et, d'autre part, de réaliser une recherche bibliographique pour trouver d'autres études où une telle dérive est observée et interprétée (fractionnement au moment de l'éjection, géochimie du magma initialement différente ayant pour conséquence des comportements mécaniques différents, ... ?).

Toutefois, l'échelle de cette dérive ne remet pas en question les sources définies au paragraphe précédant, sources qui vont nous permettre d'utiliser les niveaux de cendres comme marqueurs stratigraphiques, chronologiques et atmosphériques.

²⁹ Ignimbrite : roche formée par accumulation de débris (fragments vitreux) de laves acides, aplatis et soudés à chaud, qui proviennent d'éruptions particulièrement explosives.

3.4 UTILISATION DES HORIZONS VOLCANIQUES COMME MARQUEURS STRATIGRAPHIQUES ET CHRONOLOGIQUES

3.4.1 Corrélations entre forages

Les corrélations proposées ici ont été réalisées en utilisant principalement les données de composition en éléments majeurs.

3.4.1.1 Corrélation entre les forages de Vostok : mise en évidence d'une incertitude sur la profondeur

3.4.1.1.1 Exemple de la corrélation à 2000 m

Lors des premières études de la glace des forages 4G2 et 5G, les couches à 1996,31 m (4G2)³⁰, 1995,22 m (5G) et 1991,93 m (5G) ont été prélevées. Les compositions en Si, Ca et K sont reportées pour chacun de ces niveaux (Figure 3-33). Ces trois éléments suffisent à montrer que 1996,31 m (4G2) et 1991,93 m (5G) représentent un même horizon qui, en profondeur, est horizontal.

A la suite de cette observation, le niveau correspondant à 1995,22 m (5G) a été recherché dans la carotte 2000 m de 4G2, au cours de l'expédition polaire suivante. La couche de cendres a été trouvée à la profondeur 1999,43 m mais n'a pas été encore analysée à ce jour.

Ce décalage des profondeurs entre les deux carottes est dû aux erreurs entraînées par les problèmes relatifs au forage (morceaux de glace manquant, recarottage, copeaux, carottes brisées...). En termes de décalage temporel, ce décalage de 4,3 m introduit une erreur de 500 ans environ (âge EGTm, Tableau 3-3, page 64).

Cet exemple montre l'intérêt de la géochimie : les profondeurs quasi-identiques des couches à 1996,31 m de 4G2 et à 1995,22 m de 5G auraient pu conduire à une corrélation erronée sans l'analyse des téphra.

³⁰Dans ce paragraphe, les niveaux se seront pas comme précédemment dénommés par la profondeur basse de la carotte qui les contient, mais par leur profondeur réelle.

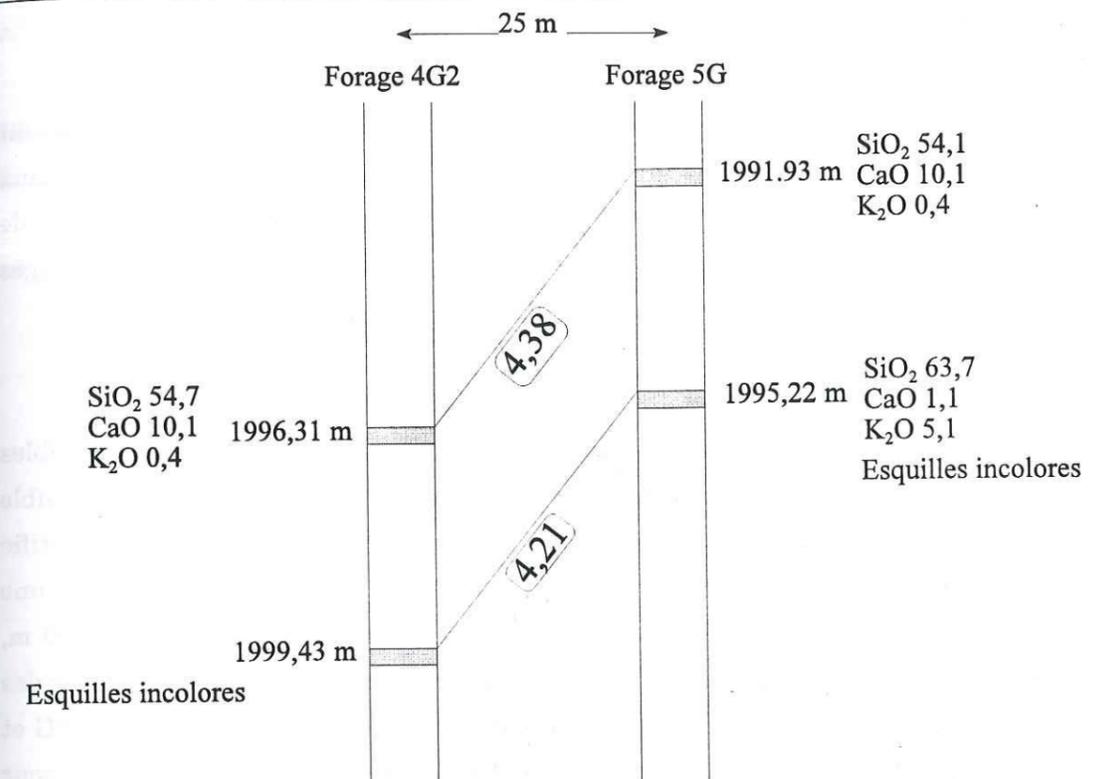


Figure 3-33 : Schématisation du décalage des profondeurs des couches de cendres (en grisé) entre les forages 4G2 et 5G (espacés de 25 m), entre 1990 et 2000 m. Les compositions des couches Si, Ca et K sont données en % poids d'oxyde. Le décalage entre les deux forages est de 4,38 m pour la couche supérieure et 4,21 m pour la couche inférieure.

3.4.1.1.2 Carottes 3G, 4G2, 5G, 5G1 et BH : 7 horizons de corrélation

L'ensemble des corrélations que les couches de cendres ont pu mettre en évidence est présenté sur la Figure 3-34. Il faut noter que ces décalages alternativement positifs et négatifs ne sont pas réels au sein de la calotte (les niveaux sont sub-horizontaux, au moins jusqu'à 3000 m environ³¹). Le décalage maximal mis en évidence par les niveaux volcaniques est enregistré à 2250 m. Il est de 5,47 m, c'est à dire 0,25% et représente un décalage temporel de 610 ans. En terme de chronologie, cette erreur est cependant

³¹ Il existe une double couche de cendres à la profondeur 3311 m, les horizons étant espacés d'une dizaine de cm. (3310,65 et 3310,77 m). Ces couches présentent des inclinaisons anormales : celle du bas fait un angle d'environ 10 degrés vers le bas par rapport à la ligne horizontale de la carotte, alors que celle du haut fait un angle d'environ 20 degrés vers le haut par rapport à cette même ligne. Si l'analyse de ces deux couches de cendres montrait qu'il s'agit du même horizon volcanique, ce redoublement démontrerait l'existence de phénomènes de plissement de la glace et pourrait expliquer l'anomalie en Deutérium située 10 m plus bas (Figure 3-35).

négligeable devant l'erreur de datation du modèle EGTm (Cf. paragraphe « 3.4.2.1 La chronologie de Vostok : une méthode empirique approximative »).

Ces décalages mis en évidence par les couches de cendres existent vraisemblablement tout au long de la carotte. Ils sont répercutés sur les signaux climatiques mesurés sur 3G, 4G2 et 5G. Il est donc conseillé d'être prudent lors de l'utilisation simultanée, d'un ou plusieurs paramètres mesurés dans deux forages différents, pour des interprétations à courte échelle de temps.

3.4.1.1.3 Epaisseurs de couches variables, couches absentes

En comparant le Tableau 3-3 et la Figure 3-6, on remarque que les couches visibles dans certains forages ne sont pas systématiquement accompagnées d'une couche visible dans les forages adjacents. Par exemple, aucun horizon pyroclastique n'a été identifié vers 640 m de profondeur dans 4G et 5G, alors que J. Palais a repéré et analysé une couche de cendres à 641,37 m. La même remarque s'applique pour la couche à 100 m, détectée dans tous les forages sauf 3G et 4G. Ceci pourrait cependant s'expliquer par des techniques de carottage différentes (à cette profondeur : carottier thermique pour 3G et 4G2 mais aussi pour 5G où elle a pourtant été détectée, carottier électromécanique pour les autres)³².

De plus, l'épaisseur d'un même horizon (Tableau 3-3) n'est pas constante d'un forage à l'autre. Par exemple, l'horizon à 2253,55 m a une épaisseur de 30 mm dans 5G, 32 mm dans 5G1, mais seulement 2 mm (2259,02 m) dans 4G2, à 25 m de distance horizontale.

Enfin, on observe souvent des couches montrant une épaisseur légèrement différente sur un même diamètre.

Ces trois observations montrent qu'il existe des phénomènes post-dépôt qui sont susceptibles de perturber l'horizon avant son enfouissement (remodelage local de la neige par le vent). L'absence d'un horizon pyroclastique attendu dans une carotte ne signifie donc pas nécessairement que le nuage de cendres n'a pas atteint le site de forage concerné.

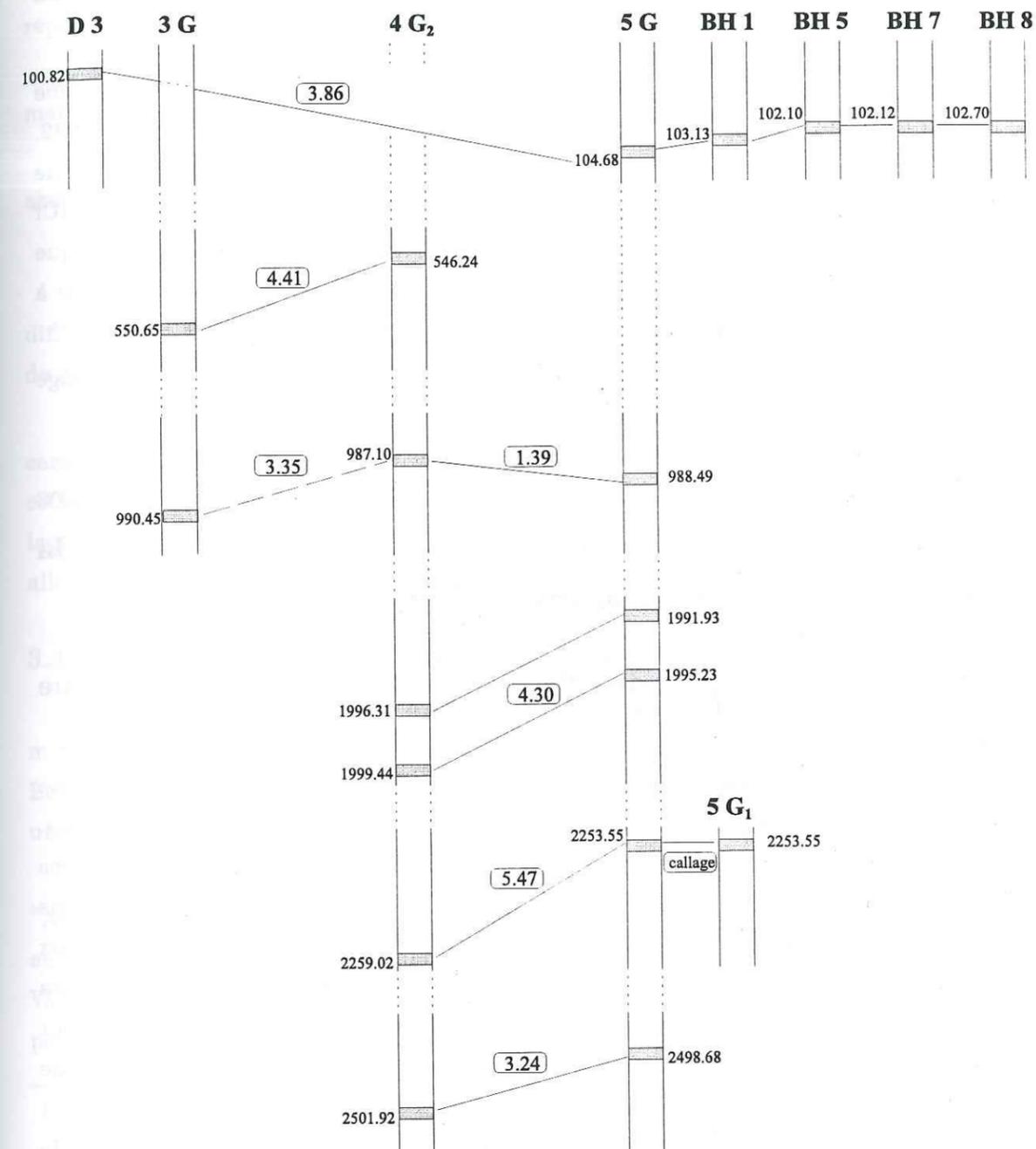


Figure 3-34 : Synthèse des corrélations par les couches de cendres pour les forages D3 (US), 3G, 4G2, 5G, 5G1 et les forages BH. Les forages sont présentés verticalement de façon discontinue. Les figurés grisés représentent les couches de cendres avec leur profondeur respective. Les valeurs encadrées sont les décalages en m entre les deux forages concernés. Le trait en pointillés entre 990,45 m (3G) et 987,1 m (4G2) est une corrélation supposée. 5G1 est une déviation du forage 5G. La couche située à 2253,55 m a servi de calage pour l'initialisation des profondeurs de 5G1.

³² Les carottes obtenues avec un carottier thermique sont fracturées entre 400 et 900 m et ont une surface peu translucide. Les couches y sont moins facilement observables.

3.4.1.2 Corrélations à grandes distances entre les forages profonds antarctiques.

L'utilisation des horizons volcaniques comme outil de corrélation stratigraphique entre forages Antarctiques a été proposée par Kyle et ses collaborateurs en 1982. Cependant, à ce jour, la seule couche ayant permis une telle corrélation en Antarctique entre forages distants est le niveau présent à 100 m à Vostok et à 300 m à Pôle Sud (Cf paragraphe «3.2.2.3»). Cette corrélation n'a pas présenté d'intérêt climatologique particulier du fait de son âge récent (3500 ans) et de la faible profondeur du forage à Pôle Sud (340 m).

On peut espérer en revanche corréler le forage de Vostok avec le futur forage profond de Dôme C (projet EPICA).

3.4.2 Utilisation des horizons volcaniques comme marqueurs chronologiques : première piste d'une datation absolue de la carotte de Vostok à 141 000 ans

3.4.2.1 La chronologie de Vostok : une méthode empirique approximative

L'échelle chronologique de la carotte de Vostok est déterminée par un modèle glaciologique d'amincissement auquel on impose des âges, à des profondeurs données. Ces profondeurs de calage sont sélectionnées à partir des mesures des paramètres climatiques où l'on choisit des points de variations brutales facilement identifiables dans d'autres enregistrements (*e.g.* transition climatique, pic de Deutérium ou chute du flux de poussières). On cherche ensuite les variations équivalentes dans les signaux climatiques des carottes marines qui fournissent une chronologie de référence. On peut ainsi attribuer à ces points un âge « absolu ». Par exemple, l'extension de la chronologie au delà de 2755 m proposée dans Petit et al. (1997) se cale à 3139 m (transition stade 11 - stade 10). Cette transition est datée par la chronologie SPECMAP à 340 ka. A partir de ces modèles calés, les datations ont été « affinées » en forçant la chronologie de telle sorte que les variations du deutérium soient accordées sur les paramètres de l'insolation (Walbroeck et al., 1995). On obtient finalement, en modifiant les paramètres d'accumulation, la chronologie EGTm (Jouzel et al., 1996). L'estimation de l'erreur obtenue sur la datation est d'environ 5%.

Cette méthode de datation empirique de la carotte de Vostok est, pour l'instant, ce qui peut être proposé de plus satisfaisant. On comprend tout l'intérêt d'essayer

d'identifier des marqueurs stratigraphiques qui soient indépendants du climat et qui répondent à au moins un des critères suivant (l'idéal serait de répondre aux deux !) :

- marqueur stratigraphique qui se corrèle entre carottes glaciaires et carottes marines, (chronologie relative)³³
- marqueur stratigraphique qui peut être daté de façon absolue (chronologie absolue).

Les méthodes de datation absolue directes sur les couches de cendres sont difficilement envisageables à l'heure actuelle, vue la taille des particules et la quantité de matériel disponible³⁴.

Il est en revanche envisageable d'utiliser une méthode indirecte consistant à caractériser d'abord la source du niveau de cendres, identifier ensuite les produits de cette même éruption déposés à la source, puis de dater les produits de la source pour laquelle on dispose d'une quantité non limitée de matériel. C'est cette méthode que nous allons essayer d'appliquer au niveau 1996 m.

3.4.2.2 Vostok 1996 m = Mt Berlin 141 ka ?

Nous avons montré que les pyroclastes trachytiques de l'horizon à 1996 m (ou 2000 m dans 4G2) ont été émis par un des PSVs de la Province de Marie Byrd Land. (Takahe, Berlin, Moulton, Toney, Waesche ou Siple). La datation EGTm donne pour cet horizon un âge de 141690 ans dans 5G et 142160 ans dans 4G2.

L'équipe du Mining Institut of New Mexico travaille sur les datations (méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) des éruptions des volcans de la Province de Marie Byrd Land. Ils ont daté et analysé les produits d'une cinquantaine d'éruptions sur les volcans Berlin, Moulton, Waesche et Siple, entre 12 ka et 2,7 Ma (N. Dunbar et collaborateurs, communication personnelle). Ils ont, entre autre, analysé une éruption ayant une composition

³³ Cette recherche d'horizons volcaniques entre Vostok et des carottes marines circumpolaires sera poursuivie dans le cadre du programme VARIANTE. Les sources qui ont été identifiées pour le moment (il reste des horizons à analyser) montrent qu'il faudra plutôt envisager d'étudier les corrélations de Vostok avec des carottes de l'Atlantique Sud.

³⁴ Les méthodes de datation utilisées pour du matériel volcanique jeune sont principalement (1) U/Th par construction d'une isochrone $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ versus $^{238}\text{U}/^{232}\text{Th}$. Cette méthode semble assez difficile à mettre en œuvre sur les cendres de Vostok puisqu'elle requiert une séparation minéralogique. (2) K/Ar par la mesure de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$. Cette méthode est difficilement envisageable sur les cendres car en général appliquée directement sur des gros minéraux riches en K. Il est de plus préférable d'éviter les poudres pour s'affranchir des contaminations par l'Ar atmosphérique.

	1996 m		Berlin	
	EGTm : 142 +/- 7		⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar : 141 +/- ?	
	17 analyses		5 analyses	
SiO ₂	63.68	1.15	63.13	1.62
TiO ₂	0.41	0.16	0.4	0.03
Al ₂ O ₃	14.40	1.04	14.15	0.75
FeO	6.85	1.03	8.57	0.59
MnO	0.45	0.45	0.28	0.06
MgO	0.03	0.04	0.01	0.01
CaO	1.08	0.32	0.86	0.07
Na ₂ O	7.55	0.56	7.69	2.62
K ₂ O	5.08	0.34	4.1	0.47
P ₂ O ₅	0.15	0.13	0.02	0.03
SO ₃	0.04	0.07	0.35	0.01
Cl	0.25	0.13	0.44	0.05
Total	100		100	

Tableau 3-8 : Comparaison des résultats des analyses microsonde électronique pour le niveau 1996 m et l'éruption de Mt Berlin datée à 141 ka.

trachytique (analyses en éléments majeurs identiques, dans les barres d'erreurs, à 1996 m) et datée à 141 ka (Tableau 3-8).

Pour affirmer avec certitude qu'il s'agit de la même éruption, il serait nécessaire de disposer d'analyses en éléments traces (concentrations et isotopes) réalisées avec la même technique (l'idéal étant de réaliser les mesures sur le même appareil) pour les deux échantillons.

L'incertitude de la mesure ⁴⁰Ar/³⁹Ar est de 5% environ. L'incertitude sur la chronologie de Vostok est aussi de l'ordre de 5%. Si cette corrélation était confirmée, elle montrerait d'une part que la chronologie EGTm est correcte jusqu'à 140 000 ans et, d'autre part, fournirait le premier point de calage temporel indépendant des paramètres climatiques. De nouvelles séries d'analyses sont donc à envisager en collaboration avec le Mining Institut of New Mexico.

3.4.3 Marqueurs stratigraphiques et chronologiques : conclusion

Nous avons vu, dans ce paragraphe, différentes applications des résultats obtenus par la géochimie pour l'utilisation des horizons volcaniques comme marqueurs stratigraphiques et chronologiques :

→ par les corrélations entre les forages profonds de Vostok, la mise en évidence de l'existence d'une incertitude sur les profondeurs (erreur maximum détectée : 0,25%).

→ par l'identification de la province source de l'horizon à 1995,23 (5G) (ou 1999,44 dans 4G2), la proposition d'une datation absolue à 141 ka qui reste cependant à confirmer.

A travers ces quelques exemples, nous avons montré dans ce chapitre le potentiel important de l'étude de la géochimie des horizons volcaniques pour la chronologie relative et absolue des enregistrements climatiques glaciaires mais aussi pour leurs corrélations avec les enregistrements marins.

3.5 UTILISATION DES PARTICULES VOLCANIQUES COMME TRACEURS DES CIRCULATIONS ATMOSPHERIQUES

Essayons maintenant de reconstruire les trajectoires suivies par les nuages volcaniques émis par les PSVs en considérant, d'une part, les nuages qui sont arrivés jusqu'à Vostok, et, d'autre part, les nuages des volcans dont les éruptions sont connues mais qui n'ont jamais atteint Vostok.

Nous disposons des données suivantes :

- le volcan (ou la province) source, considéré comme le point de départ de la trajectoire de la masse d'air que nous essayons de tracer,
- le site de forage, considéré comme son point d'arrivée,
- le schéma simplifié des circulations actuelles (période interglaciaire) proposé dans l'introduction générale.

Pour tenter de répondre aux questions :

- Les positions géographiques des sources sont-elles modifiées entre les périodes glaciaires et les périodes interglaciaires ?
- Peut-on reconstituer des directions de transport privilégiées, ou, au contraire, exclure certaines directions de transport ?

3.5.1 Fréquence des couches / localisation des sources / variations climatiques : pas de corrélation apparente

Divers auteurs ont discuté de l'influence du niveau des mers et de l'épaisseur des calottes sur les champs de contraintes appliqués aux chambres magmatiques (e. g. Gow et Williamson, 1971, Rampino et Self, 1992). Gow et Williamson ont en particulier montré que la fréquence des couches de cendres détectées dans la carotte de Byrd croît de façon très significative au LGM par rapport à l'Holocène. Sur la Figure 3-35, la courbe des températures est présentée avec les forages profonds de Vostok et l'ensemble des horizons volcaniques visibles. Ce schéma ne montre pas de période climatique où les niveaux sont particulièrement très concentrés ou, au contraire, particulièrement absents. Quoiqu'il en soit, les couches de cendres dans un site aussi éloigné des PSVs permettent difficilement de discuter cette théorie puisque, nous allons le voir, l'occurrence des dépôts de cendres à Vostok est étroitement liée aux directions de transports atmosphériques.

Sur ce même schéma (Figure 3-35) ont été reportées les origines des masses d'air que nous avons identifiées³⁵ : les SSI sont des sources aux stades 1, 2, 6, et 7, c'est à dire en période glaciaire comme en période interglaciaire ; la Péninsule (BS) est une source en période glaciaire (stade 4), l'Amérique du Sud en période interglaciaire (stade 7) et Marie Byrd Land en période glaciaire (stade 6).

Ainsi, pour les SSI en particulier, la source ne semble pas être privilégiée ou exclue par la mise en place d'un système de circulation atmosphérique relatif à une période climatique donnée. Pour les autres sources, il est plus difficile de tenir ce raisonnement puisqu'elles ont été identifiées une seule fois.

En conclusion, quel que soit le climat, glaciaire ou interglaciaire, il existe des conditions météorologiques adéquates pour transporter une masse d'air entre les SSI et l'Antarctique de l'est.

3.5.2 La Nouvelle Zélande : des téphra qui n'atteignent jamais Vostok

De très nombreuses éruptions volcaniques avec des index d'explosivité allant de 1 à 6 ont été recensées en Nouvelle Zélande, au cours des 10 000 dernières années (synthèse de Simkin et Siebert, 1994). Quatre d'entre elles ont un VEI supérieur à 5. Les produits ayant alors atteint la stratosphère (Tableau 3-1). Les autres éruptions, quoique plus modérées, ont tout de même émis de gros volumes de SO₂ et de cendres dans la troposphère. Malgré les 6000 km qui séparent la Nouvelle Zélande de l'Antarctique, on pourrait s'attendre à enregistrer, dans les forages glaciaires, cette activité explosive très marquée.

Pourtant, dans les 250 premiers mètres de la carotte, (correspondant aux derniers 10 000 ans), il n'a pas été identifié de niveaux de cendres à composition rhyolitique. De tels niveaux n'ont pas été observés non plus ni à Dôme C ni à Pôle Sud. Face à une telle absence, le seul phénomène de remobilisation post dépôt (abordé au paragraphe 3.4.1.1.3) ne peut statistiquement être évoqué. Ainsi, ni le matériel pyroclastique injecté dans la troposphère par les éruptions à VEI moyen (2 à 4), ni le matériel pyroclastique injecté dans la stratosphère par les éruptions à VEI élevé (5 et 6) n'ont atteint les hautes latitudes de l'Antarctique de l'Est.

³⁵ Seules sont reportées les sources qui ont été identifiées à partir des éléments traces.

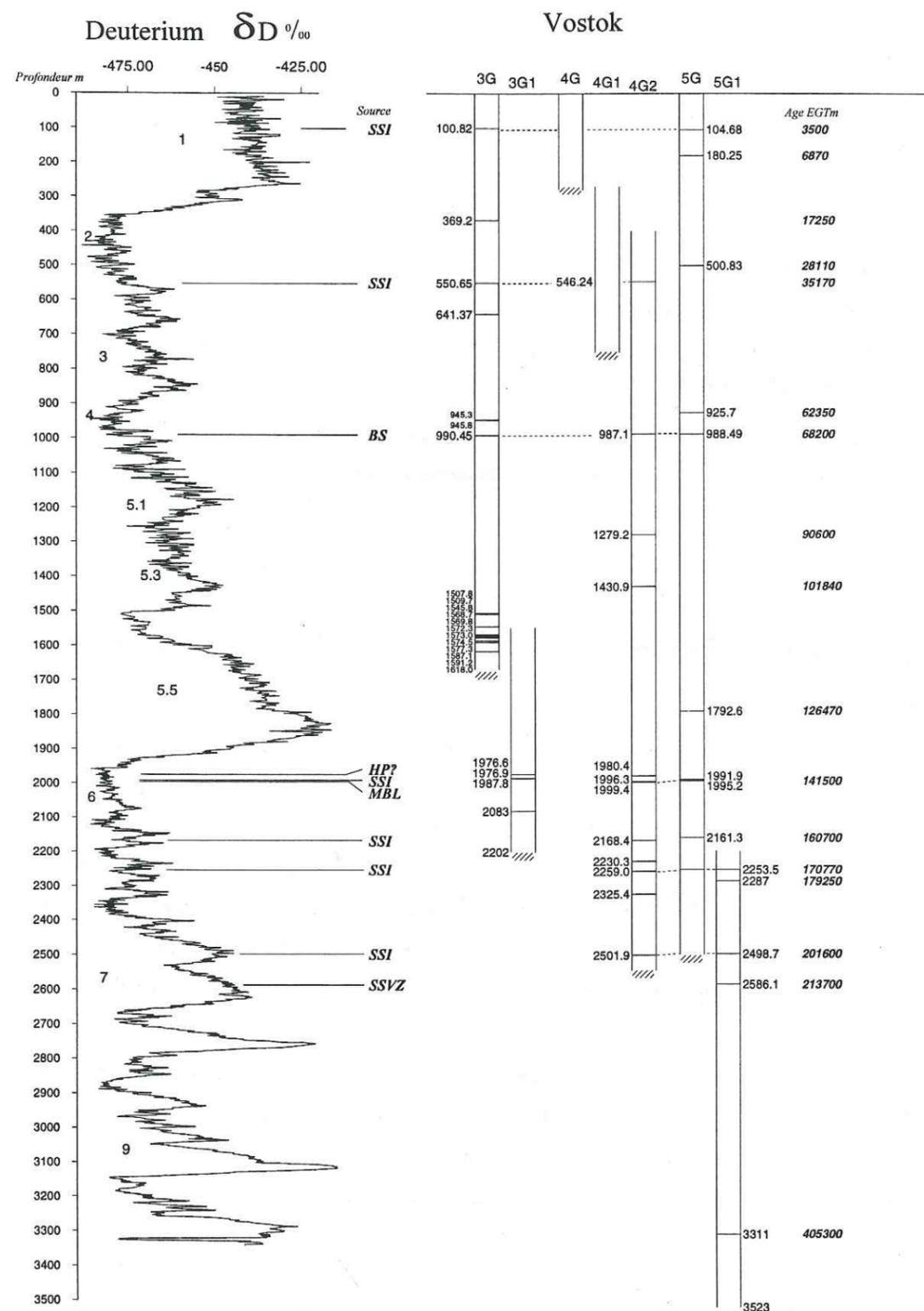


Figure 3-35 : Comparaison des horizons de cendres volcaniques dans les forages profonds avec la température. Pour chaque couche de cendres sont reportées la profondeur, l'âge estimé (EGTm) et lorsqu'elle a été la source (pour les niveaux analysés en traces). SSI : South Sandwich Island ; BS : Bransfield Strait ; SSVZ : Southern part of Southern Volcanic Zone (Andes), MBL : Marie Byrd Land ; HP, Hallett Province. Hachures obliques : arrêt du forage. Couches de cendres de Vostok 3G : Palais et al., 1987, 1989).

Ce raisonnement peut être étendu à l'ensemble de la carotte, puisque l'âge de la subduction plaque Pacifique - plaque Indienne se compte en millions d'années : dans les carottes sédimentaires marines proches de la Nouvelle Zélande, de très nombreux horizons rhyolitiques ont été identifiés au cours du Pleistocène (Frogatt, 1983 ; Shane et al., 1996). Pourtant, aucun niveau rhyolitique que ce soit en période glaciaire ou en période interglaciaire, n'a été identifié à Vostok.

Il faut cependant noter que les couches de cendres visibles sont relatives aux dépôts dont les particules ont une taille supérieure à 5 µm environ. L'éventualité de retombées volcaniques sous forme de micro-particules inférieure à 5 µm et/ou d'acides issus de ces volcans sont discutées dans l'annexe I.

En conclusion, il semble que les masses d'air troposphériques circulant au dessus de la Nouvelle Zélande ne sont jamais entraînées par une circulation efficace (circulation rapide permettant le transport longue distance de particules supérieures à 5 µm) vers les masses d'air du vortex polaire, que ce soit en période interglaciaire ou en période glaciaire.

3.5.3 Marie Byrd Land : une source très active géographiquement proche et pourtant peu représentée

Un raisonnement à peu près similaire peut être appliqué à la province de MBL qui est une des PSVPs les plus proche de Vostok.

Nous avons vu au chapitre 3.4.2.2 qu'une cinquantaine d'éruptions sur les volcans Berlin, Moulton, Waesche et Siple ont été identifiées entre 12 ka et 2,7 Ma. Douze d'entre elles ont un âge inférieur à 500 ka (N. Dunbar et collaborateurs, communication personnelle) et ont probablement émis de grandes quantités de produits volcaniques dans la troposphère. Cette activité a été très nettement enregistrée dans le forage de Byrd (2000 horizons dont 25 très épais, cf. paragraphe «3.2.2.1»). Là encore, on aurait pu s'attendre à enregistrer cette activité volcanique à Vostok.

Pourtant, nous n'avons identifié qu'un seul horizon ayant sa source dans la région de MBL (1996 m, période glaciaire). Même parmi les niveaux qui ont été uniquement analysés en éléments majeurs, aucun ne correspond à des compositions trachytiques ou phonolitiques.

En conclusion, il semble que le transport efficace (particules jusqu'à 50 µm) de masses d'air entre MBL et Vostok soit possible (distance directe ~2500 km), mais les conditions atmosphériques favorables à ce transport ne semblent être réalisées que de manière exceptionnelle.

3.5.4 Des sources Atlantique Sud vers Vostok : une direction privilégiée

L'identification répétée de la source SSI montre, d'une part, que ces îles ont eu une activité volcanique soutenue (activité peu étudiée du fait de leur inaccessibilité) et, d'autre part, qu'il existe une direction de transport très efficace entre les SSI et Vostok (et probablement Pôle Sud puisque l'horizon à 104 m a été aussi identifié à PS). Si l'on prolonge cette trajectoire à partir des SSI en lui faisant parcourir un chemin inverse, il est probable qu'elle traverse alternativement l'Amérique du Sud et/ou l'extrémité nord de la Péninsule.

Ce scénario pourrait expliquer le niveau à 1280 m qui est composé d'un mélange de deux types de cendres (cf. paragraphe « 3.2.4.2.1.1.3 Exemple d'un niveau hétérogène : 1280 m ») : des petites esquilles (5-20 μm), à composition calco-alcaline compatible avec un volcan source en Amérique du Sud et des esquilles plus grosses (20-40 μm) qui ont une signature LK tholéiites que nous avons attribués aux SSI. La différence de taille des esquilles va dans le même sens : plus le temps de résidence est long, plus le mode de la distribution en taille des particules diminue.

En conclusion, les Iles Sandwichs, qui sont des « fournisseurs » de traceurs d'origine volcanique importants (par opposition, par exemple, à la zone du sud du Pacifique ou encore de la zone située au sud de l'Australie) sont situées sur une trajectoire particulièrement favorable à un transport des masses d'air en direction de l'Antarctique de l'Est en période glaciaire comme en période interglaciaire. Ces trajectoires peuvent éventuellement avoir des sources plus en amont Amérique du Sud ou en Péninsule Antarctique.

3.5.5 Les trajectoires des tephra dans le schéma de circulations atmosphériques

Ces quelques trajectoires, illustrées sur la Figure 3-36, semblent s'intégrer dans le schéma de circulation circumpolaire de la haute troposphère présenté en introduction.

Les cendres émises par les volcans antarctiques au sud du front polaire (Marie Byrd Land) pourraient suivre le courant d'ouest convergent vers le pôle, qui caractérise la haute troposphère au dessus de l'Antarctique. Ce transport ne serait assuré que lorsque les pyroclastites sont injectées suffisamment haut dans la troposphère. Cette condition n'est probablement pas satisfaite dans le cas où les vents de surface soufflant vers l'est sont violents.

Les cendres émises par les volcans de Nouvelle Zélande semblent être reprises par des vents dirigés vers l'Equateur dans un courant pouvant appartenir à la limite sud de la cellule de circulation de Hadley.

Enfin, les cendres émises dans la région de la Péninsule, de l'Amérique du Sud et des SSI, sont reprises par les vents d'ouest circumpolaires qui caractérisent la circulation des moyennes latitudes. La circulation de cette région et le transport de ces aérosols en direction de l'Antarctique seront détaillés de façon plus approfondie dans le paragraphe « 4.7 Implications climatologiques : définition de la source « patagonie » pour les AGCMs, circulations atmosphériques et flux de poussières ».

3.5.6 Conclusion

Ce paragraphe a mis en évidence des trajectoires de masses d'air troposphérique tracées par les cendres volcaniques déposées à Vostok. L'identification des sources des volcans ont permis de montrer que :

- une particule de 50 μm injectée directement dans la troposphère peut parcourir une distance d'au moins 5000 km (si le transport est direct),
- l'occurrence de conditions météorologiques favorables au transport d'une masse d'air entre les SSI et l'Antarctique de l'Est existe en période glaciaire comme en période interglaciaire,
- les masses d'air troposphériques circulant au dessus de la Nouvelle Zélande ne semblent pas, quel que soit le climat, entraînées par une circulation efficace vers les régions polaires,
- la dynamique atmosphérique ne favorise pas le passage des masses d'air troposphérique de l'Antarctique de l'Ouest vers l'Antarctique de l'Est,
- les régions d'Amérique du Sud, de la Péninsule Antarctique et surtout les Iles Sandwichs, sont situées sur une trajectoire particulièrement favorable à un transport des masses d'air troposphérique en direction de l'Antarctique de l'Est.

L'ensemble de ces trajectoires obtenues semble s'intégrer dans le schéma des circulations atmosphériques de la haute troposphère : courants d'ouest convergents vers le pôle pour les émissions des volcans de Marie Byrd Land, de la Péninsule, de l'Amérique du Sud et des Iles Sandwichs ; courants divergents pour les émissions des volcans néo-zélandais.

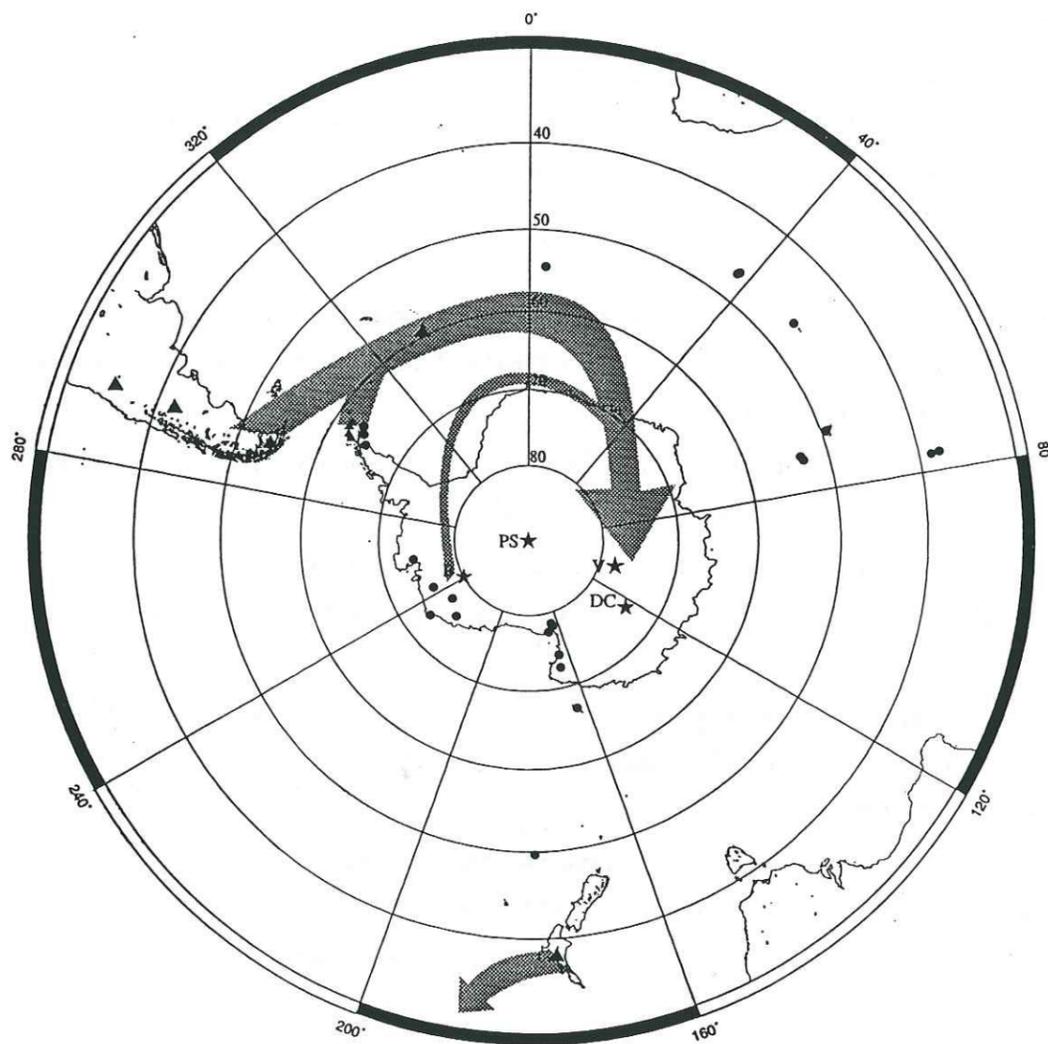


Figure 3-36 : Schématisation des trajectoires de transport troposphérique supposées, déduites de l'identification des sources des horizons volcaniques. Flèche large : trajectoires privilégiées ; flèche mince : trajectoire exceptionnelle. Les points et les triangles représentent les PSVs (Cf légende Figure 3-18). Etoiles : sites de forages. B : Byrd ; PS : Pole Sud ; DC : Dome C ; V : Vostok. Les formes des trajectoires sont suggérées par la localisation des zones dépressionnaires, l'étude de V. Raffy (trajectoires inverse), 1997 et Adriani et al., 1995).

3.6 CONCLUSION

Dans les forages Antarctiques profonds (Byrd, Dome C, Pôle Sud, Vostok), de nombreux horizons pyroclastiques visibles issus du volcanisme Antarctique et sub-Antarctique ont été repérés au cours de travaux antérieurs. Aucun de ces travaux n'a cependant permis de déterminer avec certitude les sources des quelques horizons analysés en éléments majeurs.

Nous avons réalisé un nouvel échantillonnage des niveaux de cendres dans les forages 4G2 et 5G de Vostok qui ont été analysés en éléments majeurs, en éléments traces (pour les niveaux les plus concentrés) et en composition isotopique (Sr et Nd). Une première analyse des données met en évidence deux grands types de signatures des cendres : celles issues de magmas mis en place en domaine intraplaque et celles issues de magmas mis en place en zone de subduction.

L'inventaire des volcans potentiellement source (PSVs) et de leurs caractéristiques géochimiques permet par analogie avec la composition des cendres de déterminer, par incertitude croissante, que :

- le niveau 1996 m provient d'un PSV de la province de MBL.
- les niveaux 104, 547, 1992 (et 1997 qui est son équivalent dans 4G2), 2169, 2231, 2254 (équivalent à 2260 dans 4G2) et 2502 m proviennent de l'arc océanique des South Sandwich Islands, (ainsi que probablement 1280a et 2326)
- le niveau 989 provient vraisemblablement du Brainsfield Strait (Deception ou Bridgeman Island),
- le niveau 2587, provient vraisemblablement du plateau Patagonien (SSVZ), en Amérique du Sud
- le niveau 1981 m pourrait éventuellement provenir de la province de Hallet située au nord de Victoria Land.

Cette identification des sources permet de mettre le doigt sur une différence entre la composition isotopique en Sr ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) entre les laves échantillonnées à la source et les pyroclastites échantillonnées à Vostok, plus radiogéniques. Des calculs sur différentes hypothèses de phénomènes de mélanges montrent que cette dérive ne peut être attribuée à un phénomène atmosphérique post-éruptif.

Cette identification des sources permet d'utiliser les horizons volcaniques à des fins d'études glaciologiques et climatologiques en considérant les horizons volcaniques comme des :

- **marqueurs stratigraphiques** : les corrélations entre les forages profonds de Vostok mettent en évidence l'existence d'une incertitude sur les profondeurs (erreur maximum détectée : 0,25%),
- **marqueurs chronologiques** : l'identification de la source de l'horizon à 1995,23 m (5G) (ou 1999,44 dans 4G2) permet de proposer une datation absolue à 141 ka (qui reste cependant à confirmer),
- **traceur atmosphérique** : replacée dans un schéma de circulations atmosphériques, l'identification des sources pour les particules supérieures à 5 µm permet de déterminer des trajectoires de transport efficace dans la troposphère : (1) transport privilégié et indépendant du climat entre la partie ouest de l'Atlantique, (au sud du 40^{ème} parallèle) et Vostok ; (2) transport exceptionnel depuis l'Antarctique de l'Ouest vers l'Antarctique de l'est ; (3) transport inexistant entre la Nouvelle Zélande et Vostok. Elle a aussi mis en évidence l'existence de transports longue distance (5000 km) pour une particule de 50 µm injectée directement dans la troposphère.

Nous avons donc montré à travers cette étude, le potentiel important de l'étude de la géochimie des horizons volcaniques pour les études glaciologiques, climatologiques et atmosphériques.

3.7 PROSPECTIVES

Quelques couches de cendres échantillonnées au cours des dernières campagnes restent à analyser. On peut aussi envisager, avec le « savoir faire » acquis en analysant les couches les plus riches en cendres, mesurer les concentrations des éléments en traces et les isotopes du Sr et du Nd sur les couches pour lesquelles nous n'avons mesuré que les éléments majeurs.

L'analyse de la double couche à 3311 m pourrait, quant à elle, permettre de déterminer si les deux couches représentent ou non le même horizon volcanique. S'il s'agissait du même marqueur stratigraphique, on montrerait que la glace profonde du

forage a subi des déformations significatives (comme cela a déjà été montré dans les forages profonds du Groenland).

En ce qui concerne les corrélations, on peut espérer que le futur forage profond EPICA couvrira une séquence temporelle similaire à celle des forages de Vostok. Les horizons volcaniques seront alors susceptibles d'être des marqueurs stratigraphiques précieux pour corrélérer les enregistrements climatiques. De telles corrélations pourraient permettre de disposer de données fiables pour estimer les avances et les retards des signaux climatiques entre les deux sites, mais aussi pour contraindre les écoulements et les accumulations dans les modèles glaciologiques de la calotte Antarctique.

D'autre part, un nouveau projet vient de s'engager dans le cadre du programme VARIANTE³⁶. Il vise à corrélérer les couches de cendres de Vostok avec celles de forages réalisés dans les sédiments marins péri-antarctiques. De telles corrélations devraient permettre de fournir des arguments relatifs aux retards ou aux avances des paramètres climatiques de l'océan par rapport à ceux de l'atmosphère, et inversement.

En ce qui concerne les datations, il est nécessaire de confirmer la datation proposée à 141 ka. Pour cela, il faut mesurer les concentrations des mêmes éléments traces sur les esquilles de verres de l'horizon à 1996 m et sur les verres des échantillons du Mt Berlin datés à 141 ka. On peut envisager pour cela l'utilisation de la microsonde ionique du New Mexico Institute of Mining and Technology, Socorro, en collaboration avec N. Dunbar.

L'exercice similaire pourra peut être être réalisé à Dôme C, dans la future carotte EPICA où l'on peut s'attendre à trouver la couche trachytique correspondant à l'horizon identifié à 726 m dans la carotte précédente de 900 m de profondeur (Kyle et al., 1981). Ces auteurs ont aussi suggéré une source parmi les volcans de MBL.

D'autre part, le Mt Berlin a connu une autre éruption particulièrement violente il y a 185 ka (N. Dunbar et T. Wilch, communication personnelle). Aucun des niveaux que nous avons analysés dans la carotte de Vostok après 160 ka ne correspond à ce type de magmatisme. Toutefois, il reste un niveau à 2287 m (Age EGTm : 174 650) qui a été échantillonné au cours de la dernière expédition et qui n'est pas analysé à ce jour.

³⁶ Projet VARIANTE INSU 1997 : « Corrélations entre séquences marines et séquences glaciaires de l'hémisphère Sud par les couches de cendres volcaniques », Petit J.R., Basile I., Grousset F., Paterne M.

Enfin, en ce qui concerne les prospectives analytiques, on peut envisager (1) d'utiliser une microsonde ionique pour déterminer des concentrations en éléments traces sur des particules individuelles, (2) de mesurer les isotopes du plomb qui sont de très bons traceurs de la pétrogénèse des roches et en particulier des roches magmatiques, ou encore, peut être à plus long terme, (3) de pouvoir dater les horizons par une analyse isotopique directement sur les cendres.

3.8 REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Adriani A., Deshler T., Donfrancesco G. Di, Gobbi G.P., Polar stratospheric clouds and volcanic aerosol during spring 1992 over McMurdo Station, Antarctica : lidar and particle counter comparisons, *J. Geoph. Res.* 100, 12, 25877-25897.
- Albarède F., How deep do common basaltic magmas form and differentiate ?, *J. Geophys. Res.*, 97, B7, 10997-11009, 1992.
- Baker P.E., South Sandwich Island, in *Volcanoes of the Antarctic plate and Southern oceans*, W. E. Lemasurier and J. W. Thomson, Eds, Antarctic reasearch series, V. 48, American Geophysical Union Washington, D.C., 361-395, 1989.
- Barling, S.T. Goldstein, Extreme isotopic variations in Heard Island lavas and the nature of mantle reservoirs, *Nature*, V. 348, 59-62, 1990.
- Briot D., Du magma à l'éruption, dans *Volcanisme et volcans d'Auvergne*, La dépêche scientifique du parc, n°8/9, 12-14, 1995.
- Cox K. G., Bell J. D., Pankhurst R.J., *The interpretation of igneous rocks*, London ; Allen and Unwin, 450p, 1979.
- Dosso L., Murthy V.R., A Nd isotopic study of the Kerguelen islands : inferences on enriched oceanic mantle sources, *Earth. Planet. Sci. Lett.*, 48, 268-276, 1980.
- Dupré B., Allègre C.J., Pb-Sr variation in Indian ocean basalt and mixing phenomena, *Nature*, 303, 142-146, 1983.
- Egea P., Contribution à l'étude de la carotte de Vostok (Antarctique) couvrant une période de 450 000 ans, Stage de Maîtrise UJF Grenoble(M. Legrand), 1997.
- Ewart A., Stipp J.J., Petrogenesis of the volcanic rocks of the Central North Island, New Zealand, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 32, 699-736, 1968.
- Faure G., *Principles of isotope geology*, John Wiley & sons eds., 589p, 1986.
- Fisher R.V., Maximum size, median diameter and sorting of tephra, *J. Geoph. Res.* , 69, 341-355.
- Froggatt P.C., Toward a comprehensive upper quaternary tephra and ignimbrite stratigraphy in New Zealand using electron microprobe analysis of glass shards, *Quat. Res.*, 19, 188-200, 1983.
- Futa K, Stern C.R., Sr and Nd isotopic and trace element composition of Quaternary volcanic centers of the southern Andes, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 88, 253-262, 1988.
- Gamble J.A., Thomson J.W., Subantarctic volcanoes of the Pacific Plate, in *Volcanoes of the Antarctic plate and Southern oceans*, W. E. Lemasurier and J. W. Thomson, Eds, Antarctic reasearch series, V. 48, American Geophysical Union Washington, D.C., 361-395, 1989.
- Gamble J.A., Morris P.A, Adams C. J., The geology, petrology and geochemistry of Cenozoic volcanic rocks from the Campbell Plateau and Chatham Rise, in *Late Cenozoic volcanism in New Zealand*, Bull. 12, Edited by I.E.M. Smith, pp. 344-365, Royal Society of New Zealand, Wellington, 1986. (non procurée à ce jour)

- Gonzales-Ferran M.O., The Bransfield rift and its active volcanism, in Geological evolution of Antarctica, Proceedings of the Fifth International Symposium on Antarctic Earth Sciences, Cambridge (1987), M. R. A. Thomson, J. A. Crame, J. W. Thomson eds., Cambridge Univ. Press., 505-509, 1991.
- Gow A.J., Williamson T., Volcanic ash in the Antarctic ice sheet and its possible climatic implications, *Earth. Planet. Sci. Lett.*, 13, 210-218, 1971.
- Hammer C.U., Greenland ice sheet evidence of post-glacial volcanism and its climatic impact, *Nature*, vol 288, 230-245.
- Hart S.R., A large scale isotope anomaly in the Southern hemisphere mantle, *Nature*, 309, 753-757, 1984.
- Hart R., Heterogeneous mantle domains : signatures, genesis and mixing chronologies, *Earth. Planet. Sci. Lett.*, 90, 273-296, 1988.
- Hart S.R., Hauri E.H., Oschmann L.A., Whitehead J.A., Mantle plumes and entrainment isotopic evidence, *science* 256, 517-520, 1992.
- Hawkesworth C.J., Norry M.J., Roddick J.C., Baker P.E., Francis P.W., Thorpe R.S., $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, and incompatible element variations in calc-alkaline andesites and plateau lava from South America, *Earth. Planet. Sci. Lett.*, 42, 45-57, 1979.
- Hole M.J., Smellie J.L., Marriner G.F., Geochemistry and tectonic setting of Cenozoic alkaline basalts from Alexander Island, Antarctic Peninsula, in Geological evolution of Antarctica, Proceedings of the Fifth International Symposium on Antarctic Earth Sciences, Cambridge (1987), M. R. A. Thomson, J. A. Crame, J. W. Thomson eds., Cambridge Univ. Press., 521-526, 1991.
- Hole M.J., Saunders A.D., Rogers G., Sykes M.A., The relationship between magmatism, lithospheric extension and slab window formation along continental destructive plate margins, in Volcanism associated with extension at consuming plate margins, J.L. Smellie ed., Geological Society Special Publication N°81, 265-285, 1995.
- Jouzel J., Waelbroeck R., C., Malaize B., Bender M., Petit J.R., Stievenard M., Barkov N.I., Barnola J.M., King T., Kotlyakov V.M., Lipenkov V., Lorius C., Raynaud D., Ritz C., Sowers T., Climatic Interpretation of the recently extended Vostok ice records, *Climate Dynamics*, 12, 513-521, 1996.
- Kyle P.R., Jezek P.A., Composition of three tephra layers from the Byrd station ice core, Antarctica, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 44, 225-232, 1978.
- Kyle P.R., Jezek P.A., Mosley Thompson E., Thompson L., Tephra layers in the Byrd station ice core and the Dome C ice core, Antarctica and their climatic importance, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 11, 29-39, 1981.
- Kyle P.R., Palais J., Delmas R. J., The volcanic record of Antarctic ice cores : preliminary results and potential for future investigations, *Annals of Glaciology*, 3, 172-177, 1982.
- Kyle P.R., Palais J., Thomas E., The Vostok tephra : an important englacial stratigraphic marker ?, *Antarct. J. U. S.*, 19, 64-65, 1984.
- Kyle P.R., McMurdo volcanic group, Western Ross Embayment, Introduction, in Volcanoes of the Antarctic plate and Southern oceans, W. E. Lemasurier and J. W. Thomson, Eds, Antarctic reasearch series, V. 48, American Geophysical Union Washington, D.C., 19-25, 1989-a.
- Kyle P.R., Melbourne volcanic province, in Volcanoes of the Antarctic plate and Southern oceans, W. E. Lemasurier and J. W. Thomson, Eds, Antarctic reasearch series, V. 48, American Geophysical Union Washington, D.C., 48-80, 1989-b.
- Kyle P.R., Erebus volcanic province, in Volcanoes of the Antarctic plate and Southern oceans, W. E. Lemasurier and J. W. Thomson, Eds, Antarctic reasearch series, V. 48, American Geophysical Union Washington, D.C., 81-145, 1989-c.
- Kyle P.R., Pankhurts R., Mukas S., Panter K., Smellie J., McIntosh W., Sr, Nd and Pb isotopic variations in the Marie Byrd plume, west Antarctica, Abstract, U.S. Geological survey circular 1107, ICOG8, Berkley, p 184, 1994.
- Le Maitre R.W., Bateman P., Dudek A., Keller J., Lameyre Le Bas M.J., Sabine P.A., Schmid R., Sorensen H., Streckeisen A., Wolley A. R., Zanettin B., A classification of igneous rocks and glossary of terms, Blackwell, Oxford, 1989.
- LeMasurier W.E., Kyle P.R., Rankin P.C., Rare earth element geochemistry of volcanic rocks from the Executive Committee Range Marie Byrd Land, *Antarct. J. US*, 11 (4), 263-267, 1976.
- LeMasurier W.E., Late Cenozoic volcanism on the Antarctic plate, in Volcanoes of the Antarctic plate and Southern oceans, W. E. Lemasurier and J. W. Thomson, Eds, Antarctic reasearch series, V. 48, American Geophysical Union Washington, D.C., 1-18, 1989-a.
- LeMasurier W.E., Marie Byrd Land, in Volcanoes of the Antarctic plate and Southern oceans, W. E. Lemasurier and J. W. Thomson, Eds, Antarctic reasearch series, V. 48, American Geophysical Union Washington, D.C., 147-256, 1989-b.
- LeMasurier W.E., Rex D.C., Evolutin of linear volcanic ranges in Marie Byrd Land, West Antarctica, *J. Geophys. Res. Lett.*, 94, B6, 7223-7236, 1989.
- Mahoney J.J., Jones W.B., Frey F.A., Salters V J.M., Pyle D.G., Davies H.L., Geochemical characteristics of lavas from Broken Ridge, the Naturaliste Plateau and southernmost Kerguelen Plateau : Cretaceous plateau volcanism in the southeast Indian Ocean, *Chem. Geol.*, 120, 315-345, 1995.
- McDonough W.F., McColloch M.T., Duncan R.A., Gamble J.A., McDougall I., Morris P.A., Briggs R.M, Geochemical and isotopic systematics of Cenozoic intraplate basalts from continental and oceanic regions in the South Pacific, paper presented McIntosh W.C., Kyle P.R., Hallett volcanic province, summary, in Volcanoes of the Antarctic plate and Southern oceans, W. E. Lemasurier and J. W. Thomson, Eds, Antarctic reasearch series, V. 48, American Geophysical Union Washington, D.C., 26-31, 1989.
- McIntosh W.C., Wilch T.I., Late Pleistocene (223-125 ka) plinian eruptions in Marie Byrd Land : potential time horizons in West Antarctic ice cores, abstract, *chercher les ref*, 1997.
- Newhall C.G., Self S., The Volcanic Explosivity Index (VEI) : an estimate of explosive magnitude for historical volcanism, *J. Geoph. Res.*, 87, C2, 1231-1238, 1982.
- Palais J., Particle morphology, composition and associated ice chemistry of tephra layers in the Byrd ice core : evidence for hydrovolcanic eruptions, *Annals of Glaciology*, 7, 42-48, 1985.
- Palais J., Kyle P., Mosley Thompson E., Thomas E., Correlation of a 3200 year old tephra in ice cores from Vostok and South Pole stations, Antarctica, *Geoph. Res. Lett.*, 14, 8, 804-807, 1987.

- Palais J., Petit J.R., Lorius C., Korotkevitch Y.S., Tephra layers in the Vostok ice core : 160,000 years of southern hemisphere volcanism, *Antarctic Journal, Review*, 98-100, 1989.
- Palais J., Kirchner S., Delmas R.J., Identification of some global volcanic horizons by major elements analysis of fine ash Antarctic ice, *Annals of Glaciology*, 14, 216-220, 1990.
- Palais J., Germani M.S., Zielinski G.A., Inter-hemispheric transport of volcanic ash from a 1259 A.D. volcanic eruption to the Greenland and Antarctic ice sheets, *Geoph. Res. Letters*, 19, 8, 801-804, 1992.
- Panter K.S., Pankhursts R., Kyle P.R., Smellie J., Mukasa S., McIntosh W., Sr, Nd, O, and Pb isotopes from the Mount Sidley volcano, Marie Byrd Land, Antarctica, Abstract, U.S. Geological survey circular 1107, ICOG8, Berkley, p 241, 1994.
- Pearce J.A., Baker P.E., Harvey P.K., Luff I.W., Geochemical evidence for subduction fluxes, mantle melting and fractional crystallisation beneath the South Sandwich Island Arc, *J. Petrol.*, 36, 1073-1109, 1995.
- Petit J.R., Basile I., Leruyet A., Raynaud D., Lorius C., Jouzel J., Stievenard M., Lipenkov V.Y., Barkov N.I., Kudryashov B.B., Davis M., Saltzman E., Kotlyakov V., Four climate cycles in Vostok ice core, *Nature*, 387, 359-360, 1997.
- Raffy V., Genthon C., Etude et validation d'un modèle lagrangien de trajectoires en régions polaires, *Mémoire de DEA « Climat et physicochimie de l'atmosphère »*, 34p, 1997.
- Rampino M., Self S., Volcanic winter and accelerated glaciation following the Toba super-éruption, *Nature*, 359, 50-52.
- Rocholl A., Stein M., Molzahn M., Hart S.R., Wörner G., Geochemical evolution of rift magmas by progressive trapping of a stratified mantle source beneath the Ross Sea Rift, Northern Victoria Land, Antarctica, *Earth. Planet. Sci. Lett*, 131, 207-224, 1995.
- Rowley P.D., Thomson J.W., Smellie J.L., Laudon T.S., La Prade K.E., LeMasurier W.E., Alexander Island, Palmer Island and Ellsworth Land, in *Volcanoes of the Antarctic plate and Southern oceans*, W. E. Lemasurier and J. W. Thomson, Eds, Antarctic reasearch series, V. 48, American Geophysical Union Washington, D.C., 257-300, 1989.
- Shane P.A.R., Black T.M., Alloway B.V., Westgate J.A., Early to middle Pleistocene tephrochronology of North Island, New Zealand : implications for volcanism, tectonism and paleoenvironments, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 108, 8, 915-925, 1996.
- Simkin T., Siebert L., *Volcanoes of the world*, Geoscience Press, Inc., Tucson, Arizona (eds.), 349p, 1994.
- Smellie J.L., Graham Land and South Shetland Islands, in *Volcanoes of the Antarctic plate and Southern oceans*, W. E. Lemasurier and J. W. Thomson, Eds, Antarctic reasearch series, V. 48, American Geophysical Union Washington, D.C., 303-355, 1989.
- Sun S.S., McDonough W.F., Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts : implications for mantle composition and processes. In Saunders A.D. and Norry M.J. Eds., *Magmatism in ocean basins*, *Geol. Soc. London. Spec. Pub.* 42, 313-345, 1989.

- Taylor SR., Mc Lennan S.M., *The continental crust : its composition and evolution*. Blackwell Scien. Pub., 312p, 1985.
- Thomson J.W., carte de page de couverture, in *Volcanoes of the Antarctic plate and Southern oceans*, W. E. Lemasurier and J. W. Thomson, Eds, Antarctic reasearch series, V. 48, American Geophysical Union Washington, D.C., 1989.
- Tokarski M.A.K., The late Cretaceous-Cenozoic structural history of King George Island, South Shetland Islands, and its plate tectonic setting, in *Geological evolution of Antarctica*, Proceedings of the Fifth International Symposium on Antarctic Earth Sciences, Cambridge (1987), M. R. A. Thomson, J. A. Crame, J. W. Thomson eds., Cambridge Univ. Press., 493-497, 1991.
- Vincent P., D'où viennent les volcans ?, dans *Volcanisme et volcans d'Auvergne*, La dépêche scientifique du parc, n°8/9, 6, 1995.
- Walbroeck C., Jouzel J., Labeyrie L., Lorius C., Labracherie M., Stievenard M., Barkov N.I., A comparison of 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.
- Weaver S.D., Saunders A.D., Pankhurst R.J., Tarney J., A geochemical study of magmatism associated with the initial stages of back-arc spreading, *Contrib. Mineral. Petrol.*, 68, 151-169, 1979.
- Verwoerd W.J., Chevallier L., Thomson J.W., Oceanic islands on the Antarctic plate, Bouvetoya, in *Volcanoes of the Antarctic plate and Southern oceans*, W. E. Lemasurier and J. W. Thomson, Eds, Antarctic reasearch series, V. 48, American Geophysical Union Washington, D.C., 405-410, 1989.
- Wilson M., *Igneous petrogenesis : a global tectonic approach*, Chapman & Hall eds., 466p, 1989.
- Wörner G., Niephaus H., Hertogen J., Viereck L., The Mt Melbourne Volcanic Field (Victoria Land, Antarctica) II : geochemistry and magmas genesis, *Geol. Jarhb.* E38, 395-433, 1989.

4. AEROSOLS CONTINENTAUX

4.1 INTRODUCTION

4.1.1 Pourquoi déterminer les sources des aérosols continentaux ?

Les aérosols minéraux³⁷ en suspension dans l'atmosphère jouent un rôle direct important dans les bilans radiatifs en absorbant et/ou en diffusant les radiations solaires et terrestres (rétroactions de signe variable selon la longueur d'onde concernée, la taille de la particule et sa nature minéralogique - cf. Andreae, 1996). Bien que leur rôle indirect en temps que CCN³⁸ soit discuté, leur influence sur le climat est certaine. Pour une meilleure compréhension des variations climatiques terrestres, un des objectifs est donc d'intégrer l'effet radiatif des poussières dans les modèles de climat (*e.g.* Harvey, 1988 ; Tegen et al., 1996 ; Overpeck et al, 1996). Pour cela, la première étape consiste à vérifier que les simulations de transport de poussières (considérées alors comme traceurs passifs par rapport au rayonnement solaire) entre les sources et les

³⁷ Le terme « aérosol » définit les phases liquides et solides en suspension dans l'atmosphère. Le terme minéral précise donc la nature de l'aérosol. S'agissant dans cette étude d'aérosols uniquement naturels, issus de l'érosion de la croûte continentale, « minéral » comprend ici principalement des aluminosilicates mais aussi des carbonates, des sulfates et des phosphates, représentés cependant en proportions beaucoup plus faibles. On remarquera que les verres volcaniques ne sont pas des minéraux au sens strict du terme, puisqu'ils n'ont pas un état cristallin mais amorphe (sauf les microlithes). Ils sont cependant compris dans le terme « aérosol minéral ». Dans le texte, on pourra rencontrer les termes « aérosol continental », « particules », « poussières », « poussières continentales », « poussières éoliennes » considérés alors comme synonymes d'« aérosols minéraux ».

³⁸ CCN : Cloud Condensation Nucleii (noyau de nucléation).

puits sont satisfaisantes. Lorsque les transports simulés reproduisent bien les observations dont on dispose, et en supposant que les lois de diffusion et d'absorption soient bien connues, il est alors raisonnable d'introduire les poussières dans les modèles en temps que traceurs actifs vis à vis du rayonnement solaire.

Les poussières ont été intégrées dans les modèles de circulation générale (AGCMs : Atmospheric Global Circulation Models) par S. Joussaume (1993) et C. Genthon (1993) mais la reproduction des variations des flux observés entre période glaciaire et période interglaciaire est un problème qui n'est pas résolu (Andersen et Genthon, 1996). Les simulations aboutissent à une augmentation des flux en Antarctique de l'Est en période glaciaire d'un facteur 2 environ, alors que les flux mesurés sont 10 à 30 fois plus importants. Il est probable qu'une grande partie de cette incertitude soit en partie due à une paramétrisation imprécise des poussières dans le modèle.

Il est donc nécessaire d'arriver à bien définir les différents paramètres caractérisant le cycle des poussières, depuis les caractéristiques de la source jusqu'aux mécanismes de soulèvement, de transport et de dépôt au puits. Pour cela, il faudrait, à partir des dépôts, arriver à remonter dans le cycle pour répondre aux questions suivantes :

- l'augmentation des flux en période glaciaire est-elle la conséquence de l'extension géographique des sources et/ou de l'augmentation de leur capacité à produire des particules mobilisables par déflation éolienne et/ou de l'augmentation de l'aridité ?

et/ou

- l'augmentation des flux en période glaciaire est-elle la conséquence de modifications significatives de la dynamique des circulations atmosphériques (vitesse des vents, fréquence des tempêtes, directions des trajectoires des masses d'air) ?

Apporter une réponse à ces questions implique de pouvoir caractériser à la fois les sources et les circulations atmosphériques. Ces informations peuvent être partiellement obtenues à partir de l'analyse des flux, des tailles et des signatures géochimiques des poussières déposées au niveau des calottes polaires.

Nous proposons dans ce chapitre d'apporter quelques éléments de réponse à ce problème en déterminant la source des aérosols minéraux déposés à Vostok au cours des dernières périodes glaciaires et interglaciaires. La méthode d'identification est basée sur la comparaison des caractéristiques géochimiques (isotopes du Strontium et du

Néodyme) entre particules aux sources (PSAs : Potentiel Source Areas) et particules au puits.

4.1.2 Présentation du chapitre

Dans la première partie de ce chapitre, nous passons en revue brièvement les caractéristiques des aérosols minéraux actuels. Ce paragraphe, uniquement basé sur une étude bibliographique, a principalement pour but de bien définir le concept « aérosol minéral » en terme de minéralogie, distance et altitude de transport, temps de résidence, distributions géographique et temporelle, concentrations et flux, distribution en taille. Pour chaque paramètre, nous essayons de décrire plus particulièrement les caractéristiques spécifiques aux aérosols des hautes latitudes australes.

Dans la seconde partie, nous posons les bases de notre problématique qui peut se résumer à la question suivante : parmi les zones désertiques circum-Antarctique et Antarctique (Nouvelle Zélande, sud de l'Amérique du Sud, Afrique du Sud, Australie, zones non englacées antarctiques), quelle(s) est(sont) la(les) source(s) des aérosols minéraux qui alimentent l'Antarctique de l'Est ? Etant donné les faibles quantités de poussières que contient la glace, nous nous sommes attachés dans un premier temps, pour des raisons analytiques, à identifier l'origine des poussières de périodes glaciaires (car elles sont 20 à 30 fois plus concentrées qu'à l'actuel). Cette partie, qui représente la première série de mesures est présentée sous forme de publication parue en février 1997 (en anglais).

Dans la troisième partie, nous présentons une adaptation de la méthode (modification de la méthode d'extraction et changement de spectromètre de masse) qui a permis de mesurer les signatures isotopiques Sr et Nd des poussières en période interglaciaire. Cette partie présente et décrit les résultats obtenus sur les nouveaux échantillons interglaciaires et glaciaires (2ème série). Elle met en évidence une variabilité des signatures pour la globalité des signatures (1ère et 2ème série). Pour les échantillons de la 1ère série, elle s'explique en partie, pour le Sr, par une contribution de l'aérosol marin pour laquelle nous proposons une correction. Après correction, cette variabilité observée nous amenera à nous interroger sur la variabilité de la signature des poussières à la source.

La quatrième partie est consacrée à ce « retour aux sources ». On propose, à partir d'exemples pris dans d'autres travaux, de suivre le devenir de la signature isotopique des particules détritiques au cours du cycle d'érosion / transport / sédimentation au sein d'un PSA. Cette étude va permettre de mettre en évidence des variations de signatures isotopiques entre les différentes fractions granulométriques d'un même PSA et de mieux comprendre la signature des minéraux argileux résultant de l'altération chimique des

minéraux primaires. Elle redéfinit de plus un cadre d'étude rigoureux pour les travaux basés sur les comparaisons des signatures entre sources et puits.

La cinquième partie utilise ces résultats pour identifier la source des poussières analysées (séries 1 et 2) et expliquer leur variabilité. La source identifiée est confirmée par des données géomorphologiques et minéralogiques indépendantes. Cette détermination de l'origine permet de plus d'expliquer, en terme géochimique, les signatures isotopiques des aérosols minéraux et de soulever le problème des variations de leur signature entre période glaciaire et période interglaciaire.

Enfin, dans la dernière partie, nous replaçons nos résultats dans le cadre climatologique qui a motivé ce travail. Il est d'abord proposé, pour les AGCMs, une redéfinition des caractéristiques de la source que nous avons identifiée. Ensuite, nous essaierons de suggérer, à partir de la connaissance de la source et du puits, un mécanisme de transport s'intégrant dans la circulation troposphérique des hautes latitudes de l'hémisphère austral. A partir de là, nous serons en mesure de discuter des paramètres responsables de l'augmentation des flux en période glaciaire. Pour terminer, nous posons le problème du mode à 14 μm observé au LGM en terme de dynamique atmosphérique.

4.2 PRINCIPALES CARACTERISTIQUES DES AEROSOLS MINERAUX DEDUITES D'OBSERVATIONS DANS L'ATMOSPHERE ACTUELLE

L'objectif de ce chapitre n'est pas de passer en revue toutes les études actuelles portant sur les aérosols minéraux. On se reportera pour cela aux synthèses de Duce (1995), Prospero (1996) et Pye (1987) et à leurs références bibliographiques. Il a pour but, à partir de quelques exemples pris ou non dans ces synthèses, de :

- ⇒ mettre en évidence les paramètres usuels permettant de caractériser les poussières,
- ⇒ appréhender les phénomènes atmosphériques initiateurs et régulateurs de la charge en poussières de l'atmosphère,
- ⇒ donner les ordres de grandeur de ces paramètres en climat interglaciaire.

Pour cela, nous allons suivre le cycle des poussières depuis la « source » jusqu'au « puits ». Pour chaque paramètre, lorsque des données sont disponibles, nous essaierons de dégager les particularités caractérisant le cycle des poussières des hautes latitudes de l'hémisphère Sud qui ont pour puits l'Antarctique de l'Est.

4.2.1 Paramètres relatifs à la source

4.2.1.1 Répartition des sources

La Figure 4-1 est une image, obtenue par satellite, de l'épaisseur optique moyenne des aérosols au dessus des océans, pour les quatre saisons (Prospero, 1996). L'épaisseur optique fournit une indication semi-quantitative de la charge en aérosols, intégrée sur une verticale. Cette image montre que les zones de l'atmosphère chargées en particules se situent principalement aux basses latitudes et sont associées aux régions continentales semi-arides, arides et désertiques. La couverture végétale y est généralement limitée. Les deux principales sources actuelles sont l'Afrique du Nord et l'Est Asiatique.

L'Australie, bien que présentant des climats arides à désertiques ne participe que dans une très faible proportion à la charge atmosphérique actuelle en aérosol. Toutes les zones désertiques du globe (qui correspondent essentiellement à la branche descendante de la cellule de Hadley, vers ~30° de latitude Nord et Sud) ne sont donc pas nécessairement, à l'heure actuelle, des régions sources significatives.

De plus, on remarquera qu'environ 90% de l'aérosol minéral est, à l'heure actuelle, généré et déposé en hémisphère Nord.

En ce qui concerne les zones continentales désertiques les plus au sud situées l'hémisphère austral (déserts d'Australie, d'Afrique du Sud, d'Amérique du Sud), elles n'apparaissent pas, malgré leur aridité, comme des zones actives en terme d'alimentation de l'atmosphère en aérosols minéraux.

4.2.1.2 Nature minéralogique des poussières éoliennes

La seconde caractéristique liée à la source est la nature minéralogique des poussières éoliennes. Les principales minéralogies qui les constituent, toutes sources confondues, sont présentées dans le Tableau 4-1 (d'après Pye, 1987).

Il a été observé que les fractions les plus grossières sont souvent marquées par une grande abondance en quartz, feldspaths et carbonates. Au contraire, les fractions les plus fines sont marquées par un enrichissement en phyllosilicates (Shütz et Sebert, 1987 ; Pye, 1987).

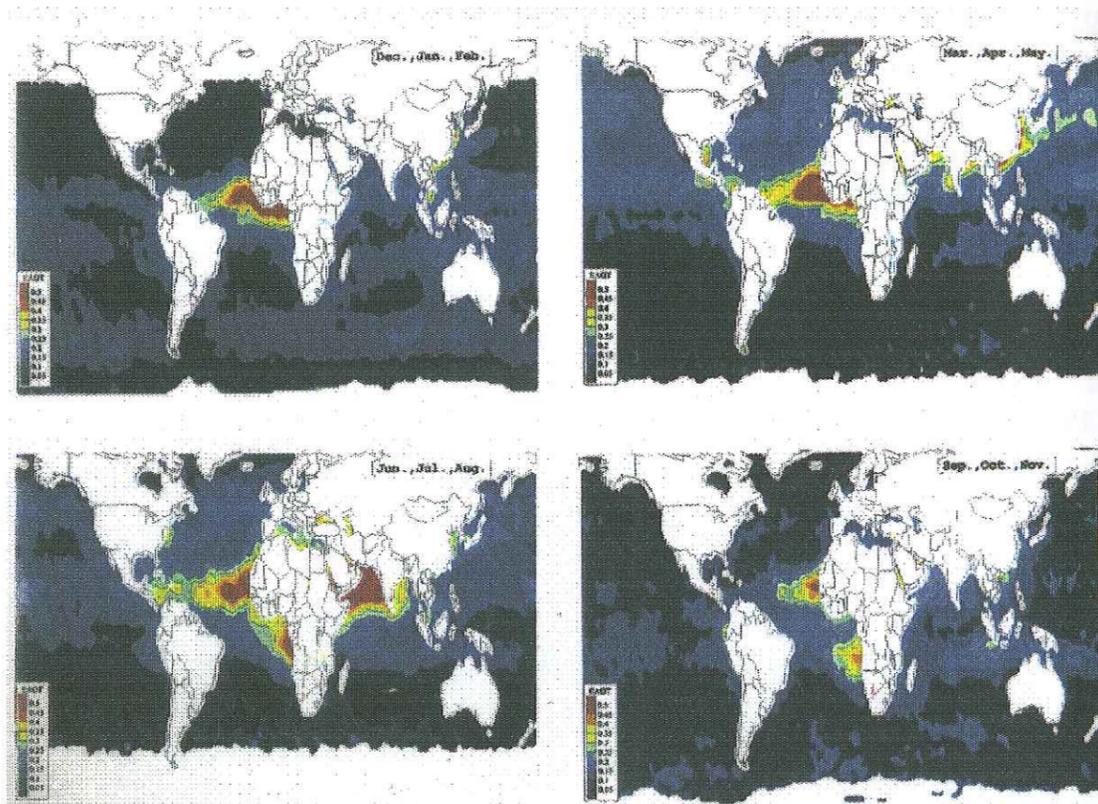


Figure 4-1 : Epaisseur optique des aérosols mesurée par satellite au dessus des océans pour les quatre saisons (AVHRR : Advanced Very High Resolution) (Prospero, 1996).

quartz	SiO ₂			
feldspaths	K[Si ₃ AlO ₈], Na[Si ₃ AlO ₈], Ca[Si ₂ Al ₂ O ₈]			
calcite	CaCO ₃			
dolomite	(Ca, Mg)(CO ₃) ₂			
micas	K(Fe,Mg) ₃ [Si ₃ AlO ₁₀ (OH,F) ₂], KAl ₂ [Si ₃ AlO ₁₀ (OH,F) ₂]	TOT 10 Å		} phyllosilicates
chlorite	(Mg,Fe,Al) ₃ Mg ₃ [(Si,Al) ₄ O ₁₀ (OH) ₂](OH) ₆	TOTO 14 Å		
kaolinite	Al ₄ [Si ₄ O ₁₀ (OH) ₈]	TO 7 Å	minéraux	
illite	K _x Al ₂ [Si _{4-x} Al _x O ₁₀](OH) ₂	TO 10 Å	argileux	
argiles smectiques	[Si ₄ O ₁₀ (OH) ₂](Na, Al, Fe, Mg, Ca) _{proportions variables} 4H ₂ O	TOT 14 Å	sensu stricto	
argiles interstratifiées				
gypse	CaSO ₄ · 2H ₂ O			
halite	NaCl			
opale	SiO ₂			
oxydes et minéraux lourd				
materiel volcanique (eşquilles de verres, plagioclases, pyroxènes, amphiboles, tridymite...)				
materiel organique amorphe (diatomées, phytolithes...)				
matière organique (lichens, bactéries, spores, pollen...)				

Tableau 4-1 : Nature minéralogique et biologique des aérosols issus de l'érosion continentale éolienne

En Antarctique de l'Est, différentes études minéralogiques ont été menées (e.g. Gaudichet et al. (1988) et Gaudichet et al. (1992), microscopie électronique à transmission). Une moyenne approximative des analyses obtenues aux sites de Pôle Sud et Vostok donnent, par ordre d'abondance décroissante : illite (~30%) > feldspaths (~18%) > quartz (~15%) > smectites (~7%) > oxydes métalliques \approx colloïdes (argiles) > silice amorphe > chlorite (~3%) > pyroxènes + amphiboles \approx verres volcaniques > kaolinite > composés carbonatés > vermiculite. Pour chaque échantillon analysé, la nature d'environ 20 % des particules reste indéterminée.

4.2.2 Paramètres relatifs au transport

Les différents paramètres caractéristiques du transport sont tous étroitement liés aux paramètres de la dynamique atmosphérique. On peut distinguer la distance de transport, le temps de résidence dans l'atmosphère, la taille des particules et leurs répartitions spatiales et temporelles.

4.2.2.1 Distance de transport

Sur l'image satellite de la Figure 4-1, le panache de poussières des basses latitudes de l'Atlantique Nord est de loin le plus dense et le plus persistant. Les poussières sont transportées depuis le nord de l'Afrique jusqu'aux Caraïbes. Dans cette région, Schütz et al. (1981) ont estimé les pourcentages en masse de poussières déposées, en fonction de la distance à la source. Les résultats sont présentés schématiquement sur la Figure 4-2. Au delà de 4000 km, il reste encore dans l'atmosphère 20 % de la masse des poussières

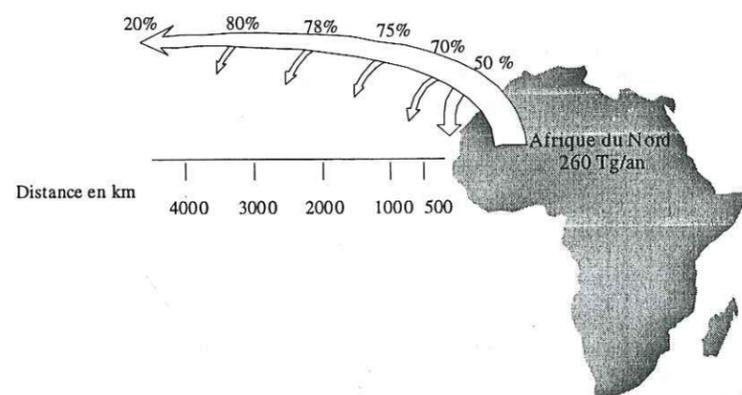


Figure 4-2 : Estimation des pourcentages de la masse totale déposée en fonction de la distance à la source pour les poussières de l'Atlantique Nord provenant du Sahara. (données de Schütz et al. (1981) et Duce (1995)).

injectées. C'est à dire qu'environ 50 Tg (1 Tg = 10^{12} g) par an sont transportées depuis l'Afrique du Nord jusque dans les régions d'Amérique Centrale.

Ainsi, les panaches de poussières, émis au niveau d'une source, peuvent être transportés à plusieurs milliers de km. Il est donc possible qu'une particule émise en Amérique du Sud, Australie ou Afrique puisse être transportée jusqu'en Antarctique de l'Est (impliquant une distance de transport jusqu'à Vostok d'au moins ~ 7000, ~7000 et ~ 8000 km respectivement).

4.2.2.2 Temps de résidence dans l'atmosphère

Imaginons maintenant, sur la Figure 4-2, qu'une particule soit émise à partir du Sahara : sa durée de transport dans l'atmosphère sera différente si elle se dépose à 500 km de la source ou à 5000 km de la source. Cette durée détermine le « temps de résidence³⁹ » dans l'atmosphère. Des mesures satellitaires ont montré, par exemple, qu'il faut environ 1 semaine à une masse d'air chargée en poussières pour traverser l'Atlantique Nord de la côte ouest africaine jusqu'aux Caraïbes.

Ainsi, les particules qui se déposent à proximité des sources ont un temps de résidence très court, de l'ordre de quelques minutes à quelques heures. Après plusieurs centaines de km, le temps de résidence typique est de quelques jours. Dans son modèle, Andreae (1996) prend par exemple une valeur moyenne de temps de résidence de 4 jours. Les particules transportées dans la haute troposphère ou dans les régions très sèches peuvent avoir, quant à elles, un temps de résidence de une à deux semaines. Si les particules déposées en Antarctique proviennent d'Amérique du Sud, d'Australie ou d'Afrique du Sud, leur temps de résidence dans l'atmosphère est probablement de l'ordre de grandeur de la semaine.

³⁹ De façon rigoureuse, le temps de résidence τ d'une particule est défini par $-\frac{dC}{dt} = \frac{1}{\tau}C$ ou C est la concentration en particules.

8		4	-1	$\Phi = \log_2(1/d)$ d en mm
ARGILES	SILTS	SABLES		
3,9 μm (=1/256mm)	62,5 μm (=1/16mm)	2 mm		diamètre d

Figure 4-3 : Définition des classes granulométriques susceptibles d'être mobilisées par déflation éolienne. Les unités Φ sont données pour mémoire car souvent utilisées en sédimentologie.

4.2.2.3 Taille des particules

La taille des aérosols minéraux peut aller de quelques centièmes de microns à plus de 1 mm⁴⁰. Ils peuvent donc être classés parmi les argiles⁴¹, les silts et les sables, selon la terminologie usuelle présentée sur la Figure 4-3

La Figure 4-4 montre un exemple d'étude (toujours pour les aérosols provenant du Sahara) de la distribution en volume des aérosols minéraux en fonction de leur taille et de la distance par rapport à la source. Ces distributions peuvent être modélisées par une loi lognormale. On voit ici que le maximum de cette distribution chute progressivement de 50 μm (en diamètre) à proximité de la source, jusqu'à 1-2 μm à 5000 km. Ainsi, les grosses particules (supérieures à 100 μm) ont un temps de résidence dans l'atmosphère très court (moins d'une heure). Les particules d'une taille supérieure à 5 μm retombent rapidement au cours des premières centaines de km. A grande distance (de l'ordre du millier de km), les poussières atteignent ensuite une distribution en taille relativement stable (de 1 à 3 μm en diamètre).

Cette stabilité est particulièrement bien enregistrée au site de Vostok où se déposent des particules qui ont incontestablement été transportées à grande distance. La Figure 4-6 illustre la distribution moyenne en volume des poussières déposées à Vostok. Cette distribution est effectivement caractérisée par un mode à 2-3 μm en diamètre non seulement à l'actuel, mais aussi aux stades antérieurs interglaciaires et glaciaires. On remarquera cependant que, au stade 2 (noté LGM pour Last Glacial Maximum), une seconde distribution vient s'ajouter avec un mode à environ 14 μm .

⁴⁰ Dans la suite du texte, nous avons choisi d'exprimer la taille d'une particule par son diamètre (utilisé en sédimentologie) et non par son rayon, à l'exception des graphiques de distribution en nombre et en volume (classiquement présentés en utilisant le rayon).

⁴¹ On notera que le terme « argiles » est utilisé ici dans un sens granulométrique, cette fraction argileuse pouvant être composée d'argiles au sens minéralogique, de quartz, de feldspaths...

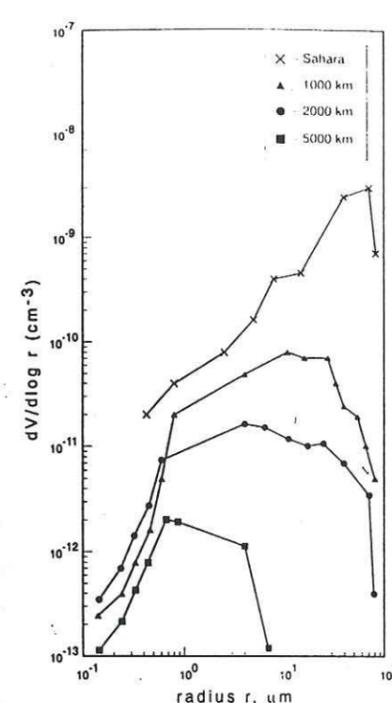


Figure 4-4 : Distribution en volume des aérosols minéraux en fonction du rayon depuis la source Saharienne jusqu'à des distances de 5000 km (d'après Schütz et al., 1981).

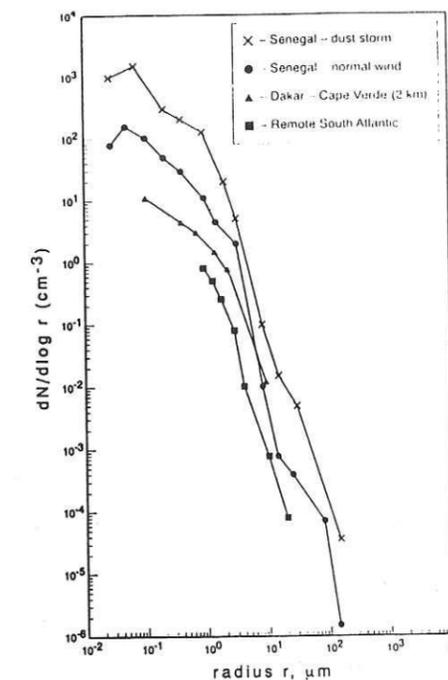


Figure 4-5 : Distribution en nombre des aérosols minéraux en fonction de leur taille, collectés à des distances croissantes par rapport à la source (d'après Duce, 1995).

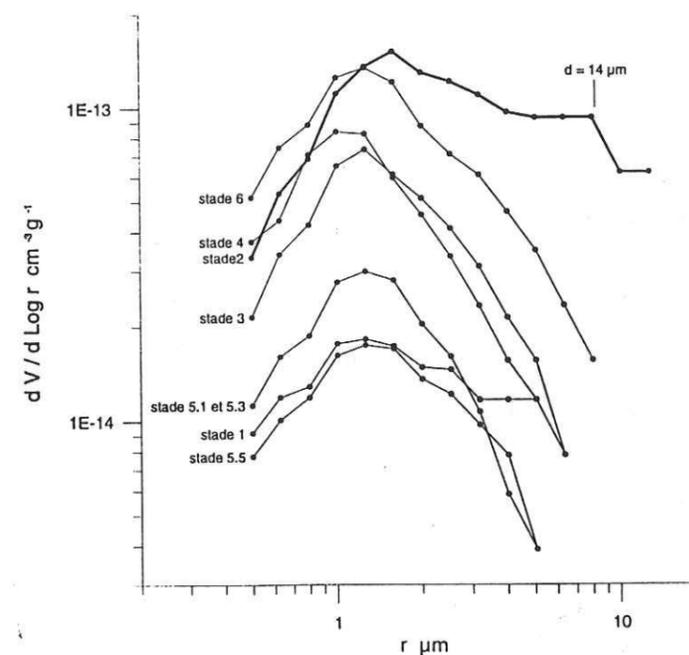


Figure 4-6 : Moyenne par stade de la distribution en volume des aérosols minéraux déposés à Vostok. Les stades 2, 4, et 6 représentent les périodes glaciaires, les stades 1, 3 et 5 les périodes interglaciaires. (données : Mounier, 1988).

On notera cependant que quelques études ont reporté des cas exceptionnels de transport longue distance pour des particules de plus de 100 μm (Duce, 1995).

Les distributions de particules en utilisant non plus le volume mais le nombre (Figure 4-5) mettent en évidence la prépondérance en nombre des particules fines. Toutefois, lorsque la taille devient inférieure au dixième de micron, les forces d'adhésion augmentent et les particules tendent à s'agglomérer et se coller aux particules plus grosses.

A partir de ces deux distributions en nombre et en masse (masse proportionnelle au volume), on peut définir deux paramètres caractérisant cette population : le diamètre moyen basé sur la distribution en nombre (noté MND : mean number diameter) et le diamètre moyen basé sur la distribution en masse (noté MMD : mean mass diameter). L'étude de ces deux paramètres permet d'interpréter les distributions des aérosols minéraux en terme de dynamique atmosphérique. Les glaces polaires représentent un enregistrement particulièrement bien adapté à ce type d'étude, puisque le signal n'est pas perturbé par des phénomènes autres qu'éoliens. Elles permettent entre autre d'étudier de façon très détaillée les variations de la dynamique du transport entre périodes glaciaires et périodes interglaciaires (*e.g.* carotte du Groenland (GISP2), Zielinsky et Mershon, 1997).

4.2.2.4 Distribution spatiale

4.2.2.4.1 Distribution verticale

Bien que ce paramètre soit essentiel dans la compréhension et la modélisation des transports à longue distance, il existe peu d'études concernant la répartition verticale des aérosols minéraux dans l'atmosphère. Des mesures par Lidar aéroporté ont montré que les poussières peuvent se répartir dans plusieurs couches de l'atmosphère, couches dont la somme des épaisseurs peut dépasser 2 km. On estime cependant que la plus grande proportion des poussières se situe dans les couches troposphériques vers 5 km d'altitude.

4.2.2.4.2 Distribution horizontale

Dans le paragraphe « 4.2.1 Répartition des sources », nous avons vu que les principales masses d'air chargées en aérosols minéraux sont localisées dans les basses et moyennes latitudes et que les panaches de poussières peuvent s'étendre sur des

distances de plusieurs milliers de km. Toutefois, si l'on considère un site donné, alimenté en poussières par deux (ou plusieurs) sources distinctes, la contribution de chaque source n'est pas nécessairement proportionnelle à sa proximité. Par exemple, une étude dans les Bermudes a montré que la contribution des sources sahariennes (situées à 4500 km) était largement prépondérante par rapport aux sources d'Amérique du Nord (situées seulement à 1000 km).

Ce problème « un puits / deux sources ? » se pose aussi à Vostok au LGM, puisque nous venons de voir qu'il existe un mode additionnel à 14 μm . A une source grande distance pourrait donc éventuellement être associée une source plus proche, située peut être dans une zone non englacée de l'Antarctique.

De plus, toujours en un site donné, il peut exister de très forts gradients de concentration atmosphérique en particules. Les îles Canaries, par exemple, situées en limite Nord du panache de l'Atlantique (Figure 4-1), peuvent enregistrer de très grandes variations de concentration selon que le panache atteint ou non la latitude de ces îles.

Enfin, la position de la limite sud de ce même panache de l'Atlantique nord semble correspondre aux différentes positions saisonnières de la frontière nord de la zone de convergence intertropicale (notée ITCZ, Inter Tropical Convergence Zone). L'ITCZ se comporte donc comme une barrière troposphérique de diffusion des aérosols minéraux entre les deux hémisphères.

4.2.2.5 Distribution temporelle

Les advections de poussières dans l'atmosphère sont marquées par un important caractère sporadique. Il est estimé que, en moyenne, 90% de la masse totale déposée en un site donné sur un an se dépose en l'espace de 5 jours. Il existe donc une grande variabilité à l'échelle de la journée.

Il existe aussi une grande variabilité à l'échelle de la saison. Le premier exemple est celui abordé dans le paragraphe précédent où l'ITCZ impose une saisonnalité à la position du panache de poussières. On peut aussi citer en exemple l'Arabie et le Pacifique où les maximums de concentration en poussières enregistrés dans l'atmosphère correspondent aux périodes de maximum d'activité des tempêtes de sable et des moussons au cours du printemps.

Au site de Pôle Sud, les concentrations atmosphériques en aérosols minéraux augmentent pendant l'été Austral (Cunningham et Zolher, 1981). Dans la carotte de Dôme C, des apports sporadiques à flux élevé ainsi qu'une variabilité saisonnière ont aussi été détectés par des mesures en continu de la concentration en aérosols minéraux, sur quelques mètres de carotte. Ceci a été mis en évidence non seulement pour l'Holocène, mais aussi au cours du LGM (Thompson et al., 1979).

4.2.2.6 Rôle primordial de la dynamique atmosphérique

Distance parcourue par les particules, temps de résidence, distribution en taille, altitude atteinte dans la troposphère, distribution géographique et distribution temporelle sont étroitement corrélés : tous ces paramètres dépendent directement de la vitesse des vents et du régime des précipitations. Pour une région désertique donnée, la vitesse du vent est en effet le moteur de la mise en suspension, du transport et du dépôt sec des poussières ; les précipitations sont quant à elles responsables du dépôt par lessivage (dépôt humide).

Ainsi, par exemple, les maximums de concentration atmosphérique en poussières en Arabie sont corrélés à la fréquence des vents violents consécutifs au passage de fronts froids au printemps. Les vents zonaux jouent ensuite un rôle prépondérant : les alizés (branche de la cellule de Hadley qui converge vers l'Equateur) assurent par exemple le transport des poussières depuis le Sahara jusqu'aux Caraïbes. Enfin, le phénomène de dépôt par lessivage a été bien mis en évidence en Atlantique Nord où il a été montré que la concentration atmosphérique en poussières est inversement proportionnelle aux précipitations enregistrées en Afrique de l'ouest (Prospero, 1996).

Ainsi, la grande variabilité spatiale et temporelle du régime des vents et des précipitations explique donc les distributions sporadiques des aérosols minéraux dans l'atmosphère, leurs répartitions à grande échelle, ainsi que les variations saisonnières de leurs concentrations.

Les aérosols déposés à Dôme C enregistrent aussi des variations saisonnières, et l'on peut supposer que ce schéma de dépendance direct :

$$\text{concentration en poussières} = f(\text{conditions météorologiques})$$

s'applique aussi aux aérosols minéraux de l'hémisphère Sud.

4.2.3 Concentrations et flux aux puits

Bien que chaque point de la surface de la Terre puisse être considéré comme un « puits », il existe peu de mesures de concentrations atmosphériques en aérosols minéraux du fait :

- de la sporadicité des événements poussières (nécessité de très longues périodes d'échantillonnage),
- de la difficulté des mesures en domaine océanique,
- du coût des mesures troposphériques aéroportées.

Les concentrations extrêmes dans la couche limite rapportées dans la synthèse de Duce (1995) sont :

- en Chine (Xian, 34°N-109°E), des concentrations allant de 22 à 580 $\mu\text{g}/\text{m}^3$, avec une moyenne annuelle de 170 $\mu\text{g}/\text{m}^3$,
- en Péninsule Antarctique (69°S, 61°W), une concentration moyenne annuelle de 0.0025 $\mu\text{g}/\text{m}^3$

Ainsi, de très grandes variations de concentrations ont été mesurées à l'échelle du globe. Quelques concentrations moyennes annuelles dans la couche limite en différents sites océaniques et continentaux sont représentées sur la figure 4-7. Cette carte montre que les concentrations maximales se situent aux basses latitudes, à proximité des zones arides. Elle permet de compléter, par des données quantitatives, le schéma de répartition géographique suggéré par l'image satellite de la Figure 4-1.

En rapportant ces mesures de concentrations à la surface des océans, Duce (1995) estime que les flux de dépôt océanique sont maximums dans le Nord de l'océan Indien (7,1 $\text{g}/\text{m}^2/\text{an}$), et minimums dans le Pacifique sud (0,35 $\text{g}/\text{m}^2/\text{an}$). Compris entre ces deux valeurs, les flux des autres zones océaniques sont caractérisés par des valeurs nettement plus élevées en hémisphère Nord qu'en hémisphère Sud. Enfin, sur les calottes polaires, les flux mesurés en période Holocène sont, de $\sim 0,02 \text{ g}/\text{m}^2/\text{an}$ au site de GISP2 au Groenland (Zielinski et Mershon, 1997), et de $\sim 0,0015 \text{ g}/\text{m}^2/\text{an}$ à Vostok, site qui représente les flux les plus bas enregistré à la surface du globe. Toutefois, nous verrons dans les chapitres suivants « 4.3.1.1 High dust fluxes during glacial periods » que les flux étaient plus élevés en période glaciaire d'un facteur compris entre 10 et 30. Ceci signifie que l'Antarctique de l'Est, en période glaciaire, recevait à peu près les mêmes quantités de poussières que ce que le Groenland reçoit actuellement.

Les estimations de la charge atmosphérique annuelle totale en aérosols varient de 600 à 2000 Tg/an. Ces valeurs représentent environ 5% de la charge en particules des rivières (Réa, 1994). A titre de comparaison, le Tableau 4-2 donne les estimations de production annuelle pour les différents types d'aérosols primaires. Ce tableau montre que les aérosols minéraux issus de l'érosion continentale représentent environ 50% en masse de la production totale en aérosols primaires et plus de 40% de la production en aérosol total (primaires et secondaires). Cependant, en Antarctique, les aérosols minéraux ne représentent plus que (dans le climat actuel) 5% de l'aérosol total (Legrand et al., 1988)

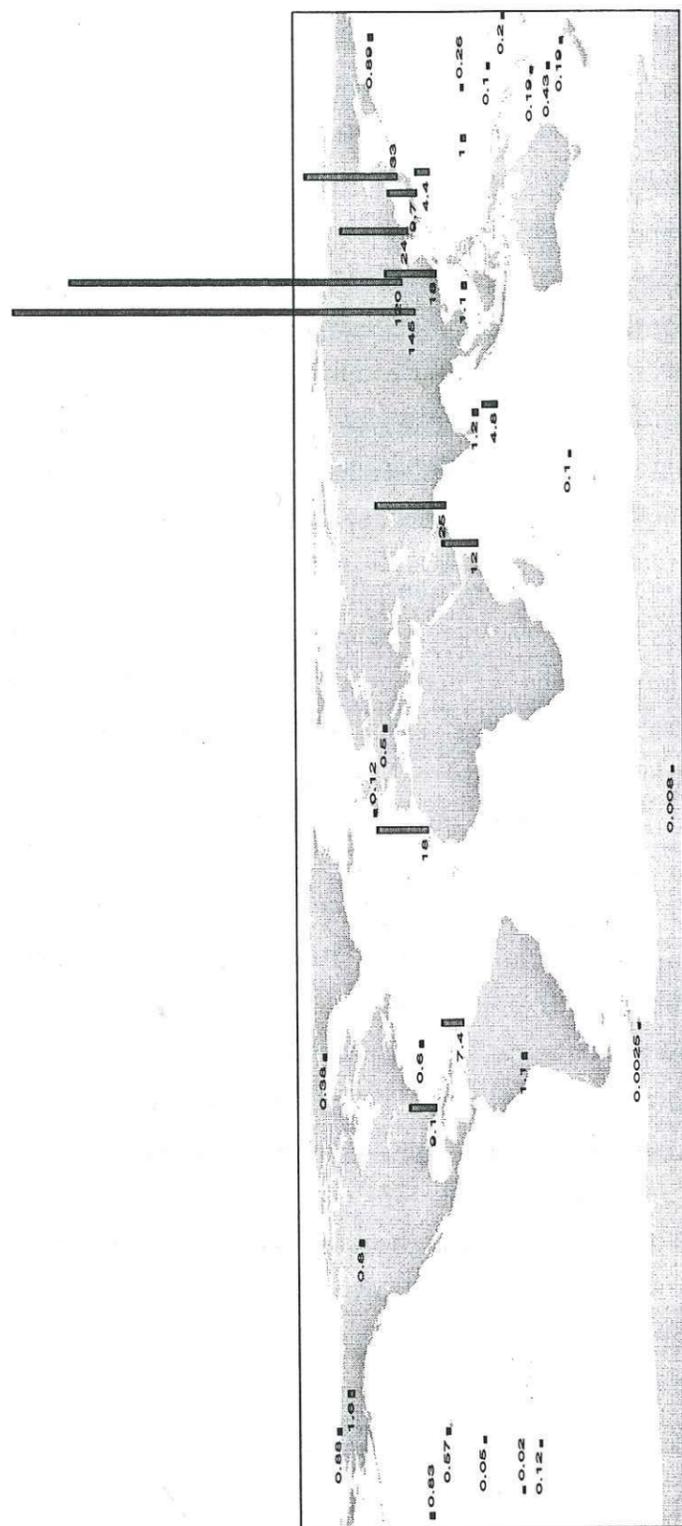


Figure 4-7 : Concentration moyenne annuelle ($\mu\text{g m}^{-3}$) en aérosols minéraux dans la couche limite. Les concentrations sont mesurées soit par la concentration en Al (abondance crustale 8%), soit par la concentration en Fe (abondance crustale 3.5%), soit par des méthodes gravimétriques. (Adapté de la synthèse de Duce, 1995). Lorsque deux sites de mesures sont très rapprochés, on a représenté la moyenne entre ces deux sites.

Aérosols naturels primaires	Tg/an
poussières continentales	1500
sels marins	1300
poussières volcaniques	33
débris biologiques	50
météorites	0,1 à 1
Aérosols anthropogéniques primaires	
poussières activités industrielles	100
carbone suie	20
Aérosols secondaires totaux	450

Tableau 4-2 : Estimation des productions actuelles globales en aérosols en Tg/an (d'après Andreae, 1996). Les aérosols secondaires représentent les phases ayant subies une transformation (gaz/liquide/solide).

4.2.4 Modélisation du cycle des poussières

Tous les processus dynamiques décrits ci-dessus ont été mis en équations afin d'intégrer les différentes étapes du cycle des poussières dans les modèles climatiques globaux (Genthon, 1992 ; Joussaume, 1993 ; Andersen et Genthon, 1996). Ces équations sont citées ici sous forme simplifiée afin de garder en mémoire les phénomènes physiques qui sous-tendent les observations et les discussions de l'ensemble du chapitre concernant les particules continentales.

A la source, la mise en suspension des particules est conditionnée par la vitesse des vents de surface, la texture du sol et la couverture végétale. L'équation de soulèvement utilisée par C. Genthon dans le GISS-GCM est de la forme

$$F_{sol} = CW_s^3$$

où F_{sol} est le flux de poussières soulevées et W_s la vitesse du vent de surface. C est fonction du type de sol et du type de couverture végétale. Dans certains modèles, (par exemple celui de Tegen et Fung, 1994), C est considéré comme constant quelle que soit la taille des particules, c'est à dire que le processus de soulèvement n'induirait pas de fractionnement en taille (le fractionnement en taille étant ensuite pris en compte par l'équation de transport).

Le transport longue distance est ensuite assuré par les vents horizontaux. Les flux verticaux sont modélisés par des processus de diffusion aérodynamique entre différentes couches de l'atmosphère. Le flux F_{ij} entre deux couches i et j de l'atmosphère est de la forme

$$F_{ij} = \rho K(Q_i - Q_j) + G_{ij}$$

où ρ est la densité de l'air, Q_i et Q_j les concentrations en aérosols dans les couches i et j et K est proportionnel aux coefficients de diffusion ou de turbulence selon les altitudes des couches concernées. G_{ij} est le flux dû à la gravité (Loi de Stokes).

Le dépôt, enfin, est contrôlé par trois processus. La diffusion turbulente dans la couche limite et la gravité sont à l'origine du dépôt dit « dépôt sec ». Ces deux phénomènes sont déjà pris en compte dans les équations de transport entre les différentes couches de l'atmosphère. Le troisième processus est le lessivage, qui est à l'origine du dépôt dit « dépôt humide ». Il fait intervenir un coefficient de lessivage Z sans dimension tel que

$$Z = \frac{Q_{pluie}}{Q_{air}}$$

où Q_{pluie} et Q_{air} sont les concentrations en poussières respectivement dans la pluie et dans l'air. Selon les auteurs et les régions étudiées, Z varie de 200 à 1000 environ. Ces valeurs sont cependant beaucoup discutées, particulièrement dans les zones polaires où les précipitations sont solides et les phénomènes physiques différents (Davidson et al., 1996) envisagent trois phénomènes : noyau de condensation pour le flocon, adsorption sur le flocon, lessivage par le flocon). Le flux de particules F_p dû aux précipitations P est de la forme

$$F_p = PZQ_{air}$$

Il est à noter que, au cours du transport, les différents processus de dépôt ne vont pas affecter toutes les particules de la même façon : les dépôts secs affecteront préférentiellement les particules de grande taille, alors que les argiles seront principalement entraînées par lessivage.

4.2.5 Le cycle des aérosols minéraux : synthèse

A travers les différents exemples cités, nous avons mis en évidence les principales caractéristiques des aérosols minéraux. Celles-ci sont récapitulées dans schéma de la Figure 4-8.

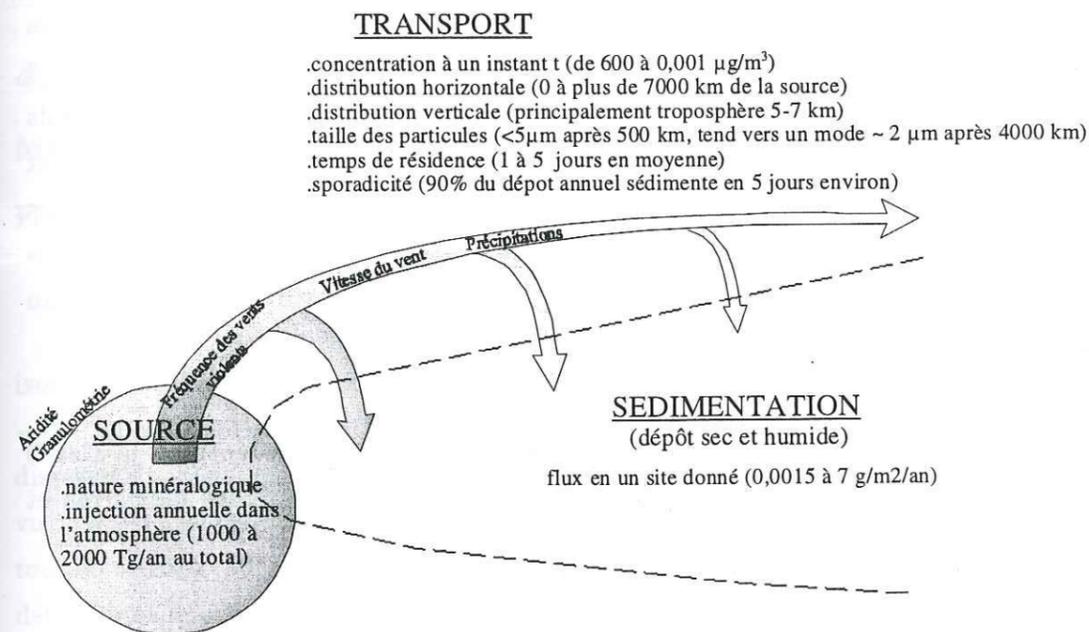


Figure 4-8: schéma de synthèse des caractéristiques des aérosols minéraux actuels.

Cette vue d'ensemble du cycle des poussières actuelles a permis de situer les caractéristiques spécifiques des aérosols minéraux qui alimentent les régions polaires et plus particulièrement l'Antarctique de l'Est. Ainsi, l'Antarctique de l'Est se distingue par des flux particulièrement bas ($\sim 0,0015 \text{ mg/m}^2/\text{an}$ à l'Holocène, $\sim 0,02 \text{ mg/m}^2/\text{an}$ au LGM), marqués toutefois par des oscillations saisonnières. Au site de Vostok, nous avons vu que, à l'exception du mode à $14 \mu\text{m}$ du LGM, les aérosols ont une taille moyenne de $2-3 \mu\text{m}$ qui témoigne d'un transport longue distance. Par analogie avec des observations dans d'autres sites, on peut dire qu'ils ont vraisemblablement été transportés dans la moyenne troposphère ($5-7 \text{ km}$) pendant une durée de plus d'une semaine. Les principaux minéraux observés sont des argiles (essentiellement illites et smectites), des quartz et des feldspaths.

Parmi l'ensemble de ces caractéristiques, un paramètre fondamental reste indéterminé : celui de la source des aérosols minéraux en Antarctique de l'Est. Proviennent-ils des zones désertiques d'Amérique du Sud et/ou d'Australie et/ou d'Afrique du Sud ? Des sources moins étendues comme la Nouvelle Zélande ou les zones non englacées antarctiques peuvent-elles aussi contribuer à l'alimentation en aérosols minéraux de l'Antarctique de l'Est ?

Si l'identification de la source est assez évidente dans les zones d'influence des panaches de poussières, en revanche, dans les régions situées à l'extérieur de ces zones à flux élevé comme les calottes polaires, l'identification de la source des aérosols transportés à grande distance est beaucoup plus délicate. Grousset et al. (1992) et Biscaye et al. (in press) ont proposé de faire appel aux caractéristiques géochimiques (compositions isotopiques du Sr et du Nd) de ces poussières pour identifier les sources des poussières du LGM déposées respectivement en Antarctique (site de Dôme C), et au Groenland (site de GISP2).

Dans ce travail, nous proposons par les mêmes techniques d'identifier la (les ?) source(s) des aérosols déposés à Vostok au cours des dernières périodes glaciaires et interglaciaires.

4.3 DETERMINATION DE LA SOURCE DES AEROSOLS MINERAUX DEPOSES EN PERIODE GLACIAIRE (STADES 2, 4 ET 6)

Les techniques classiquement utilisées pour la détermination de la composition isotopique de matériel rocheux (cf. paragraphe « 2 Techniques analytiques ») demandent ~ 10 mg d'échantillon. Sauf à utiliser de grandes quantités de glace, il est difficile de disposer de telles quantités d'aérosols minéraux, en particulier à Vostok où, nous l'avons vu (« 4.2.3 Concentrations et flux aux puits ») les flux sont extrêmement bas. Etant toutefois 10 à 30 fois plus élevés en période glaciaire, nous avons commencé par déterminer le paramètre « source » des aérosols minéraux déposés à Vostok au cours des stades glaciaires 2, 4 et 6. Ce travail a fait l'objet d'une publication⁴² qui est intégrée ci-dessous dans sa globalité.

4.3.1 Introduction

The reconstruction of present and past climates makes use of atmospheric general circulation models (AGCMs). Testing model simulations against independently measured climatic parameters permit validation of the results of the models.

⁴² Basile I., Grousset E.F., 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. Planet. Sci. Lett., 146, 573-589, 1997.

Abstract : The source area of continental dust deposited at both Vostok and Dome C sites (East Antarctica) during the glacial stages (stage 2 : ~18 ka (Last Glacial Maximum), stage 4 : ~60 ka and stage 6 : ~160 ka) of the last two climatic cycles has remained constant. The isotopic composition (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr and ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd) of the ice-core dust has been compared with the isotopic composition of the potential source areas : Antarctica, New Zealand, Southern Africa, Australia and South America. This comparison reveals the southern South American provenance of the dust for all three glacial periods, as has already been shown for the LGM (Grousset et al., 1992). We show that the Patagonian loess and the marine shelf sediments from the Argentine continental shelf, which was variably emerged during glacial periods, display different isotopic compositions and that the composition of the Patagonian loess best matches the signature of the ice-core dust. The identification of the Patagonian region as the source of the windblown dust deposited over East Antarctica during all the latest glacial periods permits a better understanding of paleo-atmospheric circulations of the last climatic cycles and a better constraint on the parametrization of dust sources for paleoatmospheric general circulation models.

Atmospheric tracers such as ^{210}Pb , ^{222}Rn , ^7Be , water isotopes, sea salts (Genthon, 1993) and desert dust (Genthon, 1993, Joussaume, 1993) have already been used in AGCMs. A natural tracer of atmospheric circulation is of interest if (i) it is transported over large distances (ii) it does not undergo chemical modifications during transport and (iii) it exists on a time scale extending over a whole climatic cycle. Desert dust does not strictly meet all those criteria, but is nonetheless a reliable tracer of continental sources. The changes in desert dusts during climatic variations are recorded in ice, marine and continental sedimentary series, but the great advantage of ice-core records is absolute certainty that the particles were transported only in the atmosphere, and not by other means as is the case in sediment sequences.

4.3.1.1 High dust fluxes during glacial periods

Studies of dust in Antarctica Cragin et al., 1977, Briat et al., 1982, Petit et al., 1981, Petit et al., 1990), in Greenland (Thompson et Mosley Thompson, 1981, Hammer et al., 1985) and in low-latitude ice-cores (Thompson et al., 1995) have revealed a large increase of continental windblown dust during glacial periods. This global phenomenon is also observed in marine (e. g. Rea, 1994) and continental records (e. g. Kukla, 1989). During glacial periods, East Antarctic ice-cores reveal drastic increases of particle concentrations by factors from 10 to 30 during glacial periods, changes much larger than can be explained by changes in snow accumulation rate (Petit et al., 1981, Petit et al., 1990, Mounier, 1988). Due to the very low snow accumulation rate expected for glacial times in central Antarctica, the deposition of insoluble particle is likely by dry deposition process (Alley, 1995). For Vostok, the resulting dust fluxes found for stages 2,4 and 6 were, respectively, 15, 11 and 9 times larger than the Holocene flux (Petit et al., 1990). The size frequency distribution of the particles has a mode around 2 μm (equivalent diameter), except during the Last Glacial Maximum (LGM) in the Vostok core, where an additional population with a mode around 14 μm has been reported (Mounier, 1988). Several scenarios have been suggested to explain this major dust input. First, the increase could result from an increase of dust mobilization by an intensification of the wind stress at the source (Gillette, 1991). Second, it could be due to an enlargement and/or a displacement of the source areas as a result of lowered sea level and / or drastic aridification (Petit et al., 1981, Bowler, 1976, De Angelis et al., 1987, 1992, Delmas et al., 1994). Once continental dust has been lofted from a continental source area into the upper troposphere, its long-distance transport could be enhanced by increased jet-stream velocities (Petit et al., 1981, Briat et al., 1982). Finally, at the end of the cycle, Joussaume (1989) suggested possible changes in removal processes by rainout and dry deposition, an hypothesis recently underlined by the model

of Yung et al. (1996). In this model a fifty percent reduction in the hydrologic cycle from the mean Holocene value would reduce the washout lifetime of the dust and may explain the dust enhancement by a factor of 10.

4.3.1.2 Identification of Antarctic dust sources : previous studies

In order to distinguish between these possibilities, one must determine the geographical origin of the dust. Central regions of Eastern Antarctica (with an altitude higher than 3000m) are located in an ice-covered environment with no dust source within a radius of ~1000 km, making them favorable for studying remote continental dust sources. The arid areas of the three continents of the Southern Hemisphere (Australia, Southern Africa, South America and, to a lesser extent, New Zealand) are potential source areas (here after «PSAs») of the dust. However, the larger particles observed in the LGM ice (Mounier, 1988) lead us to consider Antarctic ice-free areas as a fifth potential source.

Several previous independant studies have ended in different conclusions concerning the source of the Antarctic dust.

4.3.1.2.1 Minéralogy

Within the Dome C and Vostok ice-cores, mineralogical studies on individual particles, using transmission electron microscopy and energy dispersive X-ray spectrometry showed the abundant presence of soil derived mineral species (Gaudichet et al., 1988). Clay mineral assemblages vary according to the weathering conditions which characterize the climate of the source region. Thus, clay minerals could be used as tracers of soil types. The problem with studying individual particles is that a large number of particles must be analysed. Thus, Gaudichet et al. (1988) identified kaolinite and interpreted it as a tracer of an Australian source. The authors suggested that under present-time and mid-Holocene conditions, dust was transported to East Antarctica from Australia, whereas, under glacial climatic conditions, low kaolinite abundance content suggested only a minor contribution from Australia. Kaolinite may not be a very distinctive tracer in this case, however, since Bonorino (1966) also observed up to 30% kaolinite in Argentine loesses.

4.3.1.2.2 Diatoms

Diatom tests on Dome C ice-core display variations according to the climatic changes. Just as dust concentrations increased during the LGM, the concentration of diatoms increased by a factor of 20. Burckle et al. (1989) identified 98% of them as being

fresh water diatoms, for which they suggested a possible fossil fresh-water source in South America or in Antarctica.

4.3.1.2.3 Atmospheric Global Circulation Models

AGCMs have been used to simulate the continental dust cycle during the LGM. They include the successive processes of mobilization, transport, diffusion and deposition. The geographical areas of continental dust sources are reconstructed in Joussaume (1993) using the soil water content, a parameter calculated by the model itself. In Genthon (1993), the extent of the source areas and their respective dust-production rates were prescribed in the model. Whatever the method of defining the source area, these models failed to reproduce the observed East Antarctic enhancement of dust flux by a factor 15 during the LGM compared to the present and generated only a factor of 2 increase. As to the locations of the sources, some of their simulations inferred that East Antarctic ice-core dust was derived from Australia (Joussaume, 1993, Gaudichet et al., 1992).

4.3.1.2.4 Isotopic constraints

Finally, an isotopic approach (strontium and neodymium isotopic ratios) was recently used in order to provide geochemical constraints on the origins of dust. Grousset et al. (1992) compared isotopic ratios of dust deposited at Dome C during the LGM (16-18 ka) with the isotopic composition of samples from PSAs. This study led the authors to suggest a southern South American (Patagonian) origin for the LGM dust.

4.3.1.3 Purpose

This work is an extension of the Grousset ice-core paper (Grousset et al., 1992) which appeared to be very encouraging. We report here a study of the relatively nearby Vostok ice record which covers two additional glacial and dusty periods preceding the LGM (viz., ~ 60 ka and ~ 160 ka). We also extend the geochemical characterization of the PSAs by analyzing several additional southern hemisphere samples as

well as core-top sediments from the Argentine continental shelf, which was emergent during glacial periods.

In this paper, we will address two questions : 1) Was the source of dusts at the different drilling sites and during the several glacial stages constant or did it vary with space and /or time? 2) Sea level was lowered by different amounts during the glacial periods (-120 m during stages 2 and 6, -70 m during stage 4 (Shackleton, 1987, Tooley, 1993), thus exposing the continental shelves to different degrees. If , as suggested by

Grousset et al. (1992), the South American source of the dusts is confirmed, what was the contribution of the variably exposed surface of the Argentine continental shelf to the loading of the atmosphere by windblown aluminosilicate aerosols?

In order to answer these questions, we use a geochemical method based on the petrogenetic variations of the Rb-Sr and Sm-Nd isotopic systems, and the natural radioactive desintegration of the ^{87}Rb and ^{147}Sm into ^{87}Sr and ^{143}Nd respectively. The use of strontium and neodymium isotopic compositions will allow us to discriminate between the different source regions based on their lithology and geologic age. After defining specific isotopic signatures for each PSA, we will compare them with the isotopic composition of the ice-core dusts, which will allow us to identify, or at least to constrain their provenance.

4.3.2 Samples and methods

Figure 4-9 shows, the desert continental areas, the ice caps, the continental shelf areas which were exposed during glacial periods, the Vostok and Dome C drilling sites, and the PSA sampling locations.

4.3.2.1 Sampling of potential source areas

Most of the possible source areas have already been sampled and analyzed by Grousset et al. (1992). Fourteen new PSA samples have been added to their collection : (i) From Antarctica, three samples (rocks from an East Antarctica moraine, sediments from the East Antarctic continental shelf and fine silts extracted from sandy sediments from the Dry Valleys in the Mc Murdo area of the Transantarctic Mountains) ; (ii) from New Zealand, one loess sample from Canterbury plain in the South Island ; (iii) from South America three soil samples from Tierra Del Fuego in Southern Patagonia : Rio Gallegos, Punta Arenas and Ushuaia ; (iv) from the Argentine continental shelf, seven sediment samples from core-tops selected from the Lamont-Doherty Earth Observatory core repository. The cores range between the latitude 35 and 54 degrees South and were raised from water depths ranging from 7 to 110 m. The locations of all these samples are given in Tableau 4-4 and Figure 4-9.

We recognize that, in trying to sample the PSAs of the East Antarctic dusts, we have not been in a position to systematically collect samples in the field from every possible sediment in every conceivable area in the Southern Hemisphere from which dust may have been deflated and possibly been transported over long distances. Our PSA samples have been obtained where we could get them from generous colleagues who shared them

with us. We do, however, have samples from most of the important Southern Hemisphere sites that are most proximal to Antarctica.

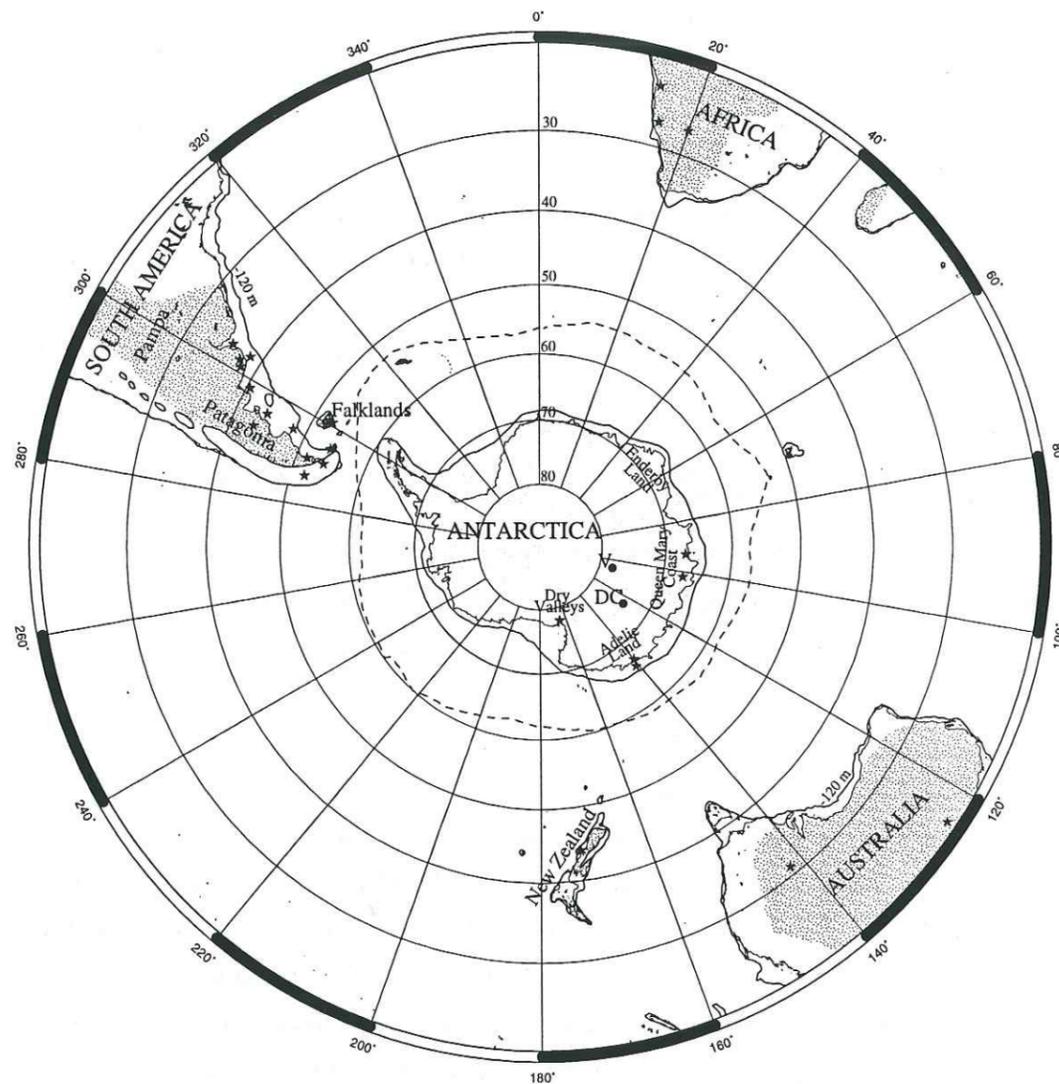


Figure 4-9 : Schematic polar projection of the Southern Hemisphere during the LGM. Grey areas represent ice cape extensions over the Andes, the New Zealand Alps and Antarctica (Broecker and Denton, 1990 ; Clapperton, 1993). Dashed line represents the supposed sea-ice extension around Antarctica (Clapperton, 1993). Stippled areas represent arid and desertic regions (adapted from Bowler, 1976 ; Clapperton, 1993 ; McGinnies, 1968). The isobath at -120 m shows the maximum extension of the exposed continental shelves. Stars show the sampling location of sources samples. V = Vostok drilling site. DC = Dome C drilling site.

Our most important PSA samples are loesses because they have the potential to be sampled at discrete stratigraphic intervals that correspond to the age of the ice-dust samples with which we compare them. This is, however, not always possible, so we must settle for samples from other ages than the ice-dust samples as being better than no sample at all. The rationale for this is that the composition of the soils and sediments being produced by various processes over time from primary rocks in a given PSA

probably differ amongst themselves less than they differ from the soils and sediments produced in other possible source areas. For example, the three loess horizons used to define the Patagonian PSA in Grousset et al. (1992) and in this work vary in age from 12 ka to 18 ka to 3.5 ma, but have very similar isotopic characteristics that differ by much less than the variance with other PSA samples. This rationale includes our use of a number of marine continental sediments of poorly defined age, and our use of modern dust samples to characterize several continental PSAs. Because of the nature of continental shelf sedimentation, and the fact that much of the shelves were exposed during glacial times, the former represent a time-integrated sampling of adjacent continental areas up to the present. The same may be true of the latter -- modern dust samples -- with their possibility of having been affected by human activities in the PSAs; such activity, e.g., agriculture, would serve to homogenize soil and sediment of different ages into any resulting aeolian dust samples, which are likely to be more representative of that PSA than a different one elsewhere, and are more valuable than no sample at all.

4.3.2.2 Sampling of ice core dust

For this study, we have sampled two ice-cores drilled in two different sites in East Antarctica : Dome C (74°39'S, 124°10'E, altitude 3240 m) and Vostok (78°28'S, 106°48'E, altitude 3488 m). The Dome C and Vostok cores reach 900 and 2755 m depth and cover respectively about 30 000 and 240 000 years (Jouzel et al., 1996). These ice-cores allow us to sample dust during the last three glacial periods : stage 2 : ~18 ka (LGM); stage 4 : ~60 ka and stage 6 : ~160 ka.

Five ice-core samples have been selected from glacial period intervals which are characterized by low deuterium contents and high dust concentrations (Figure 4-10). The chronology adopted here has been proposed by Petit et al. (1990), by comparing the Vostok dust record to the dust record of marine sediments. These authors suggested to establishing a link between the Vostok cold periods at 18, 60 and 160 ka and the so-called marine stages, respectively 2, 4 and 6. For convenience, we use both terminologies.

Because of a high degree of fracturing of the ice between 400 and 800 m, and consequently a high contamination by drilling fluids, the Vostok core cannot provide suitable ice for sampling the LGM period. The Dome C core, however, drilled without fluid, provided the LGM dust samples (~18 ka). The core was sampled discontinuously

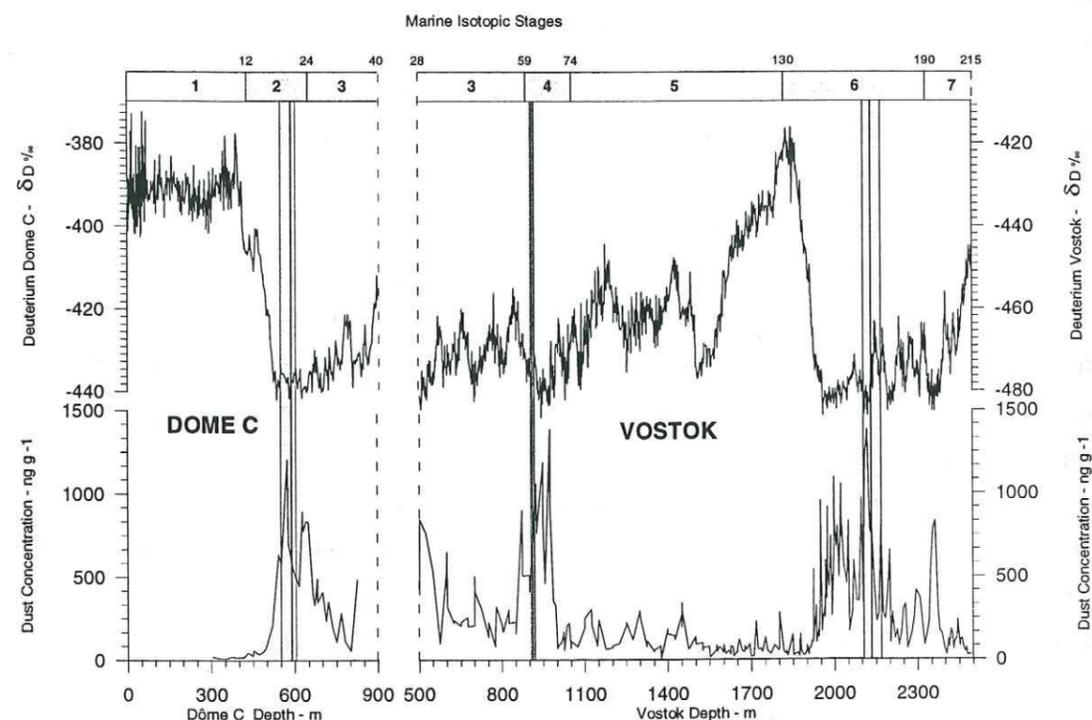


Figure 4-10 : Deuterium and dust concentration profiles down the Dome C ice-core (0 to 900 m) and the Vostok ice-core (500 to 2500 m). The upper scale indicates the approximate ages of marine isotope stage limits (adapted from Briat et al., 1982 ; Petit et al., 1981, Petit et al., 1990 ; Royer et al., 1983). Grey bands represent the sampling intervals during glacial stages 2, 4 and 6 from which we selected two samples per stage.

(at a number of different levels of unfractured ice) between 550 and 589 m (analyzed by Grousset et al., 1992) and between 589 and 604 m (analyses of REE only). The Vostok core (drilling 3G) provided the ice for two samples in stage 4 (~60 ka) and two samples in stage 6 (~160 ka). The core was sampled, also discontinuously, between 905 and 911 m and between 911 and 919 m for stage 4, and between 2106 and 2133 m and between 2134 to 2169 m for stage 6. Within each level, full diameter cores were taken, according to the availability and the quality of the ice, avoiding the largest fractures and visible volcanic ash layers.

Then, due to low concentrations of dust, stringent decontamination and preconcentration procedures were operated. Preselected pieces of ice-cores were first sawed in sections about 15 cm long in a cold room at LGGE (Grenoble, France). The outer part of the cores and the fractures were eliminated by sawing to remove the remains of drilling fluid. Then, in a clean room, the core sections were washed with deionised water which was discarded. The inner part of the core was kept for melting and evaporation. About 8 kg of ice for each sample was melted and evaporated down to about 100 g of melted water and suspended dust. The final evaporation was done in teflon (PTFE) beakers in a US class 1000 ultra clean laboratory at the University of

Isotopic stage	Sea level under present (1)	Dust flux factor (2)	Drilling site	Sampling depth	Estimated age	Sampling period	Mass of ice melted and evaporated	Estimated mass of dust (5)
2	~ 120 m	15 (2.a)	Dome C	550-589 m (3)	16 - 18 ky	2 000 y	~ 7 kg	5.31 mg
2	~ 120 m	15 (2.a)	Dome C	589-604 m	18 - 20 ky	2 000 y	7 kg	3.5 mg
4	~ 70 m	11 (2.b)	Vostok	905-911 m	60.4 - 60.9 ky (4)	500 y	7.5 kg	5.6 mg
4	~ 70 m	11 (2.b)	Vostok	911-919 m	60.9 - 61.7 ky (4)	800 y	8.1 kg	6 mg
6	~ 120 m	9 (2.b)	Vostok	2106-2133 m	158.8 - 162.6 ky (4)	3800 y	8.7 kg	7.4 mg
6	~ 120 m	9 (2.b)	Vostok	2134-2169 m	162.7 - 166.8 ky (4)	4100 y	7.3 kg	3.8 mg

Tableau 4-3 : Ice-core sample locations and characteristics. (1) Sea level below present from Shackleton (1987). (2) Ratio of the dust flux of the glacial stage sample to the dust flux in Holocene ice; 2.a from Gaudichet et al. (1988) 2.b from Petit et al. (1990). (3) Sample from Grousset et al. (1992). (4) Age from Jouzel et al. (1993). (Glaciological Model EGT). (5) estimated mass of dust based on coulter-counter measurements of particle size frequency distribution and concentrations from Petit et al. (1990).

Bordeaux. About 2 to 4 mg of dust was recovered for each sample. Tableau 4-3 summarizes the ice-core sampling characteristics.

4.3.2.3 Analytical methods

Samples from the potential sources areas (~10 mg) and the dried dust samples from ice-cores (~2-4 mg) were dissolved with a mixture of teflon-distilled [HF + HClO₄ + HNO₃] and split into two aliquots for (i) Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry (ICP-MS) and (ii) Thermo- Ionisation Mass Spectrometry (TIMS) measurements. Aliquots for ICP-MS do not require any other chemical procedures and can be measured directly for Sr and REE concentrations. These measurements were made at the University of Bordeaux on a Perkin Elmer ELAN5000 ICP-MS using a standard quantitative method. In the aliquot for isotopic composition measurements, Sr and Nd were chemically separated through ionic chromatographic columns. We followed chemical and mass spectrometer techniques previously described (Grousset et al., 1988, Biscaye et al., 1997). Isotopic measurements were made at the University Paul Sabatier (Toulouse), using a Finnigan MAT 261 multicollector mass spectrometer. The measured ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr and ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd ratios have been corrected for mass fractionation by normalizing to ⁸⁶Sr/⁸⁸Sr=0.1194 and ¹⁴⁶Nd/¹⁴⁴Nd=0.7219, respectively. Blanks were measured and are considered to be negligible in all cases. For convenience, ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd ratios are normalized and reported as follows :

$$\epsilon_{Nd}(o) = \left(\frac{^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}}{^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}}_{\text{Meas}} / \left(\frac{^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}}{^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}}_{\text{CHUR}} - 1 \right) \right) \times 10^4$$

in which the CHUR (CHondritic Uniform Reservoir) value is 0.512636 (Jacobsen et Wasserburg, 1980). The resulting Sr and Nd isotopic ratios are reported in Tableau 4-4 and Figure 4-11.

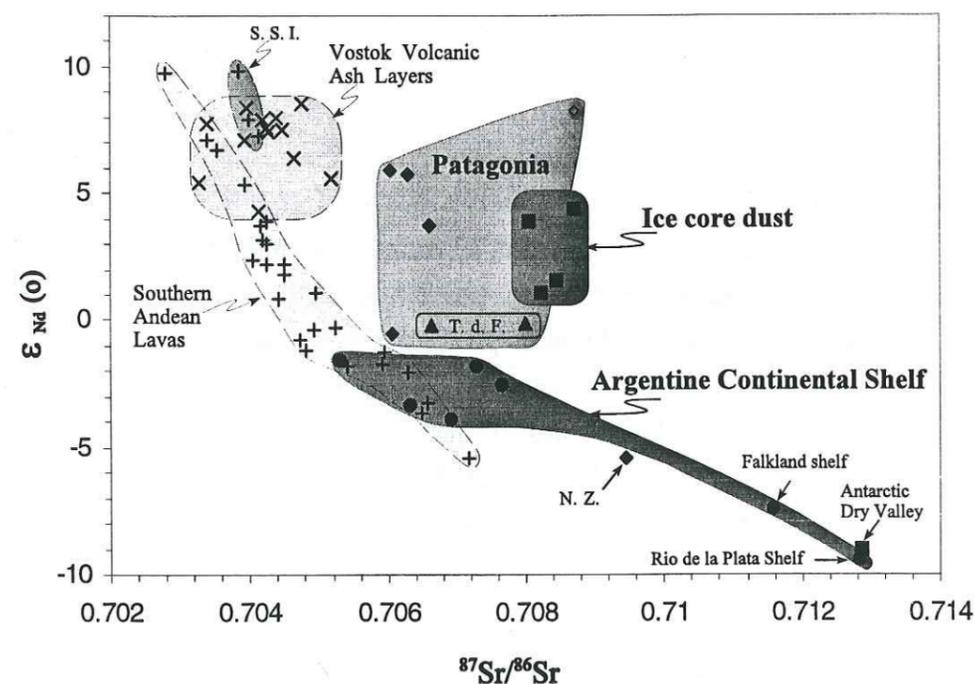
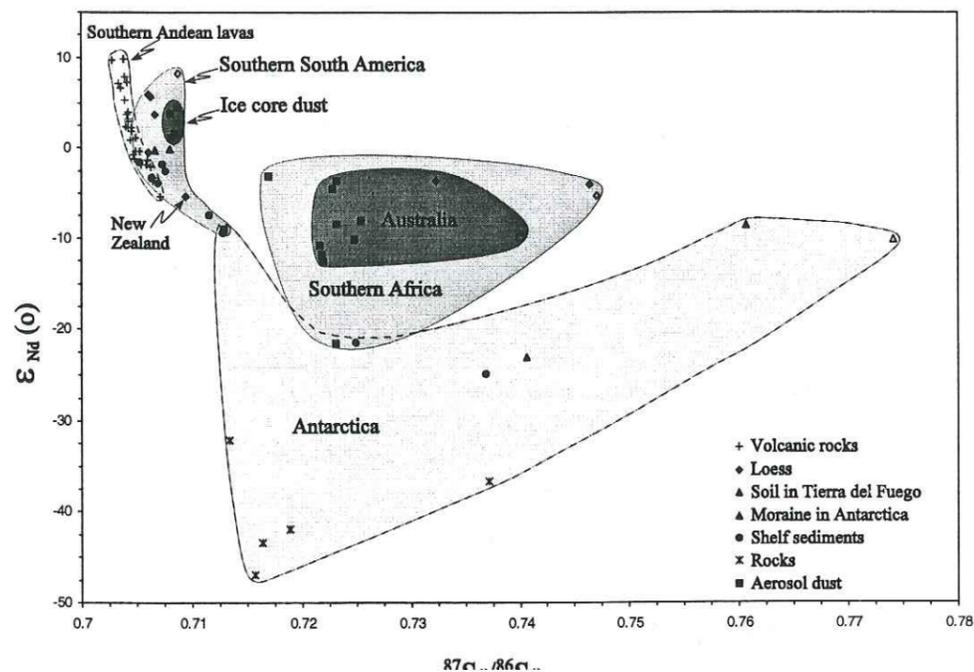


Figure 4-11 : $\epsilon_{Nd}(o)$ plotted against $^{87}Sr/^{86}Sr$ ratio (Tableau 4-4 and Figure 4-9). Volcanic data are from Francis et al. (1977), Hawkesworth et al. (1979), and Futa and Stern (1988). Open symbols are for $<5\mu m$ diameter fractions, filled symbols are for bulk sediments, soils and dust particles. Figure 4-11a shows the whole data set and Figure 4-11b is an extension of the upper left part of Figure 4-11a. The values of volcanic ash layers from the Vostok ice-core are from Basile et al. (In preparation). N. Z. : New Zealand, T. d. F. : Tierra Del Fuego, S. S. I. : South Sandwich Islands.

Tableau 4-4 : Sample locations and isotopic data. Precision of the isotopic ratio measurements is expressed as $\pm 2\sigma$ which we try to keep below $40 \cdot 10^{-6}$ and $20 \cdot 10^{-6}$ for $^{87}Sr/^{86}Sr$ and $^{143}Nd/^{144}Nd$ respectively. For convenience, $^{143}Nd/^{144}Nd$ ratios are normalized and reported as follows : $\epsilon_{Nd}(o) = ((^{143}Nd/^{144}Nd)_{Meas} / (^{143}Nd/^{144}Nd)_{CHUR} - 1) \times 10^4$ in which the CHUR (Chondritic Uniform Reservoir) value is 0.512636 (Jacobsen and Wasserbrug, 1980). * : present water depth at sampling site for Argentine Continental shelf sediments. (1) Data from Grousset et al. (1992). (2) This work. (3) Data from De Paolo et al. (1982).

Location (nature) Sample	Lat.-Long.	$^{87}Sr/^{86}Sr$ ($\pm 2\sigma \times 10^{-6}$)	$^{143}Nd/^{144}Nd$ ($\pm 2\sigma \times 10^{-6}$)	$\epsilon_{Nd}(o)$	
South America (Patagonia)					
Pampa (Loess)					
AR-21/B - 12 k. y.	- 38°S-59°W	0.706040 (± 28)	0.512939 (± 37)	+5.9	(1)
AR-12-3 - 18 k. y.	"	0.706072 (± 38)	0.512611 (± 19)	-0.5	(1)
AR-12-3 - 18 k. y. $<5\mu m$	"	0.708749 (± 28)	0.513064 (± 17)	+8.3	(1)
Mar del Plata (Loess)					
AR-17-52 - 3.5 My	- 37.5°S-57°W	0.706297 (± 39)	0.512928 (± 27)	+5.7	(1)
Patagonian plateau (Loess)					
AR-80/A - 12 k. y.	- 43°S-67°W	0.706599 (± 38)	0.512825 (± 22)	+3.7	(1)
Tierra de Fuego-Chili (Soils)					
Us huacia	- 52°S-73°W	0.707700 (± 21)	0.512630 (± 27)	-0.1	(2)
Rio Gallegos	-51.5°S-69°W		0.512733 (± 21)	+1.9	(2)
Punta Arenas	- 54°S-69°W	0.706642 (± 44)	0.512625 (± 65)	-0.2	(2)
Argentine Continental shelf					
Argentine continental shelf (Sediments)					
VM-12-33 (-77m)*	44,10°S-33,92°W	0.706312 (± 37)	0.512466 (± 11)	-3.3	(2)
VM-14-25 (-35m)	40,43°S-61,23°W	0.707300 (± 42)	0.512542 (± 19)	-1.8	(2)
VM-15-113 (-101m)	54,17°S-64,97°W	0.707653 (± 31)	0.512506 (± 13)	-2.5	(2)
VM-15-152 (-68m)	38,43°S-56,70°W	0.705288 (± 35)	0.512555 (± 15)	-1.6	(2)
VM-18-59 (-104m)	48,15°S-64,38°W	0.706915 (± 08)	0.512434 (± 14)	-3.9	(2)
Rio de la Plata mouth (Sediments)					
VM-12-23 (-7m)	35,67°S-56,57°W	0.712830 (± 47)	0.512153 (± 07)	-9.4	(2)
Falklands continental shelf (Sediments)					
VM-14-43 (-110m)	52,68°S-59,15°W	0.711580 (± 16)	0.512255 (± 21)	-7.4	(2)
Africa					
Walvis Bay (Dust)					
WA3-F	- 23°S-15°E	0.722826 (± 35)	0.512404 (± 23)	-4.5	(1)
Gobabeb (Dust)					
GOB-A3	- 23°S-15°E	0.723200 (± 39)	0.512219 (± 23)	-8.45	(1)
GOB-A4	"	0.725423 (± 53)	0.512243 (± 19)	-7.7	(1)
GOB-A5	"	0.724816 (± 57)	0.512134 (± 20)	-10.1	(1)
GOB-A6	"	0.721688 (± 29)	0.512085 (± 19)	-10.75	(1)
Luderitz (Dust)					
LUD-A11	- 27°S-16°E	0.723115 (± 28)	0.511534 (± 18)	-21.5	(1)
Orangemund (Dust)					
OR2-E	- 29°S-17°E	0.716897 (± 25)	0.512478 (± 19)	-3.1	(1)
OR-A19	"	0.721911 (± 64)	0.511997 (± 23)	-12.5	(1)
Kalahari (Loess)					
KA-h	- 27°S-20°E	0.746431 (± 35)	0.512444 (± 38)	-3.8	(1)
KA-H $<5\mu m$	"	0.747157 (± 33)	0.511382 (± 22)	-5.2	(1)
Australia					
Fowler's Gap (Dust)					
AUE12-M	- 31°S-142°E	0.723238 (± 35)	0.512446 (± 31)	-3.7	(1)
AU-C10	"	0.721822 (± 44)	0.512037 (± 41)	-11.7	(1)
AU-C10 $<5\mu m$	"	0.740074 (± 32)	0.512128 (± 26)	-9.9	(1)
Great Sandy Desert (Loess)					
AU4-J	- 18°S-124°E	0.76336 (± 36)			(1)
AUE6-L	"	0.732307 (± 23)	0.512447 (± 33)	-3.7	(1)
New Zealand					
Canterbury Plains (Loess)					
	- 43°S-172°E	0.709439 (± 21)	0.512359 (± 09)	-5.4	(2)

Location (nature) Sample	Lat.-Long.	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ($\pm 2\sigma \times 10^{-6}$)	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ($\pm 2\sigma \times 10^{-6}$)	$\epsilon_{\text{Nd}}(0)$	
Antarctica					
Enderby Land (Rocks)					
28-II	~ 65°S-50°E	0.7164			(3)
28-III	"	0.7372			(3)
28-VIII	"	0.7134			(3)
28-VI	"	0.7157			(3)
28-V	"	0.7189			(3)
Mirny (Continental shelf sediments)					
MI6	~ 67°S-93°E	0.724928 (± 08)	0.511538 (± 14)	-21.4	(2)
Terre Adelle (Continental shelf sediments)					
KR8817	~ 66°S-141°E	0.736836 (± 42)	0.499871	-24.9	(1)
Terre Adelle (Moraines)					
D10-P	~ 67°S-140°E	0.760616 (± 24)	0.512198 (± 31)	-8.5	(1)
D10-P <5 μm	~ 67°S-140°E	0.774102 (± 33)	0.512117 (± 28)	-10.1	(1)
Bunger Hills (Moraines)					
BH1	~ 67°S-102°E	0.740593 (± 08)	0.511458 (± 09)	-23	(2)
BH3	"	0.725120 (± 07)			
Dry valleys (Sand <30 μm)					
Taylor and Wright Valley	~ 78°S-165°E	0.712867 (± 10)	0.512175 (± 14)	-9.0	(2)
Dôme C (Dust)					
16 - 18 ky	74°39'S, 124°10'E	0.708707 (± 60)	0.512894 (± 39)	+5.0	(1)
18 - 20 ky	"				(2)
Vostok (Dust)					
60.4 - 60.9 ky	78°28'S, 106°48'E	0.708047 (± 09)	0.512694 (± 28)	+1.1	(2)
60.9 - 61.7 ky	"	0.708404 (± 12)			(2)
158.8 - 162.6 ky	"	0.708219 (± 11)	0.512836 (± 40)	+3.9	(2)
162.7 - 166.8 ky	"	0.708452 (± 12)	0.51271 (± 121)	+1.6	(2)

4.3.3 Results and discussion

4.3.3.1 Ice-core dust samples

The five ice-core samples display nearly the same Sr and Nd isotopic signatures ranging within a very narrow interval of $0.708 < ^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} < 0.709$ and $1 < \epsilon_{\text{Nd}}(0) < 5$. It thus appears that we observe the same signature not only in a single stage (e. g. ~ 160 and ~ 164 ka) in Vostok, but in all samples from all the three glacial stages, in both the Vostok and Dome C ice-cores.

We may therefore assume that, even though we observe significant variations of the dust flux within a single stage, there was no major change in dust source during a single stage (e. g. stage 6, Figure 4-10). Moreover, glacial ages were separated by long intervals and sea level was variable over those intervals, reaching a depth of -120 m during stages 2 and 6 but only -70 m during the stage 4 (Shackleton, 1987, Tooley, 1993), reflecting different climatic conditions between the glacial periods. If, for example, the emergent continental shelves were significant dust sources, differences in dust composition and fluxes between glacial periods might be expected. De Angelis et al. (1987) reported these differences by measuring Al and Na concentrations in ice and the authors referred to «full» glacial ages for stages 2 and 6, and to «mean» glacial age for stage 4. However, our

homogeneous isotopic values reveal that there was no modification of the dust source at both Dome C and Vostok over the course of three glacial stages.

We must now test if, during the three glacial stages, the isotopic signature of the dust fallen on East Antarctica reflects a single South American source, as suggested by Grousset et al. (1992) for the LGM, or if it represents a mixture of at least two different sources leading fortuitously to the same isotopic composition.

4.3.3.2 Comparison of potential source samples, comparison with ice-core dusts

Grousset et al. (1992) distinguished three distinct fields on a $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ versus $\epsilon_{\text{Nd}}(0)$ plot : Antarctica, Africa-plus-Australia, and South America. The data on our expanded PSA sample set permits a better characterization of their respective signatures.

4.3.3.2.1 Antarctica, Australian, African and New Zealand isotopic signatures

Strontium and neodymium isotopic ratios of Antarctica samples display a wide range of values ($0.71 < ^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} < 0.77$ and $-9 < \epsilon_{\text{Nd}}(0) < -25$), compared to those defining the African and Australian fields (Figure 4-11a). This difference in field areas may be due to differences in the nature of the different PSA samples : in the case of Antarctica, we analysed primary rocks from outcrops of relatively restricted spatial contributions. Even our Antarctic shelf sediments may represent glacial scouring of relatively restricted areas and lithologies. In the cases of South Africa, Australia and Patagonia, by comparison, the PSAs we have analyzed have been loesses and/or aerosols which have already undergone a degree of mixing and homogenization by eolian mechanisms. The isotopic signatures of Dome C and Vostok ice-dusts are nonetheless very different from any of the Antarctic signatures. There is only one sample ("Dry Valleys") which displays fairly unradiogenic values. These sand dunes are located in the present-day exposed part of Antarctica, next to the Erebus volcanic province, and they reflect an anomalous composition of a very limited region. Mounier (1988) suggested that the larger particles (equivalent diameter between 10 to 24 μm) observed in the Vostok LGM could have been derived from the local Transantarctic Mountains or Victoria Land. This suggestion is clearly not supported by the isotopic data. This result could have been anticipated, based on what is known about the dynamics of the atmospheric circulation over Antarctica. The strong katabatic winds blow from the continent toward the sea in the lower troposphere and pass over the Antarctic PSAs only near the coast where the dry valleys and the ice-free outcrops areas are mainly situated. This atmospheric dynamic is not favorable to the transport of local dust from the coast to the elevated antarctic

inland plateau, transport which should moreover imply an uplift of the dust of more than 3 km above sea level.

We have no additional Australian and African PSA samples to report in this work. These two composition fields overlap between $0.72 < ^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} < 0.748$ and $-2 < \epsilon_{\text{Nd}}(0) < -12$ (Figure 4-10a). However, one Australian sample (AU4-J) has a more Sr radiogenic value (0.763) which would plot outside of the common field displayed on Figure 4-11, if we had the corresponding Nd value, but the Nd value is unfortunately non available for this sample (Tableau 4-4). The isotopic signatures of the Vostok and Dome C samples remain distinctly different from the signature of the African and Australian fields, and these continents are not the source of the East Antarctic glacial periods dust.

For New Zealand, we have only one loess sample, likely deposited during glacial times in the Canterbury plain. Its isotopic signature ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0.709$ and $\epsilon_{\text{Nd}}(0)=-5.4$) suggests a mostly volcanic origin of the primary rock sources of the loess. Although one sample is not sufficient to characterize the isotopic field of all New Zealand loesses, the terrain covered by them is not sufficiently large to be the main source of the Antarctic dust.

Thus, the new data obtained for Antarctica, Africa and Australia do not improve discrimination between the three sources, but since the Vostok and Dome C dust have an isotopic signature which is significantly different from any of them, this still leaves South America as the best source candidate.

4.3.3.2 Southern South American continental shelf isotopic signatures

The South American source can be divided into two sedimentological areas : the Argentine continental shelf, partly and variably exposed during glacial periods, and the desert/ arid/ semi-arid continental areas, extending between the 20 and the 50 degrees South latitude during the LGM (Figure 4-9). The isotopic signatures of the sediments located on the Argentine shelf off the Rio de la Plata estuary and in the vicinity of the Falklands Islands display more radiogenic Sr values and less radiogenic Nd values than do the other Argentine shelf samples (Tableau 4-4 and Figure 4-11b). These particular signatures probably reflect more local influences. For example, Biscaye (1972) showed that a wide range of more-or-less radiogenic Sr isotopic compositions existed in the sediments of the Rio de la Plata estuary, depending on whether their origin was primarily from the sediments of the Uruguay or the Parana rivers. Both rivers sources, however, are much more radiogenic than are the sediments of the adjacent continental

shelf to the south. On the other hand, in an area about 100 km wide encompassing ~3000 km in latitude along the present-day Argentine coast, all the isotopic values fall within a restricted isotopic field ($0.7052 < ^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} < 0.7073$ and $-2 < \epsilon_{\text{Nd}}(0) < -4$). These continental shelf Sr isotopic ratios are similar to those of the Patagonian loess, precluding a possible distinction between these two areas. The addition of the Nd isotopic ratios, however, makes this distinction possible (Figure 4-11b). The less radiogenic Nd ratios observed in the continental shelf sediments have probably resulted from the addition of sediments transported by along-shelf currents during the present and previous high sea level stands.

Finally, the three new samples from Tierra Del Fuego confirm the isotopic range defining the field called Patagonia ($0.706 < ^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} < 0.709$ and $-1 < \epsilon_{\text{Nd}}(0) < +8$). We have, however, no Sr value for one of the three, so only two Tierra Del Fuego points appear on Figure 4-11b. (In a strict geographical sense, Patagonia constitutes the southern part of Argentina south of 39 degree latitude. For convenience, we enlarge here the term Patagonia during the LGM to the whole southern South America desert/ arid/ semi-arid continental area east of the Andes). These rather radiogenic Nd and unradiogenic Sr values are probably a consequence of the high contribution of calc-alkaline volcanic rocks (mainly andesites) to the composition of Patagonian loesses (Clapperton et al., 1993).

Our measurements confirm that the Argentine source is characterized by two main isotopic signatures : Patagonia and continental shelf. The Vostok and Dome C dusts fit best with the Patagonian PSAs ($0.708 < ^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} < 0.709$ and $1 < \epsilon_{\text{Nd}}(0) < 4$), which is in agreement with the observations of Burkle et al. (1989) who found only lacustrine and no marine diatoms in the Dome C ice during the LGM.

We observe, however, a slight offset between the Sr isotopic values of the ice dusts ($0.708047 < ^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} < 0.708452$) and the less radiogenic values of Patagonia ($0.706040 < ^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} < 0.707700$). Is there an explanation for this offset?

4.3.3.3 Origin of the ice-core dust isotopic signature

We consider three different hypotheses of the origin of the East Antarctic dusts :

4.3.3.3.1 A single volcanic origin

Considering the isotopic data only, the first hypothesis is that the isotopic signature of the ice dusts is dominated by a volcanic contribution. Three large volcanic provinces in the Southern Hemisphere polar regions could be involved, for each of which isotopic compositions have been published : the Southern Andes (Futa et Stern, 1988), New Zealand (Ewart et Stipp, 1968) and the Antarctic-plate volcanic areas (Lemasurier et

Thompson, 1989). We have obtained new Antarctic-plate volcanic data by analyzing thirteen thick volcanic ash layers in the Vostok ice-core (Basile *et al.*, in prep), in which particle grain sizes as large as 50 μm have been measured and some layers have been attributed to local volcanism (Palais *et al.*, 1989). Isotopic signatures of volcanic provinces have much lower $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios than do the ice-core dusts (Figure 4-11b). Moreover, if the ice-core dusts had a purely volcanic origin, we should observe a large proportion of volcanic glass shards in the particle populations, as we do observe in the visible ash layers such as those we analysed and plotted in Figure 4-11b and Figure 4-13. Previous mineralogical studies (Gaudichet *et al.*, 1988), however, reveal primarily the presence of quartz, feldspars and clays, and Mounier (1988) estimated that the background samples located away from the ash layers in the core contain less than 20% of volcanic particles. Finally, the Rare Earth Elements (REE) profiles of both the Dome C and Vostok dusts obtained by ICP-MS and normalized to the upper continental crust display rather flat patterns (Figure 4-12). Such flat patterns are the same as the flat REE patterns characterizing samples from the PSAs (Patagonia, Australia, Africa, etc). On the other hand, the Vostok volcanic ash layers display patterns which vary from light-REE-depleted to heavy-REE-enriched, to flat (high abundance) patterns. The volcanic patterns are therefore very different from dust REE patterns. The hypothesis of a major volcanic source contribution can thus be ruled out on several counts.

4.3.3.3.2 Mixture of dust coming from different sources

Another explanation for the slight offset between the dusts and Patagonian loesses in Figure 4-11b could be that the dusts collected in East Antarctica are a mixture of two sources : either a volcanic source plus a desertic source, or a mixture between two desert sources. Thus, the isotopic signature of the Dome C and Vostok dust should fall on a mixing hyperbola defined by the isotopic compositions and concentrations of Sr and Nd of the two end members (Faure, 1986). Several tests have been made considering different contributions from local and remote source regions (Figure 4-13). Australian, African and Patagonian end members have been obtained by averaging data from each isotopic field previously described.

- A first hypothesis considering only Antarctic local sources was evaluated (Figure 4-13a). The mixing curve drawn between the volcanic ash end member and the Dry Valley value does not cross the area of the ice-core dust signature. A mixture between the volcanic ash end member and the Bunger Hills value, however, would have the same isotopic value as the ice-core dusts if the mixture had a proportion of 90 to 95% of the volcanic component. This proportion is in contradiction with mineralogical and REE

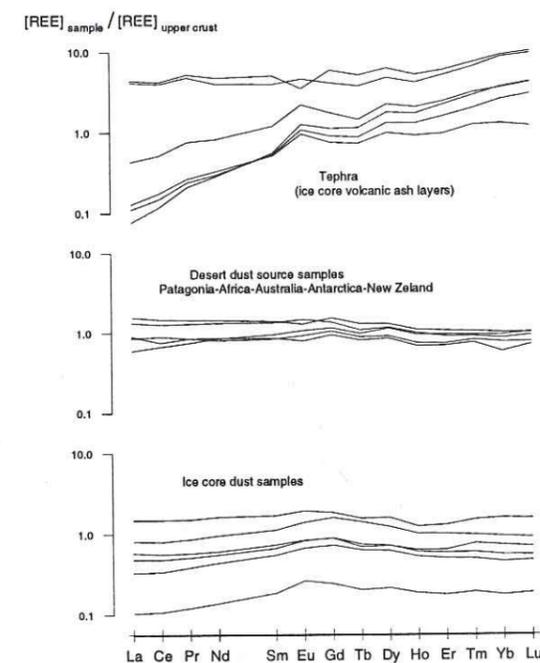


Figure 4-12 : REE patterns for volcanic ash layers, desert dust from continental sources, and ice-core dust. REE concentrations are normalized to REE concentrations of the mean upper crust [45]. (note that the REE concentrations have been normalized to chondrite concentrations in Grousset *et al.* (1992), and thus yield a different appearing pattern than those shown here).

data, as explained above. Thus, mixtures of local Antarctic contributions are not possible explanations.

- A second hypothesis might be the mixing of a local volcanic component (Vostok volcanic ash) and a remote continental component (Figure 4-13b). No calculation is required to exclude mixture between Vostok ash and a South American origin, since they both have less radiogenic Sr compositions than do the ice-core dusts. Considering now an African end member, the mixing curve obtained does not cross the ice-core dust field. On the other hand, the mixture of an Australian end member and volcanic ash has the same isotopic values as the ice-core dusts if the proportion of local volcanic component is about 50 to 60%. This is still in contradiction with mineralogical and REE data as above.

- The last hypothetical mixture is provided by combining two remote desert source areas (Figure 4-13c). In this case, the hyperbolic mixing curves reveal that the isotopic values of the ice-core dust could be explained by a mixture of Patagonian dust in dominant proportion (85-90%), combined with about 10% of Australian dust or about 15% of African dust.

Up to now, we have only considered the contribution of PSAs located in Southern Hemisphere, since the time constant of air mass exchanges between the two hemispheres is of the order of several months, whereas the life time of atmospheric dust is of the order of days to a week or so (Genthon, personal communication). But two of the world's largest dust sources (at present) are located in the equatorial Northern Hemisphere -- the Sahara and the Arabian Peninsula. If, however, one recalculates the theoretical mixing curve between Patagonian and either Saharan or Arabian end members (Grousset et al., 1988, Biscaye et al., 1997) (the first and second-most important sources in the low-latitude Northern Hemisphere), the resulting mixtures do not approach the Antarctic dust signature. So, it seems really unlikely that a significant amount of Northern Hemisphere dust could have been added to the Patagonian dust, modifying thus its signature in the same manner as African or Australian dust can modify it.

So, we can conclude from the microscopic data, the REE compositions and the Sr-Nd-isotope mixing calculations, that the offset toward more radiogenic Sr values observed for the ice-core dusts, could be possibly explained by adding a small proportion (~10-15%) of Australian or African dust to the primary Patagonian source. A final possibility, however, must be considered : could this offset be caused by particle grain-size fractionation?

4.3.3.3 Fractionation of Sr isotope composition by particle size

The dust particles deposited at Dome C and Vostok sites have a grain size distribution mode of about 2 μm (equivalent diameter), except during the LGM where a second mode around 14 μm is superimposed (Mounier, 1988, De Angelis et al., 1992). On the other hand, most of the analyses of the potential source samples have been made on the bulk sediments, loesses, soils or rocks; size fractionation at <5 μm diameter has been performed only on four samples. Several authors have shown, however, that there can be a fractionation of Sr isotope ratios between the bulk and individual size fractions, with the fine particles displaying more radiogenic Sr isotope ratios (Biscaye, 1972, Dasch, 1962, Biscaye et Dasch, 1971). This phenomenon would rule out a possible offset of fine particles from Africa/Australia towards the ice-core dust field because the required isotopic fractionation would be in the wrong direction. In order to better assess such a possible grain-size effect, recent investigations of desert and loess samples have been performed by several of us. They suggest that a slight isotopic fractionation of both Sr and Nd occurs, but this is not yet well documented. This results and the papers cited above do, however, suggest that the offset in Figure 4-11a and Figure 4-11b between the

Patagonian loesses and the ice-core dusts could be attributed to an enhancement of the proportion of fine (^{87}Sr rich) particles in the processes of deflation and atmospheric transport from Patagonia to East Antarctica.

4.3.3.4 Implication for paleoatmospheric circulations

The data presented here demonstrate that the ice dusts from the glacial periods of Dome C and Vostok have an homogeneous signature which seems to attest their Patagonian origin. The glaciers in the Southern Andes during glacial ages disgorged enormous amounts of rock-flour debris, making the adjacent Patagonian table-land a

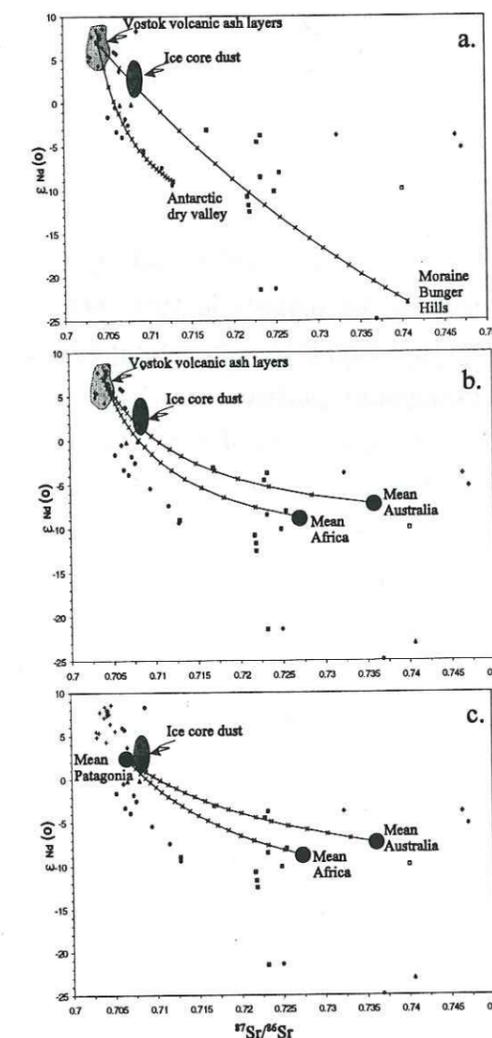


Figure 4-13 : Theoretical mixing hyperbolae constructed on a ϵ_{Nd} (o) versus $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. (Same symbols as on Figure 4-11). Hyperbolae are for mixing curves between two end members. The graduations on the mixing hyperbolae occur every 5% (Taylor and McLennan, 1985). (a) Hypothesis 1 with two local Antarctic end-members ; (b) Hypothesis 2 with a local volcanic end-member plus a remote continental end-member ; (c) Hypothesis 3 with Patagonia and a remote desertic end-member.

huge glacial outwash plain with its braided fluvioglacial channels. This geomorphologically active environment, considered as one of the terrain types which acts as a major source of windblown dust (Pye, 1989), was thus favourable for enhancing the eolian dust deflation, most of which was deposited as the loesses of Patagonia. This high, arid outwash-covered plateau was in the rain shadow of westerly winds crossing the Andes. It was undoubtedly a more favorable environment for dust deflation than was the exposed continental shelf, which, adjacent to the ocean, was probably more humid, became covered with soil-anchoring vegetation and which, in any case, we have shown (Figure 4-11b) was not the source of the East Antarctic dusts.

We thus find in Patagonia an isotopically appropriate source area that was climatically, physiographically and atmospherically favorable to the supply of large amounts of eolian dust. By what atmospheric pathway did this dust make its way southward to East Antarctica? The circumpolar vortex is a cyclonic atmospheric circulation cell centered on Antarctica, the northern extent of which is presently determined, at least in part, by sea surface temperature of the southern ocean and its contrast with the subtropical gyre. It is therefore affected by the extent of sea ice (Carleton, 1982). The movement of air masses in this vortex is in easterly direction (consistent with the Westerlies) that trends in a spiralling direction southwards towards Antarctica. If dust from the Patagonian plateau were lofted up into the westerlies and into the circumpolar vortex, how many circuits of Antarctica would it make before being deposited? Dr Charles Stearns (Dept. of Meteorology, U. Wisconsin, Madison WI) has made a video of three years (1992-1995) of satellite IR images (8 images per day) of Antarctica. Assuming that the clouds that one sees circling Antarctica in this video track the air masses that might be transporting dust, one sees that clouds traversing Patagonia spiral into East Antarctica in less than one-half revolution of the continent. This appears to be the way to get dust from Patagonia to East Antarctica now, and there is no reason to believe that the vortex did not exist during glacial times, albeit perhaps displaced northward by expanded sea ice.

A higher load of Patagonian dust in the last glacial atmosphere also finds support in deep-sea sediments from the Southern Atlantic Ocean. In a recent study of oceanic sediments from the South-Mid-Atlantic ridge, Kumar et al. (1995) observed evidence of a strong increase in surface water primary productivity during the LGM. They concluded that this could be explained by iron-fertilization-induced enhancement of productivity (by a factor of 5) resulting from iron-rich dusts from Patagonia. These authors did not isolate and analyze the eolian dust component of the deep-sea sediments, but invoked the conclusion of Grousset et al. (1992) about Patagonian dust sources as their source of iron.

Although we only speculate here about the atmospheric pathway of dust from Patagonia to East Antarctica, neither have AGCMs succeeded very well in reconstructing those pathways during glacial periods (Joussaume, 1993, Genthon, 1993). The results presented here should help modellers to better constrain their source input function, and improve their simulation of dust transport to Antarctica.

4.3.4 Conclusion

Isotopic measurements have shown that during glacial periods, ice-core dust from Dome C (stage 2) and Vostok (stages 4 and 6) had the same Patagonian origin, with the possible admixture of a small amount (10-15%) of dust from southern Africa and/or Australia. The Argentine continental shelf does not seem to have been a source of the atmospheric dust during glacial periods when it was exposed. The increase of atmospheric dust loading during glacial periods, previously ascribed to continental shelf emergence, is more likely due to fluvio-glacial erosion and deposition processes on the Patagonian plateau, coupled with intensified eolian deflation and transport. The absence, or near absence, of Australian and African dust in East Antarctica shows that the high atmospheric dust fluxes were probably mainly due to the intensification of the westerlies in a belt around 40 and 50 degrees South, therefore affecting Patagonia more extensively than those other slightly northerly continents. We conclude that such a transport mechanism should have occurred the same way during the three most recent glacial intervals.

4.4 ADAPTATION DE LA METHODE ANALYTIQUE : MESURES EN PERIODE INTERGLACIAIRE (STADES 1 ET 5) ET EN PERIODE GLACIAIRE (STADES 2, 4, 6, 8, 10 ET 12³)

La question qui a immédiatement suivi le travail présenté ci-dessus est à nouveau venue des modélisateurs. Sachant que les AGCMs sont mieux contraints pour le climat actuel que pour les paléo-climats, peut-on déterminer le paramètre « source » pour le climat actuel, et plus généralement, pour les périodes interglaciaires antérieures? La première certitude est que l'on peut éliminer le plateau continental argentin, puisque immergé.

Les flux d'aérosols minéraux déposés à Vostok (cf. paragraphe « 4.2.3 Concentrations et flux aux puits ») rendent la détermination des sources en période interglaciaire (~2 mg/m²/an) plus délicate qu'en période glaciaire (~20 mg/m²/an). Pour mesurer les compositions isotopiques sur les poussières interglaciaires en utilisant les mêmes techniques que précédemment, il serait nécessaire de fondre au moins environ 80 kg de glace! De tels échantillonnages nous ont semblé peu raisonnables et nous avons préféré, d'une part, adapter nos méthodes d'extraction des poussières, et d'autre part, utiliser un spectromètre de masse à limites de détection plus basses (Max Plank Institut, Mayence).

Dans la première partie, nous présentons l'intérêt des nouvelles procédures utilisées (spectromètre de masse et extraction par centrifugation) et le nouvel échantillonnage réalisé. Il est directement dépendant des limites de détection du spectromètre utilisé. Outre les aérosols minéraux prélevés en périodes interglaciaires (stades 1 et 5), cet échantillonnage comprend aussi des poussières de périodes glaciaires. Ces dernières permettront (i) de servir d'échantillons « test » pour les nouvelles méthodes, (ii) d'étudier les poussières des cycles glaciaires antérieurs au stade 6, et (iii), de comparer, pour les mêmes stades climatiques, les nouvelles mesures obtenues (série I, « Mayence ») avec les mesures précédentes (série II, « Toulouse »).

Dans un deuxième temps, nous présentons les résultats obtenus sur 7 des 11 échantillons initialement préparés.

Avant de vouloir interpréter les signatures obtenues en terme de source, il nous a semblé indispensable, aux vues de ces résultats, d'approfondir les discussions sur la variabilité et la signification des signatures isotopiques des poussières déposées à

Vostok. Dans la troisième partie, nous calculons d'autre part l'effet éventuel d'une contamination en Sr apportée par les aérosols d'origine marine et envisageons d'autre part différentes hypothèses pour expliquer les différences observées entre les deux séries de mesures (Série I / Série II).

4.4.1 Echantillonnage et méthodes : adaptation aux très faibles quantités de poussières

4.4.1.1 Choix du spectromètre

L'élément limitant à mesurer est le Nd puisqu'il est de l'ordre de 10 fois moins concentré dans la croûte supérieure que le Sr (valeurs données par Taylor et McLennan (1985), 26 ppm et 350 ppm respectivement). Le choix du spectromètre a été guidé par les concentrations en Nd présentées dans le Tableau 4-5. Il s'agissait de trouver un appareil permettant de mesurer ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd avec une bonne précision sur des quantités d'environ 1 ng de Nd. Trois possibilités ont été étudiées : ICPMS à secteur magnétique à l'ENS-Lyon, TIMS au CFR de Gif/Yvette et TIMS au MPI de Mayence. Pour les deux premiers, un travail approfondi de mise au point était nécessaire.

Le dernier a été choisi car la méthode, déjà opérationnelle pour des échantillons météoritiques et des minéraux à très faible teneurs en REE, semblait la plus prometteuse. Ce spectromètre permet de mesurer ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd à partir de 800 pg de Nd environ. Il est de plus possible de mesurer les concentrations des éléments (Sr, Rb, Nd, Sm) par dilution isotopique. Les caractéristiques techniques de la méthode et de l'appareil utilisé à Mayence sont présentées dans le chapitre « 2 Techniques analytiques » consacré aux techniques analytiques.

		Interglaciaire	Glaciaire
Concentration moyenne	ng _{dust} /g _{ice}	20	600
Concentration en Nd ([Nd] _{dust} = 26 ppm)	pg _{Nd} /g _{ice}	0,4	12
Quantité de glace requise pour 1ng de Nd (0,05 mg _{dust})	kg	2,5	0,08

Tableau 4-5 : Valeurs des concentrations moyennes en Nd utilisées pour les calculs de quantité de glace nécessaire.

Au cours des analyses, plusieurs blancs ont été mesurés (dilution isotopique):

- Sr <11 pg,
- Nd <2.5 pg,

Ces résultats montrent l'extrême propreté des équipements disponibles à Mayence.

4.4.1.2 Echantillonnage de la glace

A partir des estimations théoriques présentées ci dessus, les échantillons de glace ont été prélevés en fonction du stade climatique désiré, de la disponibilité et de l'état de la glace. Le signal de conductivité a permis de s'assurer que la glace sélectionnée ne contenait pas de pic d'acidité auquel aurait pu être associées des particules volcaniques. L'accès à la glace provenant de différents forages a permis d'échantillonner (Figure 4-14 et Tableau 4-6) :

- les stades interglaciaires Holocène et Eémien (stade 5) ;
- les stades glaciaires 8 et 10, et de la glace située au delà de 3300 m présentant des concentrations équivalentes à un stade glaciaire mais dont l'appartenance à un stade donné (stade 12 ?) est discutée (cf. Hypothèse de plissement, page 119, note 31). Toutefois, par soucis de simplification du texte, nous noterons cet échantillon « stade 12 » ;
- les stades glaciaires stade 2 (LGM), stade 4 et stade 6, pour lesquels nous disposons déjà d'au moins un point de mesure.

Chaque opération de préparation (décontamination, centrifugation, séparations sur les colonnes échangeuses d'ions, dépôt sur le filament, ionisation et focalisation dans le spectromètre, ...) entraîne une perte d'échantillon plus ou moins importante. Par précaution, lorsque cela a été possible, la quantité de glace échantillonnée est supérieure à la quantité nécessaire calculée. Les échantillons du LGM à 516 m (Dôme C) ont été systématiquement utilisés comme échantillons de « test » pour les différentes procédures (ce qui explique le choix des faibles quantités de glace utilisée). L'ensemble de l'échantillonnage est résumé dans le Tableau 4-6.

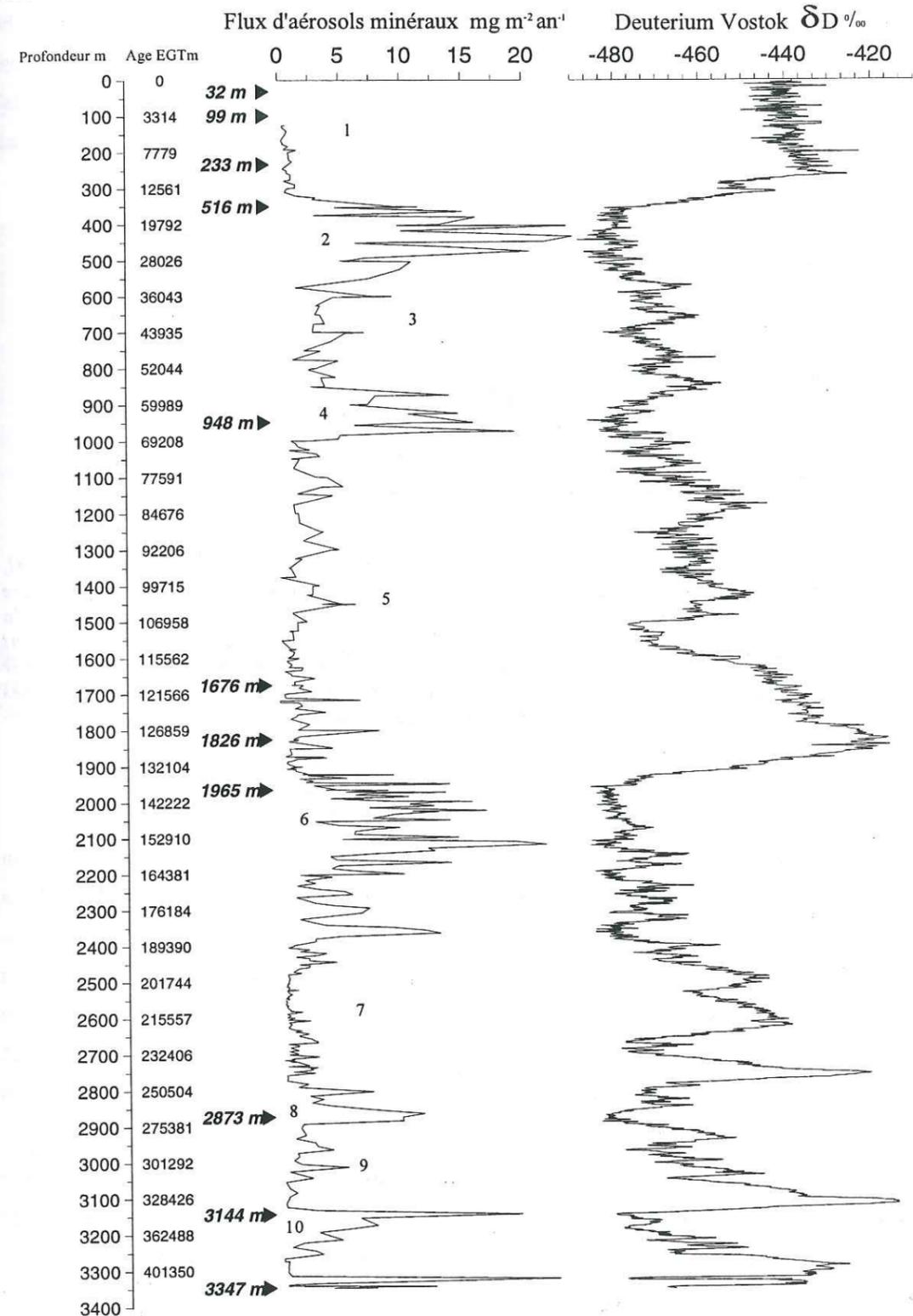


Figure 4-14 : Profils de composition en Deutérium et flux de poussières jusqu'à 3347 m de profondeur (non publiés). Les pointes de flèche indiquent les profondeurs d'échantillonnage. 516 m a été prélevé à Dôme C : il est replacé sur la courbe de Vostok à un âge équivalent. Les flux sont calculés à partir de la concentration en poussières (mesurée au coultre), d'une densité $d=2,65$ et de l'accumulation utilisée dans EGTm.

Profondeur	Forage	Stade isotopique	Age EGTm (années) (a)	Période de temps couverte (années) (b)	Masse de glace utilisée (kg)	Masse coulter estimée (mg) (c)	Masse mesurée (mg) (d)
Interglaciaire							
32 m	Vostok BH8	Holocène	756	~30	2.605	0.59	0.265
99 m	Vostok BH8	Holocène	3 271	~35	2.717	0.06	0.19
233 m	Vostok BH7	Holocène	9 264	~30	1.488	0.01	0.12
1676 m	Vostok 3G	stade 5	120 246	~30	1.06	nm	0.11
1826 m	Vostok 3G	stade 5	128 066	~40	2.008	nm	0.28
Glaciaire							
516 m (1)	Dôme C	stade 2	15 900	~5	0.27	0.18	nm
516 m (2)	"	"	"	"	0.28	0.26	0.25
948 m	Vostok 3G	stade 4	64 415	~30	1.081	1.14	0.23
1965 m	Vostok 3G	stade 6	138 311	~20	0.668	0.08	0.148
2873 m	Vostok 5G1	stade 8	268 131	~55	0.831	0.4	0.7
3144 m	Vostok 5G1	stade 10	340 386	~110	1.165	nm	0.45
3347 m	Vostok 5G1	stade 12?	421 689	~110	0.89	0.33	0.415

Tableau 4-6 : Echantillonnage des poussières en périodes glaciaires et interglaciaires. (a), l'âge EGTm correspond à l'âge de la profondeur basse de la carotte donnée dans la première colonne. nm : non mesuré. (b), la période de temps couverte est calculée à partir de la longueur de carotte utilisée avant décontamination. Les masses données sont approximatives : (c) la masse coulter est calculée avec $d=2,65$; (d) la masse mesurée par pesée après évaporation du culot de centrifugation n'est pas précise (problèmes de charges électrostatiques sur le téflon et balance mal adaptée aux pesées inférieures au mg).

4.4.1.3 Extraction des particules par centrifugation

La méthode de séparation glace / particules a aussi été modifiée. En effet, la méthode par évaporation concentre les particules mais aussi les éléments solubles dans l'eau de fonte (e. g. Na, sulfates, nitrates...) qui ont principalement une origine marine. Ces aérosols marins sont susceptibles de contribuer aussi à un apport en Sr et Nd. Les calculs, présentés dans le paragraphe « 4.4.3 Le problème du Sr marin » montrent que cette contamination naturelle par du Sr marin est peu importante en période glaciaire et qu'elle peut être corrigée mais qu'il est préférable de s'en affranchir, surtout pour les échantillons des périodes interglaciaires.

La centrifugation permet ainsi d'éliminer ce problème puisque les particules sont soustraites à l'eau de fonte qui, elle, conserve les éléments dissous. Les détails de procédure de centrifugation sont présentés dans le chapitre consacré aux techniques analytiques.

4.4.2 Résultats des mesures pour les stades 1, 2, 5, 6, 8, 10 et 12

Le premier objectif de ce travail était tout d'abord de tester la faisabilité des mesures isotopiques sur de très faibles quantités d'aérosols minéraux. Bien que les

échantillons préparés ne soient pas tous mesurés, cette première série d'analyses donne des résultats très encourageants. Les résultats disponibles sont présentés dans le Tableau 4-7. Les échantillons restant à mesurer sont : 1 point Holocène (233 m), 1 point stade 2 (516 m (2)), 1 point stade 4 (948 m), 2 points stade 5 (1676 et 1826 m).

	Stade isotopique	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$2\sigma \times 10^6$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$2\sigma \times 10^6$	$\epsilon \text{ Nd (0)}$
32m	1	0.7112	35	0.512126	17	-9.99
99 m	1	0.709289	50	0.512379	44	-5.05
516 m	2	0.708753	56	0.512484	32	-3.00
1676m	5			0.512261	75	-7.35
1965 m	6	0.709468	32	0.512545	14	-1.81
2873 m	8	0.711129	33	0.512393	48	-4.78
3144m	10	0.70846	36	0.51253	27	-2.11
3347 m	12?	0.710846	46	0.512481	12	-3.06

Tableau 4-7 : Résultats préliminaires des mesures $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ et $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$. Les valeurs présentées sont corrigées de la dérive du spectromètre : Sr = $-49. 10^{-6}$; Nd = $-24. 10^{-6}$. (La Jolla : mesuré = 0.511885; E&A : mesuré = 0.708049).

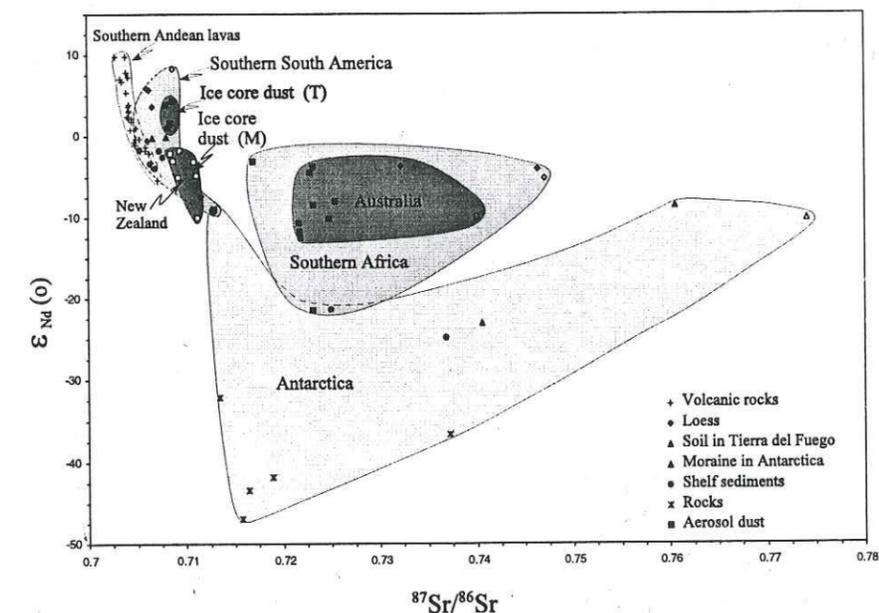


Figure 4-15 : $\epsilon \text{ Nd (0)}$ versus $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de l'ensemble des poussières et des PSAs mesurés. (identique à la Figure 4-11 avec les nouveaux points mesurés). (T) :Toulouse, (M) : Mayence.

4.4.2.1 Signature globale

Si l'on considère dans un premier temps l'ensemble des résultats obtenus pour cette 2ème série, indépendamment de leur appartenance à une période climatique donnée, les compositions isotopiques sont $0,7085 < {}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr} < 0,7112$ et $-9,9 < \epsilon \text{Nd}(0) < -1,8$. Si l'on reporte ces signatures sur le graphique de la Figure 4-11.a page 172, il ressort (Figure 4-15) que cette signature globale (${}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr} < 0,7112$ et $\epsilon \text{Nd}(0) > -10$) reste différente des signatures Australiennes, Africaines et Antarctiques (on se reportera au paragraphe « 4.3.3.2 Comparison of potential source samples, comparison with ice-core dusts » pour la discussion des signatures des PSAs).

Ces poussières semblent, en première approximation, avoir une signature « Amérique du Sud ». Cependant, le plateau continental argentin ($0,7053 < {}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr} < 0,7128$ et $-9,4 < \epsilon \text{Nd}(0) < -1,6$) ne peut plus être exclu des PSAs en période glaciaire sur des critères géochimiques.

4.4.2.2 Détail des signatures des aérosols minéraux déposés à Vostok

Si le schéma des signatures globales semble à première vue assez simple, le détail des signatures des poussières (Tableau 4-7 et Figure 4-16) montre que :

- Pour le Sr des échantillons mesurés à Mayence, les signatures des poussières des périodes interglaciaires et glaciaires couvrent pratiquement les mêmes intervalles de valeurs avec $0,7085 < {}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr} < 0,7112$. Ces rapports sont supérieurs ou égaux aux rapports ${}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr}$ obtenus sur la première série de mesures (Toulouse) mais restent inférieurs à la valeur obtenue pour l'échantillon « Falkland shelf » (${}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr} = 0,7115$)⁴³ (Figure 4-11, page 172).
- Pour le Nd, en revanche, les signatures des poussières des périodes glaciaires ($-4,8 < \epsilon \text{Nd}(0) < -1,8$) sont plus radiogéniques que les signatures des poussières des périodes interglaciaires ($-9,9 < \epsilon \text{Nd}(0) < -5,5$). Si l'on considère la variabilité globale, périodes glaciaires et interglaciaires confondues, on observe la même variabilité que celle mesurée sur l'ensemble des échantillons du plateau continental argentin ($-9,4 < \epsilon \text{Nd}(0) < -1,6$).

⁴³ On remarquera que les valeurs des PSAs auxquelles il est fait référence dans le texte n'ont pas été reportées sur ce graphique. Cette démarche est volontaire puisque nous verrons dans les chapitres suivants qu'il est nécessaire de redéfinir les signatures des sources dans le détail.

- Si l'on considère maintenant les signatures des poussières du seul stade 6 obtenues sur différents échantillons, elles augmentent en ${}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr}$ de 0,7082 à 0,7085 et 0,7095 et diminuent respectivement en Nd de +3,9 à +1,6 et -1,8. De la même façon, pour les poussières du stade 2, on observe des variations respectives en ${}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr}$ de 0,7087 à 0,7088 et en $\epsilon \text{Nd}(0)$ de +5 à -3. Pour les poussières Holocènes ${}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr}$ passe de 0,7093 à 0,7112 et $\epsilon \text{Nd}(0)$ respectivement de -5,05 à -9,99.
- Enfin, si l'on considère les signatures des poussières obtenues sur la 2ème série avec celles obtenues sur la 1ère série, on voit que, pour le Sr, les rapports ${}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr}$ obtenus à Toulouse sont inférieurs ou égaux aux rapports les moins radiogéniques mesurés à Mayence, alors que, pour le Nd, les $\epsilon \text{Nd}(0)$ mesurés à Toulouse sont systématiquement supérieurs. Ces différences sont du même ordre de grandeur que les différences observées entre poussières glaciaires et interglaciaires.

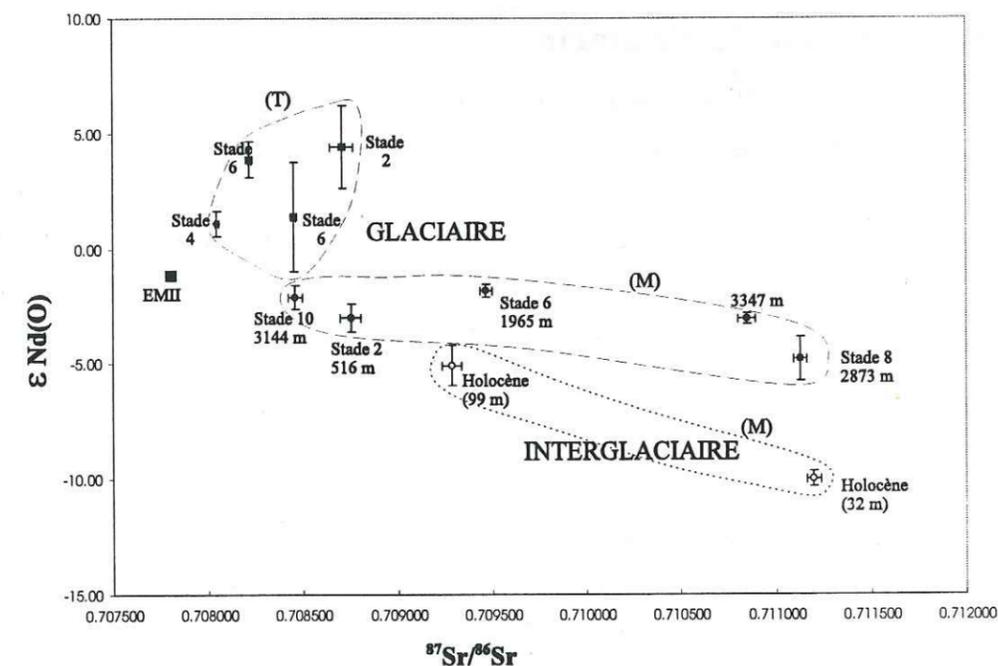


Figure 4-16 : $\epsilon \text{Nd}(0)$ versus ${}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr}$ de l'ensemble des poussières mesurées. (T) : Spectromètre Toulouse ; (M) : spectromètre Mayence. Les pointillés larges représentent l'ensemble des mesures en période glaciaire ; les pointillés fins les mesures en période interglaciaire. Losange : Grousset et al., 1992 ; carrés, Basile et al., 1997 ; cercles : mesures à Mayence (cercles pleins : périodes glaciaires, cercles vides : périodes interglaciaires).

Ainsi, les résultats obtenus semblent montrer que, malgré une signature globale homogène pour les différents climats, il existe (1) une différence de composition isotopique en Nd entre les périodes interglaciaires et les périodes glaciaires, (2) une différence du même ordre de grandeur entre les échantillons de la 1ère série et ceux de la seconde série, et, enfin que, (3) à l'intérieur d'un même stade, les signatures des poussières peuvent évoluer d'un pôle plus radiogénique en Nd et moins radiogénique en Sr vers un pôle plus radiogénique en Sr et moins radiogénique en Nd.

A l'observation des signatures à l'intérieur d'un stade et des signatures globales sur l'ensemble des stades, il est tentant d'interpréter leur évolution comme témoignant d'un mélange entre deux pôles. L'un serait représenté par du matériel à caractère « volcanique », le second par du matériel à caractère « croûte continentale ». Ce modèle impliquerait alors que ces points soient situés sur une hyperbole de mélange dont le pôle volcanique aurait un $\epsilon Nd(0)$ très radiogénique ($\epsilon Nd(0) > +30$ pour $^{87}Sr/^{86}Sr \sim 0,702$). Or, aucun matériel volcanique péri-Antarctique (cf. paragraphe « 3.3.4.2.3 Nouvelle Zélande et Amérique du Sud ») n'est caractérisé par de telles compositions et ce pôle ne semble pas naturel. Ce problème semble cependant pouvoir trouver une explication partielle par une contribution en Sr apporté par l'aérosol marin.

4.4.3 Le problème du Sr marin

Outre les aérosols continentaux qui font l'objet de notre étude, des aérosols d'origine marine se déposent aussi à Vostok. Leurs flux sont estimés par la mesure des concentrations en éléments solubles comme le Na^+ . Ces flux, comme ceux des poussières, sont élevés en période glaciaire et faibles en période interglaciaire, mais avec une différence d'un facteur 5 seulement (Legrand et al., 1988 ; Legrand et Mayewski, 1997). Sachant que les concentrations en Sr et Nd dans l'eau de mer sont :

$$[Sr]_{\text{eaudemer}} = 8 \text{ ppm} = 8 \cdot 10^3 \text{ ng} / g_{\text{eaudemer}}$$

$$[Nd]_{\text{eaudemer}} = 3 \cdot 10^{-6} \text{ ppm} = 3 \cdot 10^{-3} \text{ ng} / g_{\text{eaudemer}}$$

il est légitime de se demander dans quelles proportions le Sr et le Nd présents dans la glace se répartissent entre Sr_{marin} et Sr_{dust} d'une part, Nd_{marin} et Nd_{dust} d'autre part, et si la signature isotopique des poussières continentales (notée « dust » en indice dans les équations) peut être modifiée par la présence éventuelle de Sr_{marin} et de Nd_{marin} . Cette problématique est schématisée sur la Figure 4-17.

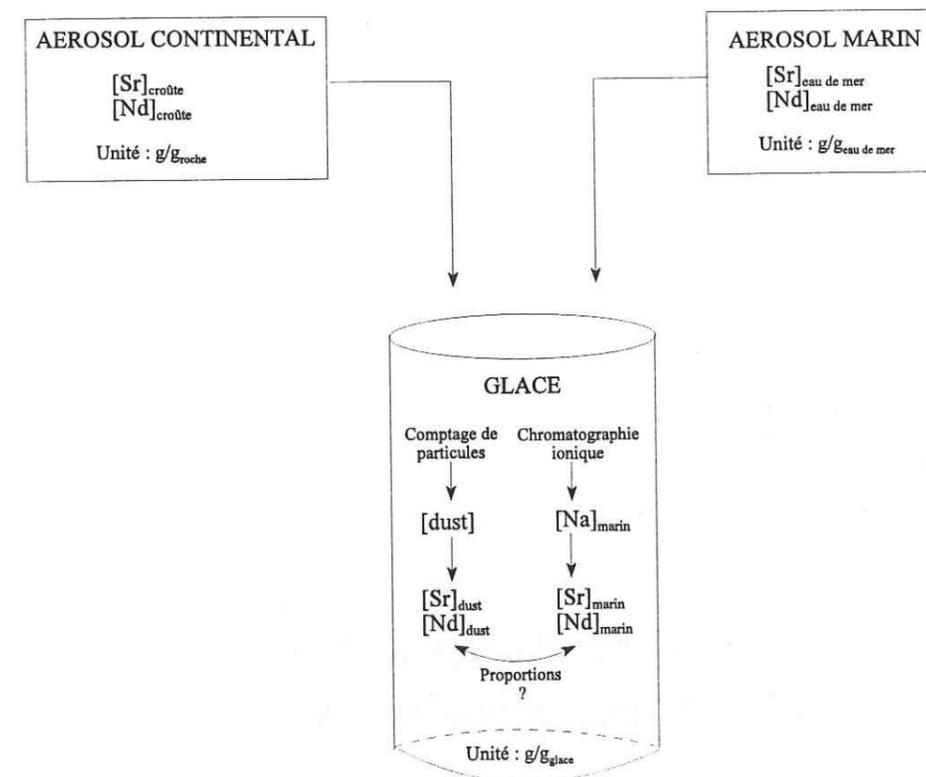


Figure 4-17 : Schématisation du système « glace » considéré vis à vis du Sr et du Nd, comme un mélange des deux composants aérosol continental et aérosol marin.

4.4.3.1 Estimation des contributions des apports marins et continentaux en Sr et Nd dans la glace

4.4.3.1.1 Contribution marine

Les concentrations en Sr_{marin} et Nd_{marin} ⁴⁴ peuvent être estimées à partir des mesures de Na_{marin} . On considère pour cela que la concentration en eau de mer est homogène en Sr et Nd et qu'il n'y a pas de fractionnement entre Sr, Nd et Na entre l'eau de mer et l'aérosol marin.

En prenant :

⁴⁴ L'indice « eau de mer » indique la concentration de l'élément dans l'eau de mer, l'indice « marin » indique la concentration d'origine marine dans la glace. De la même façon, l'indice « croûte » indique les concentrations dans la roche, l'indice « dust » indique la concentration d'origine continentale dans la glace.

$$[Na]_{\text{eaudemer}} = 1,08 \cdot 10^4 \text{ ppm}$$

On obtient :

$$\left(\frac{Sr}{Na}\right)_{\text{aérosolmarin}} = \left(\frac{Sr}{Na}\right)_{\text{eaudemer}} = 7,4 \cdot 10^{-4}$$

$$\left(\frac{Nd}{Na}\right)_{\text{aérosolmarin}} = \left(\frac{Nd}{Na}\right)_{\text{eaudemer}} = 2,8 \cdot 10^{-10}$$

Dans le calcul, nous prendrons les valeurs moyennes pour les derniers extrema climatiques Holocène et LGM (Legrand et al., 1988) :

$$[Na]_{\text{marin}}^{\text{Holocène}} = 30 \text{ ng / g}_{\text{glace}}$$

$$[Na]_{\text{marin}}^{\text{LGM}} = 100 \text{ ng / g}_{\text{glace}}$$

d'où l'on calcule :

$$[Sr]_{\text{marin}}^{\text{Holocène}} = 2,2 \cdot 10^{-2} \text{ ng / g}_{\text{glace}} \quad \text{et} \quad [Nd]_{\text{marin}}^{\text{Holocène}} = 8,4 \cdot 10^{-9} \text{ ng / g}_{\text{glace}}$$

$$[Sr]_{\text{marin}} = 7,4 \cdot 10^{-2} \text{ ng / g}_{\text{glace}} \quad \text{et} \quad [Nd]_{\text{marin}}^{\text{LGM}} = 2,8 \cdot 10^{-8} \text{ ng / g}_{\text{glace}}$$

4.4.3.1.2 Contribution continentale

La contribution en Sr et Nd par l'aérosol continental est estimée à partir des flux en poussières, calculés avec une densité de 2.65 (Figure 4-14). On prend pour concentrations initiales celles estimées pour la croûte supérieure (Taylor et Mc Lennan, 1985) :

$$[Sr]_{\text{croûte}} = 350 \text{ ppm} = 3,5 \cdot 10^5 \text{ ng / g}_{\text{croûte}}$$

$$[Nd]_{\text{croûte}} = 26 \text{ ppm} = 2,6 \cdot 10^4 \text{ ng / g}_{\text{croûte}}$$

en prenant des concentrations en poussières de

$$[dust]_{\text{Holocène}} = 20 \text{ ng}_{\text{dust}} / \text{g}_{\text{glace}}$$

$$[dust]_{\text{LGM}} = 700 \text{ ng}_{\text{dust}} / \text{g}_{\text{glace}}$$

on obtient :

$$[Sr]_{\text{dust}}^{\text{Holocène}} = 7 \cdot 10^{-3} \text{ ng / g}_{\text{glace}} \quad \text{et} \quad [Nd]_{\text{dust}}^{\text{Holocène}} = 5,2 \cdot 10^{-4} \text{ ng / g}_{\text{glace}}$$

$$[Sr]_{\text{dust}}^{\text{LGM}} = 2,45 \cdot 10^{-1} \text{ ng / g}_{\text{glace}} \quad \text{et} \quad [Nd]_{\text{dust}}^{\text{LGM}} = 1,8 \cdot 10^{-2} \text{ ng / g}_{\text{glace}}$$

4.4.3.1.3 Conclusion

Si l'on compare les contributions continentale et marine, on s'aperçoit que :

$$[Nd]_{\text{dust}} \gg [Nd]_{\text{marin}}$$

quel que soit le stade climatique considéré. La contamination des échantillons de poussières par du Nd d'origine marine est négligeable.

En revanche, pour le Sr

$$[Sr]_{\text{marin}}^{\text{Holocène}} \approx 3,2 \cdot [Sr]_{\text{dust}}^{\text{Holocène}}$$

$$[Sr]_{\text{marin}}^{\text{LGM}} \approx 0,3 \cdot [Sr]_{\text{dust}}^{\text{LGM}}$$

Ce résultat montre qu'il est nécessaire de s'affranchir de la contribution du Sr_{marin} dans les échantillons pour ne mesurer que la composition isotopique du Sr des poussières. Ceci explique le choix d'une extraction par centrifugation plutôt que par évaporation pour la série d'échantillons interglaciaires.

Cependant, pour les échantillons obtenus par évaporation (série I), les mesures ont été effectuées sur le Sr_{total} et nous pouvons essayer d'estimer la valeur de cette contamination en termes de rapports isotopiques.

4.4.3.2 Correction isotopique consécutive à l'apport en Sr_{marin} pour les échantillons glaciaires de la première série

Cette correction ne concerne que les échantillons mesurés au cours de la première série (Toulouse) qui ont été extraits de l'eau de fonte par évaporation.

Si l'on considère le système « glace » du schéma de la Figure 4-17 après évaporation, il représente un mélange binaire où les deux pôles sont (A) les poussières « dust » et (B) les éléments, dont le Sr, issus de l'évaporation « marin ». La méthode de calcul de mélange présentée en annexe est difficilement applicable puisque $P_{\text{dust}} \gg P_{\text{marin}}$ (P représentant la contribution pondérale, annexe 6.2, équation [13] et suivantes). Il est possible en revanche de raisonner en nombre d'atomes par unité de masse de glace (noté Sr pour le Sr total, ^{87}Sr et ^{86}Sr pour les deux isotopes). Dans le mélange :

$$^{87}\text{Sr}_{\text{mélange}} = ^{87}\text{Sr}_{\text{dust}} + ^{87}\text{Sr}_{\text{marin}} \quad [\text{a}]$$

c'est à dire

$$^{87}\text{Sr}_{\text{mélange}} = \text{Sr}_{\text{dust}} \cdot ^{87}\text{Ab}_{\text{dust}} + \text{Sr}_{\text{marin}} \cdot ^{87}\text{Ab}_{\text{marin}} \quad [\text{b}]$$

et pour la masse 86

$$^{86}\text{Sr}_{\text{mélange}} = \text{Sr}_{\text{dust}} \cdot ^{86}\text{Ab}_{\text{dust}} + \text{Sr}_{\text{marin}} \cdot ^{86}\text{Ab}_{\text{marin}} \quad [\text{c}]$$

Avec l'approximation

$${}^{86}\text{Ab}_{\text{mélange}} = {}^{86}\text{Ab}_{\text{dust}} = {}^{86}\text{Ab}_{\text{marin}} = {}^{86}\text{Ab}$$

le rapport des équations [b] et [c] donne

$$\left(\frac{{}^{87}\text{Sr}}{{}^{86}\text{Sr}}\right)_{\text{mélange}} = \frac{\text{Sr}_{\text{dust}} {}^{87}\text{Ab}_{\text{dust}} + \text{Sr}_{\text{marin}} {}^{87}\text{Ab}_{\text{marin}}}{\text{Sr}_{\text{mélange}} {}^{86}\text{Ab}} \quad [\text{d}]$$

c'est à dire

$$\left(\frac{{}^{87}\text{Sr}}{{}^{86}\text{Sr}}\right)_{\text{mélange}} = \left(\frac{{}^{87}\text{Sr}}{{}^{86}\text{Sr}}\right)_{\text{dust}} \frac{\text{Sr}_{\text{dust}}}{\text{Sr}_{\text{mélange}}} + \left(\frac{{}^{87}\text{Sr}}{{}^{86}\text{Sr}}\right)_{\text{marin}} \frac{\text{Sr}_{\text{marin}}}{\text{Sr}_{\text{mélange}}} \quad [\text{e}]$$

Sr_{dust} , Sr_{marin} et $\text{Sr}_{\text{mélange}}$ sont estimés (cf. paragraphes précédents), $\left(\frac{{}^{87}\text{Sr}}{{}^{86}\text{Sr}}\right)_{\text{marin}} = 0.7091$

et $\left(\frac{{}^{87}\text{Sr}}{{}^{86}\text{Sr}}\right)_{\text{mélange}}$ est la valeur mesurée. D'où

$$\left(\frac{{}^{87}\text{Sr}}{{}^{86}\text{Sr}}\right)_{\text{dust}} = \left(\frac{{}^{87}\text{Sr}}{{}^{86}\text{Sr}}\right)_{\text{mélange}} \frac{\text{Sr}_{\text{mélange}}}{\text{Sr}_{\text{dust}}} - \left(\frac{{}^{87}\text{Sr}}{{}^{86}\text{Sr}}\right)_{\text{marin}} \frac{\text{Sr}_{\text{marin}}}{\text{Sr}_{\text{dust}}} \quad [\text{f}]$$

Les résultats numériques de cette correction sont présentés dans le Tableau 4-8 et reportés sur la Figure 4-18.

		[Na] _{marin} (1)	[dust] (2)	[Sr] _{marin}	[Sr] _{dust}	$({}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr})_{\text{mélange}} \times 10^6$	2σ	$({}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr})_{\text{dust}}$	$\Delta({}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr}) \times 10^6$
		ng/g _{glace}	ng/g _{glace}	ng/g _{glace}	ng/g _{glace}				
Dome C	stade 2	100	700	7.4E-02	2.5E-01	0.708707	60	0.708588	-119
906-911	stade 4	82.8	633	6.1E-02	2.2E-01	0.708047	9	0.707756	-291
911-918	stade 4	82.8	633	6.1E-02	2.2E-01	0.708404	12	0.708212	-192
2106-2133	stade 6	78.2	766	5.8E-02	2.7E-01	0.708219	11	0.708029	-190
2134-2167	stade 6	78.2	440	5.8E-02	1.5E-01	0.708452	12	0.708209	-243

Tableau 4-8 : Résultats de la correction proposée en éliminant la contamination par le Sr d'origine marine. (1) Legrand et al., 1988 ; (2) mesures coulter (Petit et al., 1990). Les valeurs de constantes utilisées sont données dans le texte. Δ représente la différence (rapport corrigé - rapport mesuré) 10^6 .

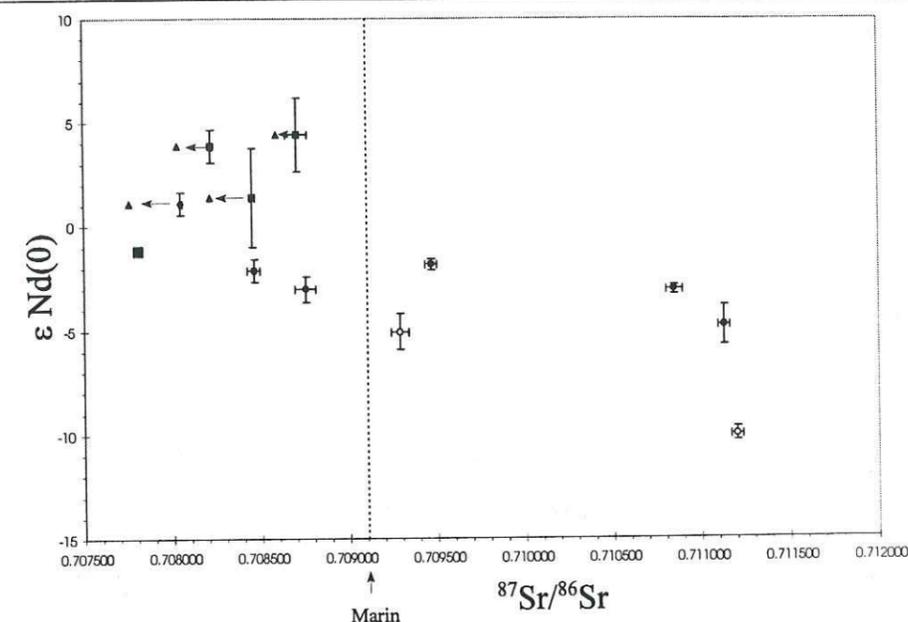


Figure 4-18 : Représentation graphique de la correction consecutive à la contamination par Sr_{marin} pour les échantillons mesurés à Toulouse. Triangles noirs : valeurs corrigées ; pour les autres symboles, se référer à la Figure 4-16.

4.4.3.3 Discussion

Considérée à l'échelle des signatures globales (Figure 4-15) où cette correction est prise en compte, celle-ci semble assez mineure et ne modifie pas le caractère « Amérique du Sud » des poussières de Vostok.

Considérées à l'échelle de la Figure 4-11.b, cette correction ne suffit pas à expliquer la dérive de la signature observée entre la signature des échantillons de Patagonie et la signature des poussières de la 1ère série, qui est discutée au paragraphe « 4.3.3.3 Origin of the ice-core dust isotopic signature ». Il aurait fallu pour cela trouver des $\Delta({}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr})$ de l'ordre de 1000 à 2000. 10^6 .

Cependant, à une plus petite échelle, ces valeurs corrigées correspondent mieux à un modèle de mélange (suggéré dans le paragraphe précédent, entre un pôle « croûte continentale » et un pôle « matériel volcanique » qui garderait cependant des valeurs en $\epsilon \text{Nd}(0)$ assez élevées (environ $\epsilon \text{Nd}(0) \sim +20$ pour ${}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr} \sim 0.702$).

Toutefois, bien que cette correction permette de retrouver des signatures plus cohérentes entre elles, elle n'explique pas les différences systématiques obtenues entre les résultats des mesures de la 1ère série effectuées à Toulouse (tendant vers le pôle « volcanique ») et celles de la 2ème série effectuées à Mayence (tendant vers le pôle « croûte continentale supérieure »).

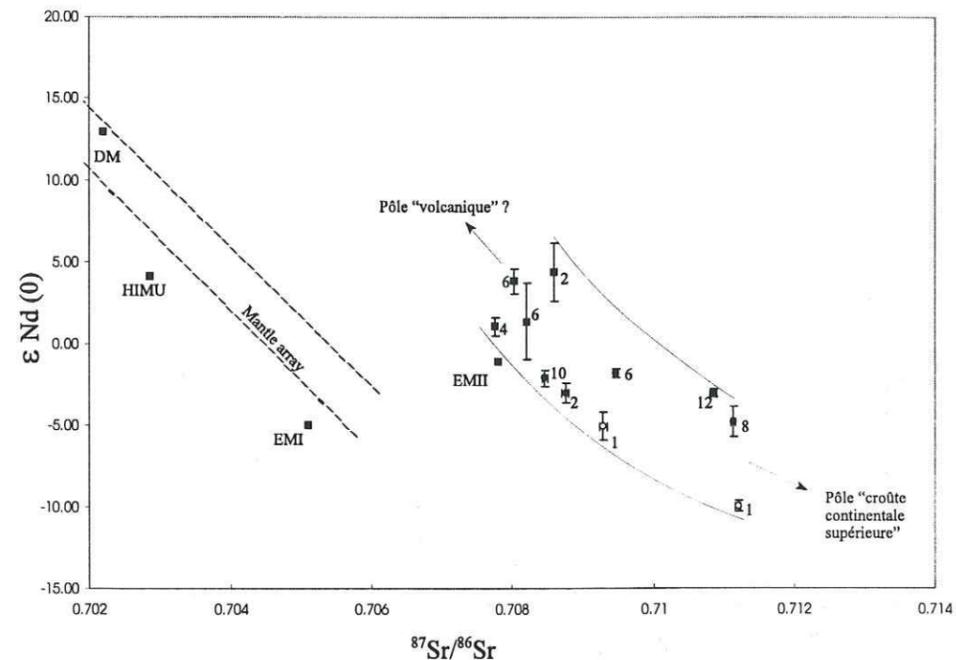


Figure 4-19 : $\epsilon Nd(0)$ versus $^{87}Sr/^{86}Sr$ de l'ensemble des poussières analysées. Modélisation par une hyperbole de mélange entre un pôle « volcanique » et un pôle « croûte continentale supérieure ». Les valeurs en Sr des poussières mesurées à Toulouse sont corrigées de la contribution en Sr marin. L'incertitude en $^{87}Sr/^{86}Sr$ pour ces 4 points n'est pas reportée. On se reportera à la note de bas de page N°19, pour la définition des réservoirs théoriques.

4.4.4 Signature des poussières en $^{143}Nd/^{144}Nd$: différences entre les deux séries de mesures

Plusieurs hypothèses ont été étudiées pour expliquer la différence des signatures obtenues entre les mesures de la série I et celles de la série II.

4.4.4.1 Hypothèse analytique

Les premières hypothèses sont relatives aux spectromètres utilisés.

- On ne peut évoquer une contamination puisque les blancs mesurés sont satisfaisants.
- Les standards mesurés ont permis dans les deux cas de corriger les valeurs de dérive des spectromètres. Ces dérives (qui sont systématiques et reproductibles sur un même spectromètre) sont d'un ordre de grandeur inférieures aux différences observées. A partir de là, on ne peut pas incriminer les spectromètres (et en particulier les deux techniques d'ionisation différentes pour le Nd : Nd métal et NdO).

- Nous avons vérifié que le Nd n'était pas contaminé par du Sm qui a aussi un isotope de masse 144 (présence éventuellement due à une mauvaise séparation de ces deux éléments sur la colonne anionique). En ce qui concerne le Sr, le ^{87}Sr est classiquement corrigé du ^{87}Rb par la mesure du ^{85}Rb ($^{87}Rb/^{85}Rb = 0.386$).

4.4.4.2 Hypothèse méthodologique

Le second type d'hypothèse est relatif à la méthode d'extraction. Deux méthodes d'extraction différentes ont été utilisées : la première par évaporation, la seconde par centrifugation.

Dans le premier cas (évaporation), tous les éléments sont conservés (dissous ou non). La correction due à la contamination par l'aérosol marin a déjà été prise en compte. D'autre part, nous avons vérifié que les récipients utilisés pour l'évaporation ne contenaient ni Sr, ni Nd (Mesures, G. Lavaux, Bordeaux).

Dans la seconde méthode (centrifugation), il semble peu probable que le séjour des poussières quelques jours dans l'eau de fonte à température ambiante puisse entraîner de tels fractionnements isotopiques, puisque le Nd est très peu soluble dans l'eau. En revanche, la centrifugation a pu entraîner un fractionnement granulométrique, qui peut lui-même être à l'origine d'un fractionnement isotopique (cf. paragraphe « 4.5.3 Milieu de dépôt : mise en évidence de la variabilité de la signature des particules mobilisables en fonction de leur granulométrie »). Supposons donc que de très fines particules, dont l'absence dans l'échantillon puisse entraîner les différences observées (série I / série II), soient restées dans l'eau surnageante. La mesure des concentrations de cette eau après centrifugation devrait donner des teneurs significatives en Sr et Nd. Cette mesure a été effectuée pour l'eau de fonte centrifugée de 99 m et 2873 m. Elle a donné des teneurs équivalentes aux teneurs des blancs. Cette hypothèse n'est donc pas envisageable.

4.4.4.3 Hypothèse d'« échantillonnage »

Aucune des hypothèses analytiques proposées ci-dessus ne semble pouvoir expliquer les différences observées. Le troisième type d'hypothèse est une variabilité « naturelle » et pourrait être liée aux périodes d'échantillonnage qui sont différentes pour les deux séries de mesures : de 500 à 4000 ans pour les échantillons de la 1ère série et de 5 à 100 ans pour les échantillons de la seconde série. Or il a été vu au chapitre « 4.2.3 Concentrations et flux » qu'il existe une grande variabilité des flux annuels. La Figure 4-14, page 187, montre que cette grande variabilité existe aussi à l'échelle d'un cycle climatique. Celle-ci est par exemple bien illustrée au début du stade 6 où le comptage de particules a été réalisé par J.R. Petit tous les 5 m (tous les 800 ans environ, un échantillon représentant à peu près 5 ans). Les flux peuvent varier entre deux mesures

successives d'une valeur de 3 à 5 mg/m²/an à plus de 15 mg/m²/an. Il n'a jamais été réalisé à Vostok de mesures de concentration en poussières en continu. Ce travail a en revanche été réalisé sur la carotte de Dôme C (Thompson et al., 1979) et il semble que l'on puisse attribuer à ces événements à flux élevé une périodicité saisonnière. Puisque tous les échantillons représentent des périodes d'échantillonnage supérieures à l'année, cette dernière hypothèse incriminant les périodes d'échantillonnage différentes pour les deux séries de mesures ne semble pas non plus validée.

En conclusion, aucune des hypothèses analytiques ou méthodologiques ne semble pouvoir expliquer de façon rigoureuse les différences entre les mesures de la série I et celle de la série II. Nous gardons donc cette problématique éventuellement ouverte à d'autres hypothèses et considérerons dans la suite que ces variations sont naturelles et que leur répartition série I / série II est due à une variabilité de la signature de la source et au hasard de l'échantillonnage⁴⁵.

4.4.5 Conclusion

Dans cette partie, nous avons montré la faisabilité de mesures isotopiques en Sr et Nd sur des quantités d'aérosols minéraux inférieurs à 0,5 mg (c'est à dire moins de 1 ng de Nd). Pour cela, les poussières ont été échantillonnées non plus par évaporation mais par centrifugation, ceci permettant de s'affranchir d'une éventuelle contamination par le Sr marin. La séparation des éléments et les mesures ont été réalisées au Max Plank Institut de Mayence (E. Jagoutz) où les conditions de « propreté » et le spectromètre de masse (mesure sur Nd oxydé) sont adaptés à de telles mesures.

La quantité de glace nécessaire ayant été diminuée d'un facteur 10 environ, cette nouvelle procédure a permis de déterminer la signature isotopique des poussières Holocène déposées il y a 750 et 3200 ans à Vostok (flux ~2 mg/m²/an). D'autres mesures sur des échantillons glaciaires ont été effectuées parallèlement, doublant la signature pour les stades 2 et 6, apportant une nouvelle signature pour les stades 8, 10 et le supposé stade 12.

La signature globale de ces poussières, stades glaciaires et interglaciaires confondus, reste différente des signatures « Australie », « Afrique du Sud », et « Antarctique de l'Est ». Cette signature semble avoir les caractéristiques globales des PSAs à la fois de la

⁴⁵ Une mesure des aliquots restants de la série I est programmée à Mayence au second semestre 1998 (séparation des éléments + mesures Nd et Sr). Cette mesure permettra de trancher entre hypothèse « analytique » et hypothèse « naturelle ».

Patagonie et du plateau continental argentin définis dans le paragraphe « 4.3.3.2 Comparison of potential source samples, comparison with ice-core dusts ».

L'observation de ces signatures dans le détail a permis de mettre en évidence la nécessité de corriger les mesures en ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr de la contribution par l'aérosol marin pour les échantillons préparés par évaporation (1ère série). On obtient, avec ces valeurs corrigées, des signatures pour l'ensemble des poussières qui s'inscrivent dans l'enveloppe d'une hyperbole de mélange dont les pôles « volcanique » et « croûte continentale » restent à définir et pour laquelle de nombreuses questions restent en suspend :

- Peut-on expliquer en terme de source les différences entre les mesures de la 1ère série et celles de la 2ème série, à savoir que les premières ont une plus forte contribution du pôle « volcanique » et les secondes une plus forte contribution du pôle « croûte supérieure » ?

- Au sein de cette enveloppe d'hyperbole, la signature des poussières interglaciaires représente les mesures les moins radiogéniques. Cette observation, bien que effectuée à partir de deux points seulement a-t-elle une signification en terme de source ? Comment expliquer que ces signatures semblent plutôt correspondre aux signatures du plateau continental, alors que celui-ci est immergé en période interglaciaire ?

- Peut-on, pour cette hyperbole de mélange, identifier géochimiquement le pôle « volcanique » à la source, alors qu'il ne semble pas correspondre à des valeurs isotopiques « naturelles » de roches volcaniques ?

- Dans l'hypothèse d'un mélange entre des poussières « volcaniques » et des poussières « croûte supérieure », celui-ci doit-il être attribué à un mélange déjà existant à la source, ou bien résultant d'un mélange de poussières au cours du transport atmosphérique ?

Pour répondre à l'ensemble de ces questions, il semble indispensable, avant de vouloir déterminer l'origine des aérosols, de bien comprendre ce que signifie l'expression « signature d'une source » et de pouvoir évaluer cette variabilité de la signature à l'intérieur d'un même PSA.

4.5 LES PARTICULES DETRITIQUES DES PSAS : DE LEUR FORMATION A LEUR SIGNATURE ISOTOPIQUE, MISE EN EVIDENCE DE VARIABILITES

La signature des PSAs a été déterminée en utilisant la signature de loess, de sols, de poussières de zones désertiques, de moraines, de sédiments marins superficiels et de roches en place (Tableau 4-4, page 173). La représentativité de cet échantillonnage a été discutée dans le paragraphe «4.3.2.1 Sampling of potential source areas». Il ne s'agit pas ici de remettre en question cet échantillonnage, puisqu'il représente ce que nous avons pu collecter de plus complet dans les PSAs. Il est toutefois légitime :

- de se demander si ces échantillons « source » peuvent être considérés : (i) comme des sources primaires des aérosols minéraux (notées sources I) ; (ii) comme des sources secondaires (sources II), c'est à dire que les particules ont déjà subi un ou plusieurs transport(s) éolien(s) ou aqueux ; ou bien, (iii) comme des indicateurs de la géochimie des particules détritiques qu'une roche cohérente en place est susceptible de générer par érosion ;
- de se demander si la signature isotopique qui est mesurée sur un échantillon de source est identique à la signature que l'on obtiendrait en mesurant des aérosols minéraux issus de cette source et collectés dans l'atmosphère.

Afin de reformuler ces différentes questions de façon plus systématique et d'appréhender leurs conséquences éventuelles sur les signatures isotopiques, nous proposons d'aborder le problème au travers du cycle de formation du matériel déritique qui est présenté dans le schéma de la Figure 4-20.

A partir de ce schéma, la compréhension de la signature isotopique des sources implique, (1) de connaître la signature des « particules mobilisables »⁴⁶ au moment de leur mise en suspension dans l'atmosphère ; (2) de connaître l'effet du tri granulométrique dû au transport éolien sur la signature géochimique de ces particules ; (3) de connaître l'altération chimique susceptible de modifier la géochimie de ces

⁴⁶ Nous appellerons « particules mobilisables » les particules détritiques (sables, silts et argiles) pouvant être entraînées par l'eau ou par le vent. On continuera à les appeler « particules mobilisables » dans les étapes suivantes du cycle (transports, dépôts) bien qu'elles deviennent alors plutôt des particules mobilisées ou sédimentées.

particules au cours du transport. Nous allons essayer de mettre en évidence l'influence de chaque étape de ce cycle sur la variabilité de la signature isotopique des particules mobilisables.

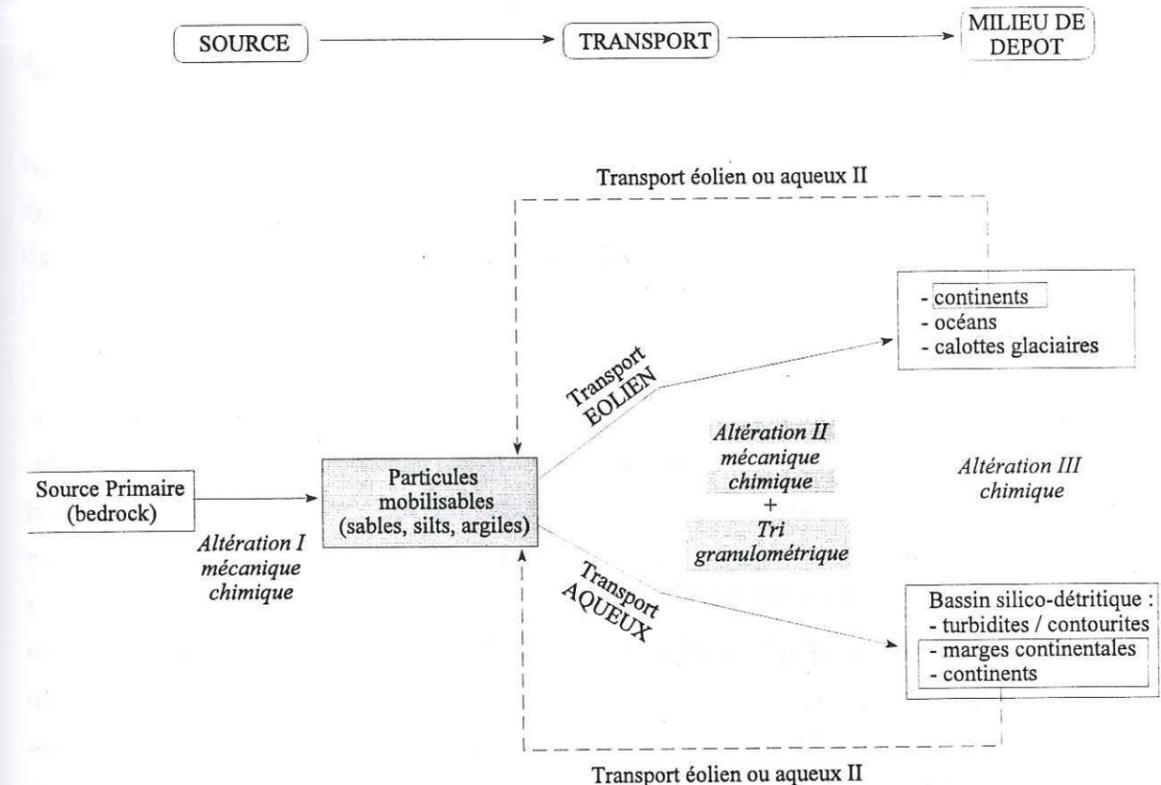


Figure 4-20 : Schéma du cycle formation / transport / sédimentation du matériel déritique issu de l'érosion des continents. Altération I : primaire ; II : secondaire ; III : tertiaire. Les étapes en grisé représentent les problématiques directes de notre étude.

4.5.1 De la roche mère aux particules mobilisables : altération primaire

4.5.1.1 La source primaire

Le type ou les types de roche(s) rencontrée(s) varie(nt), à l'échelle d'un PSA, en fonction du contexte géologique environnant. La source primaire des particules mobilisables peut être, a priori, constituée de roches de toutes natures : roches sédimentaires (carbonatées, terrigènes, authigènes), roches volcaniques, roches plutoniques, ou roches métamorphiques, chacune d'entre elles ayant sa propre « histoire » isotopique. Ceci est un premier facteur de variabilité de la composition isotopique des particules mobilisables.

Si l'on considère ensuite une même roche formée de plusieurs entités minérales, les concentrations en Rb, Sr, Sm et Nd varient selon le minéral considéré (e.g. Frost et Don Winston, 1987). Si chaque minéral a évolué en système isolé depuis la formation de la roche, les différents minéraux d'une même roche vont avoir chacun leur propre composition isotopique (cf. annexe, équations [11] et [12]). La différence entre leurs signatures sera d'autant plus marquée que la roche est ancienne et que les écarts des concentrations en Rb et Sr et en Sm et Nd sont grands. Cette propriété est à la base des datations radiométriques.

En conclusion, la signature isotopique d'une roche à l'origine des particules mobilisables varie en fonction de sa nature « géologique ». La signature d'une roche n'est pas homogène si l'on se place à l'échelle des minéraux qui la constituent (Figure 4-22, « roche mère »).

Pour se transformer en particules mobilisables, la roche mère initiale peut subir deux types de désagrégation : mécanique d'une part, et chimique, d'autre part, la première favorisant la seconde.

4.5.1.2 Désagrégation mécanique

La désagrégation mécanique joue un rôle prépondérant dans les zones désertiques : cryoclastie et haloclastie sont à l'origine de la formation des particules mobilisables à partir de la roche mère. Toutefois, c'est dans les zones à fort relief que la vitesse d'érosion continentale est la plus élevée. L'efficacité de la désagrégation mécanique est maximale lorsque s'ajoute l'action des glaciers puisque se combinent cryoclastie, broyage et abrasion fluvioglaciale. Entraînés par les eaux de fontes saisonnières, ces sédiments grossiers et fins se concentrent dans les moraines, les sandurs (plaines d'épandage proglaciaires) et en aval, dans les larges chenaux des rivières anastomosées (Pye, 1987). Ces environnements constituent une source considérable de particules mobilisables, et il n'est probablement pas fortuit que les loess les plus puissants se soient développés au cours des périodes glaciaires à proximité des zones marquées par des avancées des glaciers (Europe du Nord, Amérique du Nord, principales chaînes de montagnes).

En conclusion, la production mécanique des particules mobilisables est favorisée par la cryoclastie et le broyage par les glaciers (Figure 4-22, « désagrégation mécanique »). Nous verrons plus loin que ce processus joue un rôle fondamental dans le cadre de notre problématique.

4.5.1.3 Altération chimique⁴⁷

La roche mère cohérente étant transformée en une roche meuble par l'érosion mécanique primaire, considérons maintenant le devenir de ces « particules mobilisables ».

4.5.1.3.1 Fractionnements élémentaires

Schütz et Rahn (1982) ont étudié des sols d'Amérique du Nord et du Sahara. Ils ont mis en évidence des fractionnements élémentaires en fonction de la granulométrie en analysant 40 éléments traces dans 9 fractions granulométriques différentes provenant de 11 échantillons de sols. En définissant un facteur d'enrichissement tel que

$$EF_{Xsoil}^{Alrock} = \frac{(X/Al)_{soil}}{(X/Al)_{rock}}$$

où *rock* représente la croûte continentale moyenne, ils montrent que les particules inférieures à 10 µm ont des facteurs d'enrichissement voisins de 1, ces particules reflétant alors la composition moyenne de la croûte supérieure⁴⁸. Au contraire, pour les particules supérieures à 10 µm (et inférieures à 300 µm), les facteurs d'enrichissement en certains éléments sont très variables et reflètent probablement des minéralogies différentielles en fonction de la granulométrie. Ce premier exemple semble montrer, sans en expliquer l'origine, que, dans un sol, les particules détritiques ont des concentrations en éléments traces variables selon la granulométrie considérée.

Les travaux de Gallet et al. (1998) mettent aussi en évidence des profils (spiderdiagrammes) présentant des enrichissements par rapport à la roche totale. Ces enrichissements sont variables selon les éléments et les fractions considérées (<45 µm, 45-75 µm, 75-160 µm).

4.5.1.3.2 Transformations minéralogiques

Ces observations peuvent s'expliquer en partie par l'altération chimique à l'origine des transformations minéralogiques. Cette altération est d'autant plus importante que (1) les volumes d'eau circulant au contact des particules mobilisables sont importants,

⁴⁷ Les phénomènes décrits ici sont placés dans l'étape « de la roche mère aux éléments mobilisables » mais sont susceptibles de se produire dans toutes les étapes du cycle où l'élément mobilisable est en contact avec l'eau.

⁴⁸ Les facteurs d'enrichissement mesurés sur les aérosols peuvent atteindre, pour des éléments adsorbés comme le plomb, des valeurs jusqu'à 3 ordres de grandeur supérieurs.

que (2) les particules sont fines, que (3) la température et la teneur en acides organiques sont élevées.

Par exemple, dans des conditions tempérées, l'altération dans un granite affectera en premier lieu, outre la biotite, les plagioclases calciques puis les feldspaths alcalins (albite puis feldspaths K), le quartz étant altéré à un très faible degré (Nesbitt et al., 1989, 1996). Il en résulte, dans les fractions silteuse et sableuse, un appauvrissement en feldspaths et un enrichissement en quartz, et, dans la fraction fine, un enrichissement en argiles (argiles néoformées : kaolinite, smectite, illite, vermiculite...). Ces travaux mettent en évidence l'existence d'un fractionnement minéralogique d'une part entre la roche mère initiale et les particules mobilisables et d'autre part entre les particules mobilisables de tailles différentes.

Toutefois, Nesbitt et al. (1996) ont montré que, sur la côte Nord de l'île de Baffin (Canada arctique), la composition des sables est similaire à la composition du bedrock. Ces auteurs concluent que, dans les régions récemment affectées par une glaciation et qui connaissent depuis un climat froid, l'altération chimique a été interrompue et l'équilibre désagrégation mécanique / altération chimique n'est pas atteint.

En climat tempéré, ce phénomène d'altération différentielle des minéraux a été mis en évidence par exemple dans la Sierra Nevada -Californie- (Blum et al., 1994). Cette étude porte sur la composition isotopique des eaux de rivières prélevées dans deux types de bassins versants : les premiers, marqués par une érosion glaciaire récente (au cours de la dernière glaciation), les seconds, non englacés à cette période. Ces auteurs montrent que (1) les granodiorites ont un $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ plus radiogéniques que le socle granitique qu'elles drainent, et, (2) que ces compositions plus radiogéniques correspondent à une altération préférentielle de la biotite (altération en vermiculite) par rapport aux plagioclases (altération en kaolinite). De plus, cette altération préférentielle est plus marquée dans les zones à abrasion glaciaire récente que dans les zones non englacées au LGM. Cet exemple met donc en évidence non seulement l'existence d'une altération minéralogique différentielle, mais montre de plus le rôle important que joue la désagrégation mécanique de la roche initiale dans les processus d'altération chimique ultérieurs.

4.5.1.3.3 Conséquences isotopiques

A des degrés plus ou moins importants, certains éléments (*e.g.* Ca, Na, puis K) seront plus vite lessivés que d'autres, entraînant des enrichissements (*e.g.* Al_2O_3) dans les argiles néoformées (Nesbitt et al., 1996, 1989). Ce lessivage différentiel affecte aussi les éléments traces.

Goldstein et Jacobsen (1987) ont en effet montré que la concentration du Sr dans les rivières est directement proportionnelle à la teneur en (Ca + Na) et au pH. Cependant, le lessivage est moins efficace sur le Rb que sur le Sr (Dasch et al., 1969), c'est à dire qu'il entraîne une augmentation du rapport Rb/Sr dans les minéraux néoformés, et donc, à terme, une augmentation du rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Toutefois, au moment de leur formation, les argiles enregistrent la composition isotopique $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ de l'environnement de lessivage (Derry et France-Lanord, 1996) (c'est à dire qu'elles enregistrent la composition isotopique des minéraux les plus facilement altérés).

Le Nd et le Sm, au contraire, ont des comportements semblables : ils sont très peu solubles dans le milieu aqueux, donc très peu mobiles au cours des phénomènes d'altération. L'altération chimique ne semble donc pas entraîner de fractionnement élémentaire isotopique et les argiles néoformées enregistrent à la fois le rapport Sm/Nd et le rapport $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ de l'environnement de lessivage.

En conclusion, les particules mobilisables obtenues peuvent avoir trois types de signature (i) les minéraux non altérés conservant leur signature isotopique propre ; (ii) les minéraux néoformés anciens dont la composition en $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ est différente de la composition isotopique du matériel dont il est issu ; (iii) les minéraux néoformés récents dont la quantité de Sr radiogénique produit n'a pas encore modifié sensiblement la composition $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Dans les deux derniers types de particules mobilisables résultants de transformations de minéraux primaires, les rapports Sm/Nd et $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ne semblent pas être affectés et reflètent la composition isotopique des minéraux de la roche mère les plus facilement altérables (Figure 4-22, « altération chimique »).

Par conséquent, si l'on veut résumer les processus qui déterminent la variabilité de la signature des particules mobilisables à la source, on retiendra (1) la variabilité des espèces minéralogiques présentes, l'âge et la nature de la roche dont elles sont issues ; (2) la désagrégation mécanique qui a pour effet d'individualiser des fragments de roches ou de minéraux, (3) l'altération chimique qui opère un fractionnement élémentaire d'une part en altérant préférentiellement certains minéraux et d'autre part en lessivant préférentiellement certains éléments, dont le Sr.

4.5.2 Des particules mobilisables au milieu de dépôt : phase de transport

Imaginons maintenant que ces particules mobilisables soient entraînés soit par un transport aqueux, soit par un transport éolien. Dans quelle mesure ces phases de transport vont affecter leurs compositions minéralogiques et isotopiques ?

4.5.2.1 Transport aqueux

Dans le cas d'un transport aqueux, l'altération chimique développée ci-dessus se poursuit. Goldstein et al. (1984) ont même observé que, dans les eaux de l'embouchure de l'Amazone, la composition isotopique en Nd de toutes les particules est identique. Ceci n'est cependant pas vérifié dans les affluents, en amont. (cf. plus loin, « 4.5.3 », Figure 4-21). Dans une autre étude, Goldstein et Jacobsen (1987) observent une différence entre le rapport $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ des particules en suspension et le rapport $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ de l'eau. Leur explication rejoint le phénomène d'altération préférentielle cité ci-dessus, la composition isotopique de l'eau témoignant de la composition isotopique des minéraux les plus facilement dissous (e. g. Blum et al., 1994).

Puisque les particules grossières et les particules fines ne sédimentent pas dans les mêmes conditions hydrodynamiques (loi de Stokes), il vient s'ajouter à l'altération chimique un fractionnement granulométrique. Nesbitt et al. (1996) ont montré, en analysant les boues et les sables d'un fleuve sud australien, que ce fractionnement granulométrique reflète un fractionnement minéralogique, les particules de quartz et de feldspaths se concentrant dans les sables, les argiles dans les boues.

Par conséquent, le tri granulométrique s'opérant au cours d'un transport aqueux entraîne un tri minéralogique des particules détritiques.

4.5.2.2 Transport atmosphérique

Dans le cas d'un transport atmosphérique des particules mobilisables, l'altération chimique n'est plus à prendre en compte. En revanche, comme dans le milieu aqueux, le fractionnement granulométrique consécutif à un transport éolien est important. Puisque nous avons vu précédemment que la minéralogie est variable selon la granulométrie, on peut s'attendre à observer dans le transport éolien comme dans le transport aqueux, des phénomènes de fractionnement minéralogique. Schütz et Seibert (1987), ont mené une étude similaire de celle de Schütz et Rhan (1982) présentée précédemment, en mesurant cette fois des aérosols sahariens transportés entre 1000 et 2000 km et des aérosols inférieurs à 5 μm prélevés à la source. En définissant un facteur d'enrichissement entre les aérosols transportés et les aérosols à la source, ils ont effectivement mis en évidence un appauvrissement en quartz par rapport aux argiles. Ils attribuent ce fractionnement minéralogique à la morphologie des grains et à leurs propriétés aérodynamiques différentes.

Ainsi, le transport éolien entraîne un tri minéralogique des particules mobilisables et cela même dans les fractions inférieures à 5 μm .

4.5.2.3 Conséquences isotopiques

Goldstein et al. (1984), en analysant des particules éoliennes et des particules de rivières en différents points du globe ont trouvé des compositions en Sm/Nd et en $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ assez homogènes ($-16 < \epsilon\text{Nd}(0) < -3$). Cette homogénéité résulterait selon eux de l'efficacité du mélange consécutif à la succession des cycles érosion/sédimentation. Ces valeurs sont cependant en contradiction avec nos mesures sur les loess d'Amérique du Sud ($-0.2 < \epsilon\text{Nd}(0) < +8.3$, toutes granulométries confondues) et sur les poussières déposées à Vostok ($-9.5 < \epsilon\text{Nd}(0) < +5$). Les fractions les plus fines, représentées par les aérosols minéraux, semblent donc avoir une grande variabilité à l'échelle globale.

En résumé, au cours du transport, les différents processus entraînent (1) un fractionnement minéralogique en continuant à détruire les espèces minérales les plus facilement altérables et en formant de nouvelles argiles ; (2) un fractionnement élémentaire en continuant à lessiver de façon préférentielle le Sr par rapport au Rb (3) un fractionnement granulométrique par la dynamique du transport.

Comment l'ensemble de ces fractionnements observés à la source et au cours du transport, se répercutent-ils sur la signature des particules mobilisables lorsqu'elles atteignent leur environnement de dépôt ?

4.5.3 Milieu de dépôt : mise en évidence de la variabilité de la signature des particules mobilisables en fonction de leur granulométrie

Il existe peu d'études s'attachant à caractériser les signatures isotopiques des différentes granulométries dans les milieux de dépôts marins ou continentaux. Nous avons cité précédemment les travaux de Goldstein et ses collaborateurs (1984). Des études similaires ont été menées dans des sédiments détritiques marins récents (e.g. Dasch, 1969 ; Biscaye et Dasch, 1971 ; McLennan et al., 1989, 1990 ; Derry et France Lanord, 1996) et dans des sédiments détritiques Protérozoïque (Frost et Don Winston, 1987). Dans les loess, des mesures ont été réalisées par Grousset et al. (1992). Depuis, d'autres séparations granulométriques dans différents environnements détritiques continentaux ont été réalisées et mesurées (Revel et al., en préparation). La plupart de ces travaux sont présentés sur la Figure 4-21 qui montre les compositions isotopiques en Sr, en Nd et les âges modèles calculés (cf. paragraphe suivant pour la définition de l'âge modèle) pour chacune des fractions étudiées. On voit que, à l'exception du $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ des particules de l'embouchure de l'Amazone, il existe une grande variabilité des rapports

$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ et $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ selon la granulométrie considérée, et ce quel que soit l'environnement de dépôt.

Si cette variabilité granulométrie / minéralogie / composition isotopique se confirme, il semble en revanche difficile d'en dégager des relations systématiques $\epsilon \text{Nd} (0) = f(\text{taille})$ ou $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = f(\text{taille})$ pour l'ensemble des particules mobilisables dans les différents environnements de dépôt.

4.5.4 Conservation globale de la signature de la roche mère initiale

Plus on avance dans le cycle, plus il semble que la déconvolution du signal isotopique des particules mobilisables comme marqueur du signal isotopique de la roche mère initiale est délicate. Cependant, les études de McLennan et al. (1989) et McLennan et al. (1990) dans des sables et des argiles de séries de dépôts de turbidites⁴⁹ dans différents environnements tectoniques semblent montrer que les variations isotopiques entre les granulométries sont beaucoup plus marquées dans les contextes actifs. Ces auteurs ont de plus observé que ces différences isotopiques sont quelquefois accompagnées de différences du rapport Sm/Nd entraînant des variations d'âge modèle jusqu'à 440 Ma entre fraction argileuse et fraction sableuse.

On notera ici tout l'intérêt d'utiliser le paramètre « âge modèle » (aussi adopté par Frost et Don Winston, 1987) qui utilise conjointement l'information fournie par le rapport $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ et celle fournie par le rapport Sm/Nd. Cet « âge modèle » (noté T_{DM}) représente le point d'intersection de la droite d'évolution isotopique du système considéré (minéral ou ensemble de minéraux) avec la droite d'évolution du réservoir théorique choisi (ici, le manteau appauvri, DM pour Depleted Mantle). Les équations de ce calcul sont présentées en annexe. Il permet de remonter à un rapport théorique $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{initial}}$ de la roche, au moment de sa « séparation » du DM (On se reportera au dernier schéma de la Figure 4-22 où l'évolution des isochrones en fonction du temps sont représentées pour une roche composée de deux minéraux). Ce rapport $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{initial}}$ était alors identique dans tous les minéraux de la roche. L'utilisation de ce paramètre permet donc de s'affranchir de la variabilité isotopique entre les différents minéraux au sein d'une même roche. Enfin, le fait que les REE soient peu mobilisables dans la phase aqueuse incite à penser que, pour de tels calculs, le système Sm/Nd est plus fiable que le système Rb/Sr (cependant utilisé dans certains cas : e.g. Biscaye et al., en préparation).

⁴⁹ Les sédiments détritiques déposés sur les plateaux continentaux sont régulièrement repris par des courants de turbidites. Ils sédimentent en aval sur les glaciaires continentaux en formant des séries de sédiments terrigènes granulométriquement triées (séries de Bouma).

4.5. Les particules détritiques des PSAs : de leur formation à leur signature isotopique, mise en évidence de variabilités.

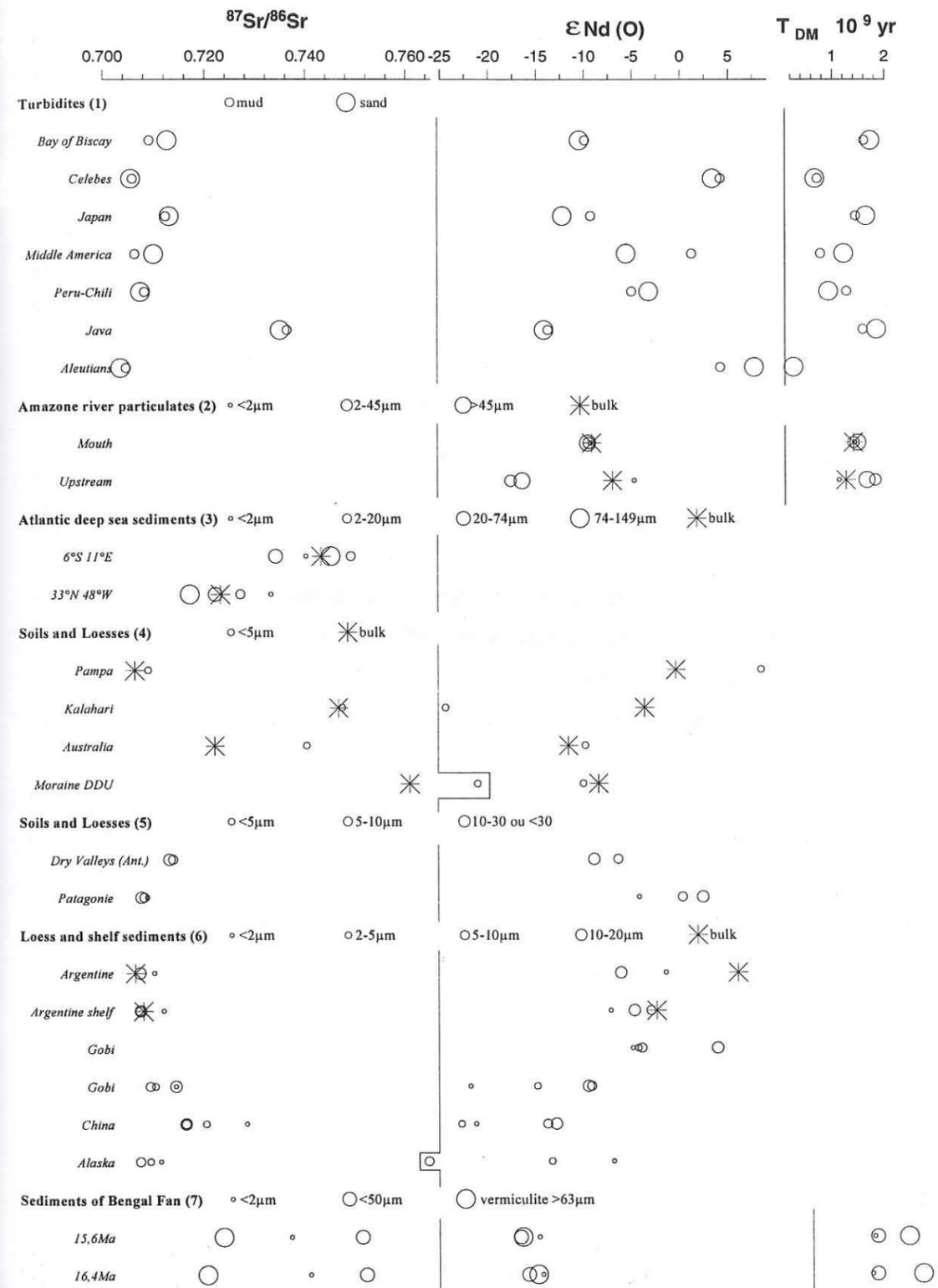


Figure 4-21 : Compositions $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $\epsilon \text{Nd} (0)$ et âge modèle (T_{DM}) en fonction de la granulométrie dans différents environnements détritiques. (1) McLennan et al., 1989, 1990 ; (2) Goldstein et al., 1984 ; (3) Dasch, 1969 ; (4) Grousset et al., 1992 ; (5) Grousset, communication personnelle ; (6) Revel et al., en préparation ; (7) Derry et France Lanord, 1996.

Ainsi, selon McLennan et ses collaborateurs, ces différences d'âge modèle s'expliquent par des différences de nature initiale des roches à l'origine du matériel détritique terrigène. Ces auteurs envisagent pour les particules mobilisables 4 natures différentes de leur source : croûte continentale supérieure ancienne très différenciée, matériel d'arc jeune non différencié, matériel d'arc jeune différencié et MORB, chacune de ces « provenances » ayant des caractéristiques géochimiques propres. Cette étude montre donc que, malgré les altérations, les transformations et les séparations minéralogiques, les compositions isotopiques et élémentaires des particules détritiques issues d'un continent (argiles dans les boues, quartz et feldspaths dans les sables) ont gardé la mémoire de la composition de la roche initiale.

4.5.5 Conclusion

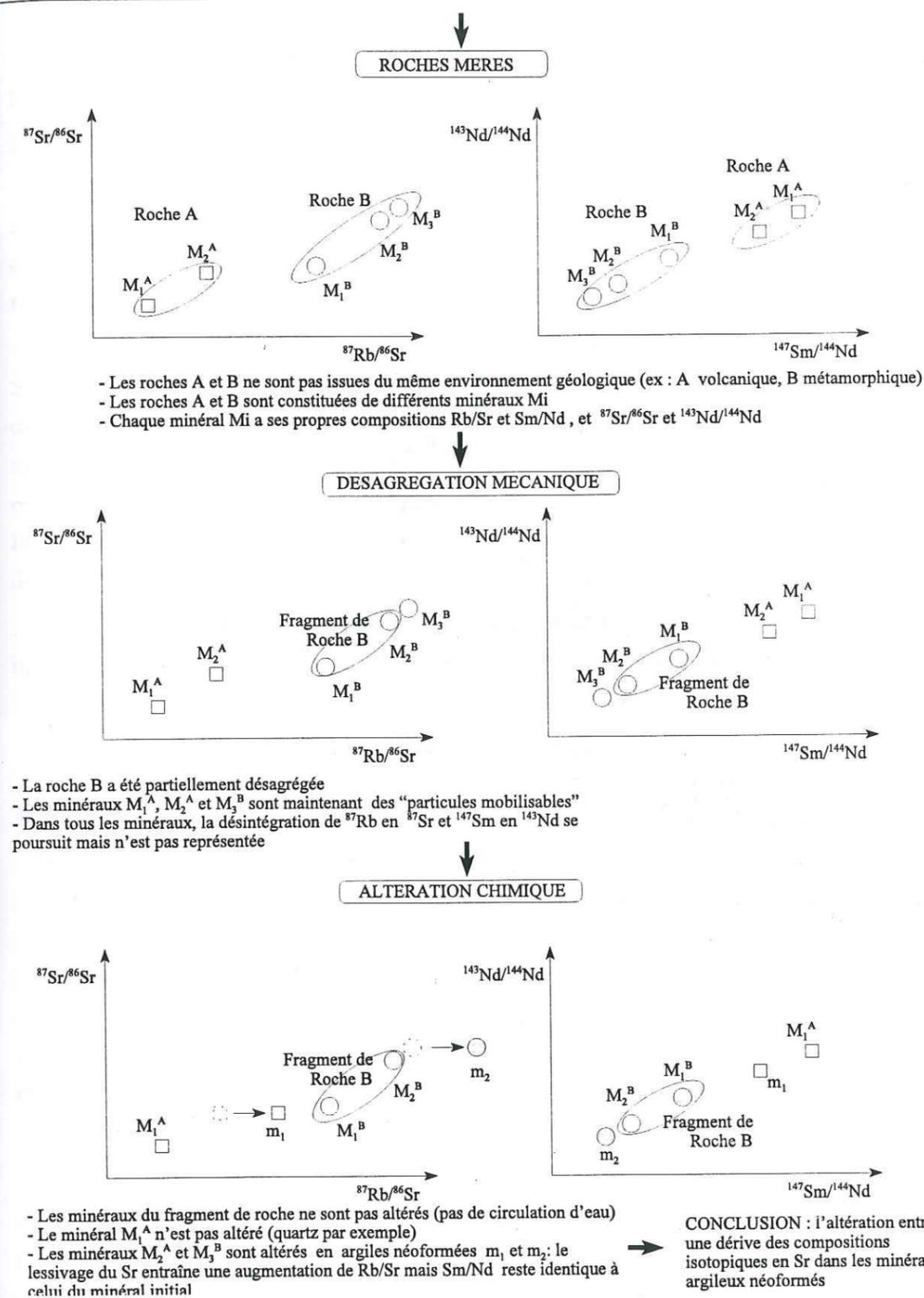
Les schémas de la Figure 4-22 reprennent l'évolution simplifiée de la composition isotopique des particules mobilisables aux cours des différentes étapes du cycle d'érosion sédimentation.

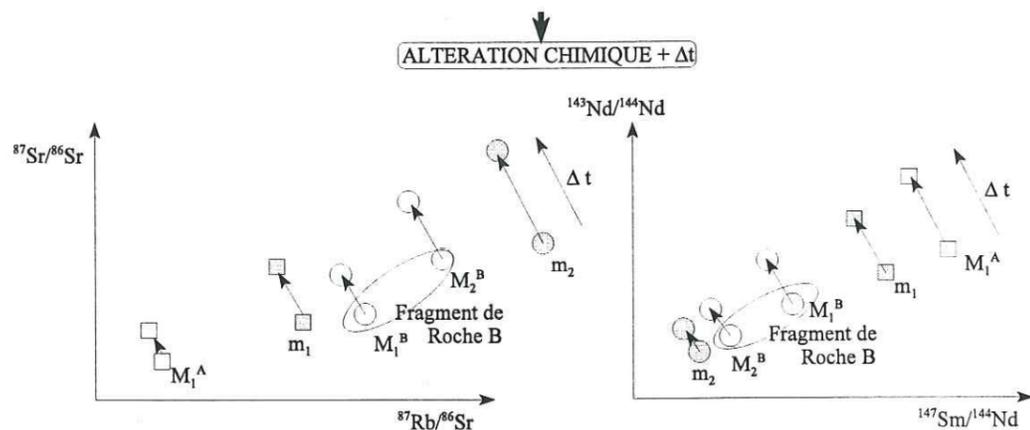
La reconstruction de ce cycle érosion / transport / dépôt du matériel détritique continental et ses implications sur la signature isotopique de ses différentes fractions granulométriques a permis de mettre en évidence que :

(1) Au sein des particules détritiques qui constituent les particules mobilisables d'un PSA, on observe une variabilité isotopique en Sr et Nd héritée de la composition minéralogique et de la nature de la roche primaire. Une telle variabilité de composition isotopique des particules mobilisables pourrait expliquer la variabilité initiale de la signature des aérosols minéraux qui en sont issus ;

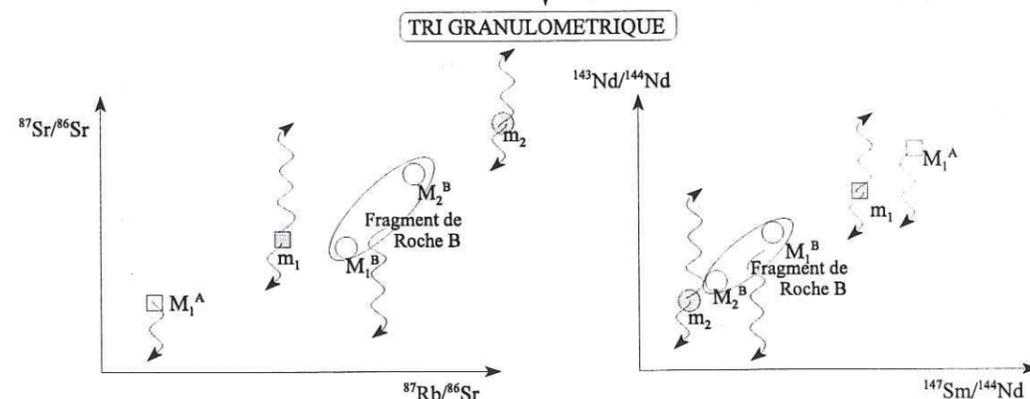
(2) L'altération préférentielle de certains minéraux entraîne un fractionnement minéralogique par rapport à la composition minéralogique initiale ;

Figure 4-22 : Schématisation théorique simplifiée de l'évolution de la composition isotopique des particules mobilisables au cours du cycle érosion / sédimentation. On considère deux roches de nature différentes représentées par un assemblage de minéraux primaires (carrés vides : minéraux primaires de la roche A ; cercles vides : minéraux primaires de la roche B). Les symboles en pointillés représentent le minéral qui est amené à disparaître par altération chimique. Les symboles grisés représentent les minéraux néoformés résultant de l'altération chimique. Au cours du cycle, le résultat de la désintégration de l'élément radioactif au cours du temps n'est pas représenté à chaque étape et est repris de façon systématique dans le dernier schéma (« cycle complet »).





Pendant Δt, ⁸⁷Rb se désintègre en ⁸⁷Sr et ¹⁴⁷Sm se désintègre en ¹⁴³Nd



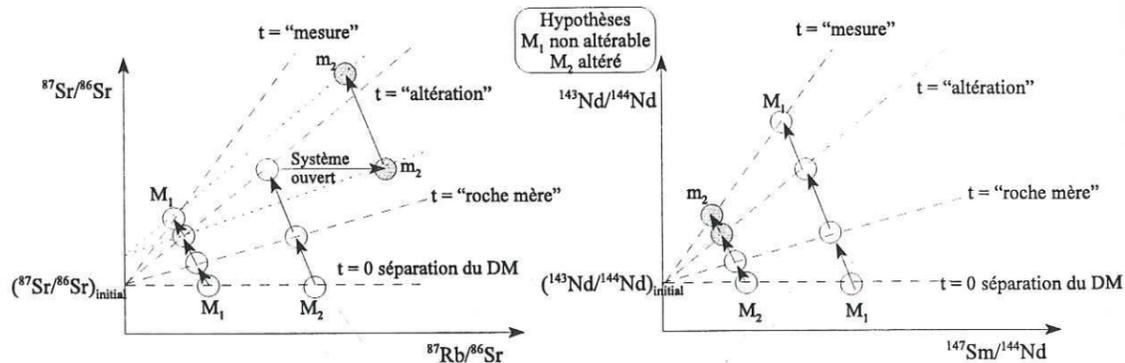
- Les flèches vers le haut représentent les particules mobilisées par déflation : la signature des aérosols minéraux est la signature du mélange $m_1 + m_2$
 - Les flèches vers le bas représentent les particules non mobilisées. La signature de la source est la signature de l'ensemble de ces éléments

Si M_2^A et M_3^B sont par exemple deux feldspaths K, m_1 et m_2 pourront être deux kaolinites néoformées mais n'auront pas les mêmes compositions isotopiques

CONCLUSION : la signature des particules mobilisées (fraction argileuse) est différente de la signature des sources (fraction argileuse + fraction silteuse + fraction sableuse)

CONCLUSION: si les particules détritiques d'un milieu de dépôt sont issues de roches de natures différentes, on ne peut pas trouver à priori de relation telle que : composition

CYCLE COMPLET / DE LA FORMATION DE LA ROCHE A L'AEROSOL MINERAL



Hypothèses
 M_1 non altérable
 M_2 altéré

(3) La composition isotopique de ces minéraux altérés et non altérés étant variable, on observe donc un fractionnement isotopique entre d'une part le groupe des particules héritées (c'est à dire non altérées) et, d'autre part, le groupe des argiles néoformées qui prend la composition isotopique des seuls minéraux altérables ;

(4) Ce fractionnement minéralogique et isotopique s'accompagne d'un fractionnement granulométrique puisque l'altération chimique, en détruisant le réseau cristallin entraîne une diminution de la taille des particules mobilisables. L'altération ne produit que des particules de la fraction argileuse ;

(5) A l'ensemble de ces fractionnements s'ajoute un fractionnement élémentaire de Sr par rapport au Rb au cours de l'altération chimique. En effet, le lessivage préférentiel du Sr par rapport au Rb (système Rb/Sr ouvert) entraîne à terme un fractionnement isotopique du minéral néoformé par rapport au minéral primaire dont il est issu. Cet enrichissement en ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr de la fraction argileuse néoformée pourrait expliquer l'enrichissement en ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr que l'on observe sur la signature des aérosols minéraux déposés à Vostok ;

(6) Enfin, sur les particules qui ont déjà subit de nombreux fractionnements, la phase de transport opère un dernier fractionnement par un tri granulométrique.

En conclusion, à moins de connaître la minéralogie des roches mères et leurs produits d'altération, cette variabilité isotopique est difficilement modélisable par des relations de la forme

$$\text{composition isotopique} = f(\text{taille})$$

ou

$$\text{composition isotopique} = f(\text{minéralogie}) ;$$

La seule tendance éventuellement observable est une dérive vers des valeurs plus radiogéniques de la composition en ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr de la fraction argileuse néoformée par rapport aux fractions héritées altérables.

Par conséquent, il ressort de cette étude que, si l'on veut déterminer de façon rigoureuse la provenance d'aérosols minéraux en utilisant leur signature isotopique, il est nécessaire de les comparer avec les signatures des particules mobilisables des PSAs de granulométrie équivalente.

4.6 IMPLICATIONS : DETERMINATION DU PARAMETRE « SOURCE » DES AEROSOLS MINERAUX DEPOSES A VOSTOK (PERIODES GLACIAIRES ET INTERGLACIAIRES)

Bien que s'appuyant sur des exemples concrets, l'étude approfondie de la signature des PSAs proposée ci-dessus est restée théorique. Tous les schémas des différentes étapes sont très simplificateurs et probablement très réducteurs devant la complexité de l'ensemble des phénomènes physico-chimiques liés à l'altération des matériaux rocheux. Cette étude propose cependant des indices pour une meilleure compréhension de la signature isotopique des sources et des aérosols minéraux qui en sont issus. Il nous reste maintenant à les utiliser pour résoudre notre problématique initiale : identifier la source des aérosols minéraux déposés à Vostok au cours des périodes glaciaires et interglaciaires.

Dans cette partie, nous présentons dans un premier temps quelques résultats de mesures sur les différentes fractions argileuses et silteuses dans les PSAs de l'hémisphère Sud, puis la comparaison entre les seules fractions argileuses des PSAs et les poussières de Vostok.

A partir de ces résultats, la plupart des questions que nous avons laissées jusqu'à présent sans réponse sont discutées. En premier lieu, il s'agit de l'identification du paramètre source des aérosols minéraux de Vostok en période glaciaire et interglaciaire. Des arguments géomorphologiques et minéralogiques viennent ensuite confirmer la source précédemment identifiée. Enfin, à l'intérieur de ce PSA, nous verrons que la variabilité observée sur les aérosols minéraux semble pouvoir s'expliquer par le mélange que nous avons suggéré. A l'aide de tous ces éléments, nous nous interrogerons sur la signification des différences des signatures glaciaire / interglaciaire.

4.6.1 Mesures sur les PSAs de l'hémisphère Sud : analyse de différentes fractions granulométriques

Nous avons vu que les particules mobilisables peuvent être considérées comme un mélange (i) de matériel primaire ayant des origines et des minéralogies différentes, et (ii) de matériel secondaire pour lesquels il faut, en plus, considérer des modifications résultant d'altérations chimiques différentielles. On peut donc considérer ces analyses granulométriques comme des analyses de mélanges en proportions variables entre (i) des minéraux hérités et (ii) des minéraux néoformés.

4.6.1.1 Résultats des mesures

Ces mesures ont été réalisées sur quelques échantillons meubles des PSAs. L'objectif initial était de mettre en évidence de façon empirique l'existence d'une variabilité isotopique en fonction de la granulométrie, pour un échantillon meuble dont les particules mobilisables varient de l'inférieur au micron jusqu'à 50 µm environ.

Les échantillons concernés sont : 3 échantillons de loess de Patagonie, 1 échantillon des sédiments du plateau continental argentin, 1 échantillon de sol du Kalahari et 1 échantillon de sol d'Australie.

Les séparations granulométriques et les mesures ont été réalisées par M. Revel, F. Grousset, P. Biscaye et P. Pedemay (Toulouse, Lamont). Les résultats sont reportés sur les Figure 4-21 (page 211) et Figure 4-23. Les granulométries ne sont pas nécessairement identiques pour tous les échantillons. Sur la Figure 4-23 sont aussi reportées les signatures des échantillons de PSAs (Tableau 4-4) qui ne sont pas issus de roche en place ou de fractions trop grossières. Les aérosols issus du Sahara (prélevés à environ 1500 km à l'ouest des côtes nord-africaines, Grousset et al., 1988 ; Biscaye et al., en préparation) sont reportés pour montrer la variabilité isotopique d'une source donnée pour la seule fraction argileuse.

4.6.1.2 Implication sur la signature globale des PSAs

La Figure 4-23 montre que les variations entre deux granulométries d'un même échantillon peuvent aller jusqu'à $\Delta \epsilon \text{Nd}(0) = 15$ et $\Delta {}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr} = 2.10^{-2}$. Si l'on considère les PSA Patagonie et plateau continental argentin, ces variations, bien qu'importantes, restent dans le champ de la signature globale « Amérique du Sud » (Figure 4-15, page 189). La même remarque peut s'appliquer aux deux échantillons d'Afrique du Sud et d'Australie. Il semble donc que, à l'échelle d'un PSA, le fractionnement isotopique résultant d'un fractionnement granulométrique reste du même ordre de grandeur que la variabilité isotopique mesurée sur différents échantillons de l'ensemble du PSA considéré.

De plus, les particules mobilisables issues des PSAs Afrique du Sud et Australie portent une signature de croûte continentale ancienne (cf. paragraphe « 4.3.3.2.1 Antarctica, Australian, African and New Zealand isotopic signatures » pour la discussion), alors que l'Amérique du Sud est caractérisée, quelque soit la granulométrie considérée, par une signature témoignant d'une contribution de matériel volcanique. L'étude de Gallet et al. (1998) sur différents loess à l'échelle mondiale confirment cette singularité de la signature isotopique du loess argentin. Ainsi, la mesure de la signature des PSAs sur des échantillons de particules mobilisables, triées granulométriquement

non, peut donc être utilisée, malgré tout, comme un indicateur de la signature globale des aérosols minéraux qu'ils sont susceptibles d'émettre.

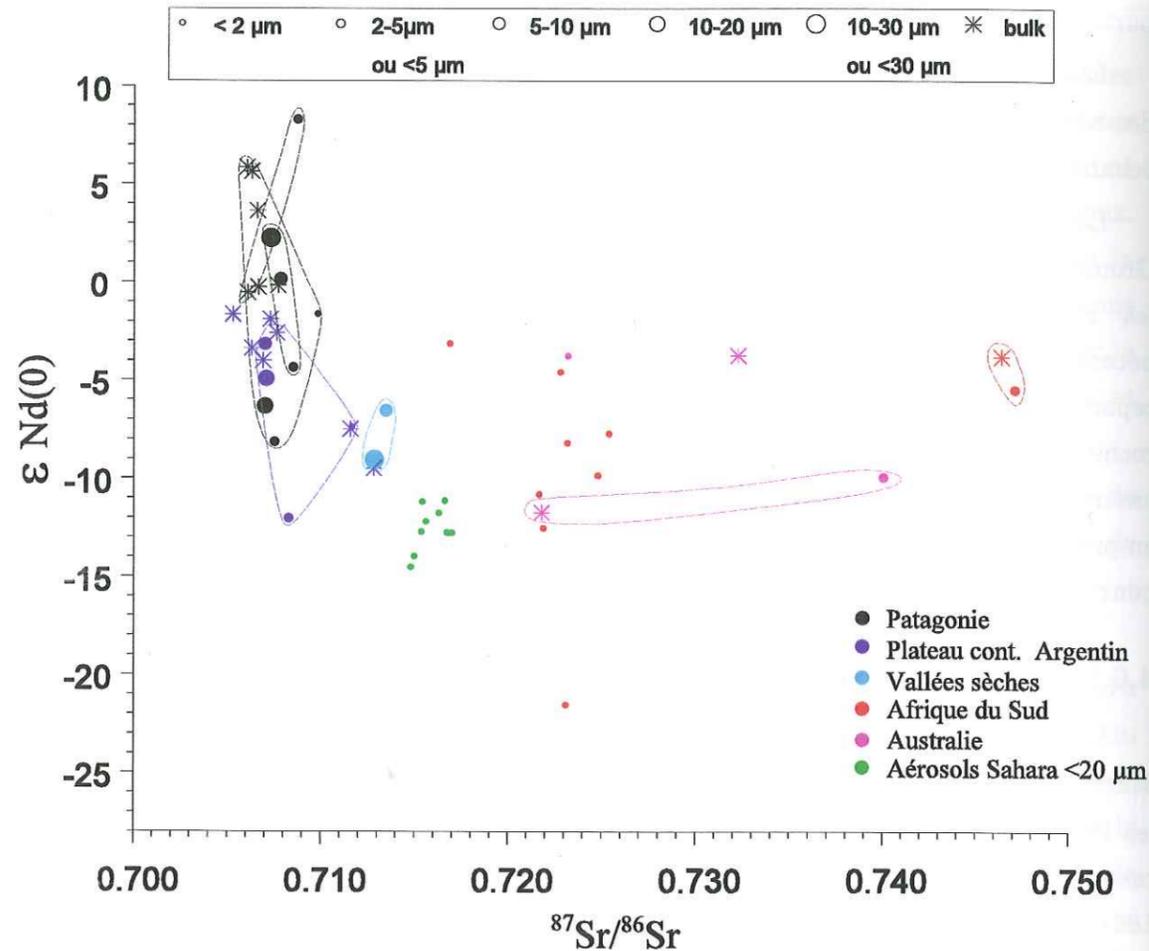


Figure 4-23 : $\epsilon Nd(0)$ versus $^{87}Sr/^{86}Sr$ des particules mobilisables (Tableau 4-4) et de 6 échantillons analysés pour différentes granulométries (Revel et al., en préparation). Les pointillés englobent les valeurs obtenues sur les différentes granulométries d'un même échantillon. Les échantillons d'aérosols prélevés à la source ont été assimilés à la catégorie $<2 \mu m$. Les aérosols provenant du Sahara sont issus de prélèvements en Atlantique à ~ 1500 km de la côte. Ils représentent des aérosols et sont reportés dans la catégorie $<2 \mu m$ bien que leur taille soit $<20 \mu m$: Grousset et al. 1988 ; Biscaye et al., en préparation.

4.6.1.3 Implication au niveau de la définition du PSA « Amérique du Sud »

Toutes fractions confondues, le plateau continental argentin a des compositions isotopiques de $0,705 < ^{87}Sr/^{86}Sr < 0,713$ et $-13 < \epsilon Nd(0) < -1$ et la Patagonie des compositions $0,706 < ^{87}Sr/^{86}Sr < 0,709$ et $-8 < \epsilon Nd(0) < +8$. Ces signatures isotopiques

définissent des champs qui se recoupent et il n'est pas possible de distinguer la signature du plateau continental de celle de la Patagonie : ces deux environnements doivent être considérés géochimiquement comme une même source. Les mesures qui avaient été initialement effectuées sur les fractions silteuse et argileuse mélangées nous avaient donc conduit à une mauvaise interprétation des signatures isotopiques (cf. paragraphe « 4.3.3.2.2 Southern South American continental shelf isotopic signatures »).

Les sédiments analysés sur le plateau continental ont été prélevés au sommet des carottes en période d'immersion. Le plateau continental argentin étant un milieu de dépôt relativement agité, les différences isotopiques que nous avons observées entre plateau continental argentin et Patagonie (Figure 4-11, page 172) pourraient être la conséquence d'une répartition en proportions différentes entre argiles et silts (c'est à dire minéraux néoformés et minéraux hérités) dans ces deux milieux de dépôt. Toutefois, si on imagine que les courants marins ont été, au cours de périodes climatiques antérieures, favorables au transport de particules apportées par le Parana, cette signature pourrait aussi trouver une explication par l'apport de particules détritiques plus radiogéniques issues du craton Brésilien (Biscaye, 1972).

Il faut donc plutôt considérer le plateau argentin dans le cycle des particules détritiques comme un milieu de dépôt alternativement émergé selon le niveau des mers, et alimenté en particules détritiques par le réseau hydrographique patagonien. Par conséquent, dans la suite du texte, nous appellerons le PSA du sud de l'Amérique du Sud « Patagonie », PSA dont la superficie est variable selon le niveau des mers du climat considéré.

4.6.1.4 Implications sur la signature $^{87}Sr/^{86}Sr$ de la fraction argileuse de Patagonie.

Nous avons vu (paragraphe « 4.5.3 Milieu de dépôt : mise en évidence de la variabilité de la signature des particules mobilisables en fonction de leur granulométrie ») qu'il était difficile de dégager des relations $\Delta \epsilon Nd(0) = f(\Delta \text{taille})$ ou $\Delta ^{87}Sr/^{86}Sr = f(\Delta \text{taille})$. Si l'on se place à l'échelle du PSA Patagonie, on remarque pourtant que les fractions les plus fines ($< 2 \mu m$ ou $< 5 \mu m$) ont des valeurs en Sr ($^{87}Sr/^{86}Sr = 0,7085, 0,7087, 0,7098$ et $0,7116$) systématiquement plus radiogéniques que les autres fractions (Figure 4-21, page 211, échantillons notés Pampa, Patagonie, Argentine et Argentine shelf). Une explication pourrait être fournie par l'altération différentielle entre Rb et Sr qui entraîne des rapports Rb/Sr (et donc $^{87}Sr/^{86}Sr$) plus élevés dans les minéraux argileux néoformés. Or, la proportion de minéraux néoformés (argiles) par rapport aux minéraux primaires étant beaucoup plus importante dans la fraction fine

que dans les silts et les sables, c'est dans cette fraction fine que les rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ seront les plus élevés.

En conclusion, les argiles néoformées ont, à l'intérieur de la signature globale « Patagonie », une signature en Sr plus radiogénique que les autres fractions granulométriques.

4.6.2 Fraction argileuse des PSAs : comparaison avec les signatures des aérosols minéraux de Vostok

Après avoir essayé de comprendre la signification de la signature des aérosols minéraux déposés à Vostok d'une part (partie « 4.4 ») et la signature des particules mobilisables des PSAs d'autre part (partie « 4.5 »), on aboutit finalement à la comparaison rigoureuse du matériel déposé au puits avec le matériel effectivement émis à la source. La comparaison des signatures des aérosols minéraux avec les signatures des particules mobilisables de la fraction argileuse des PSAs est présentée sur la Figure

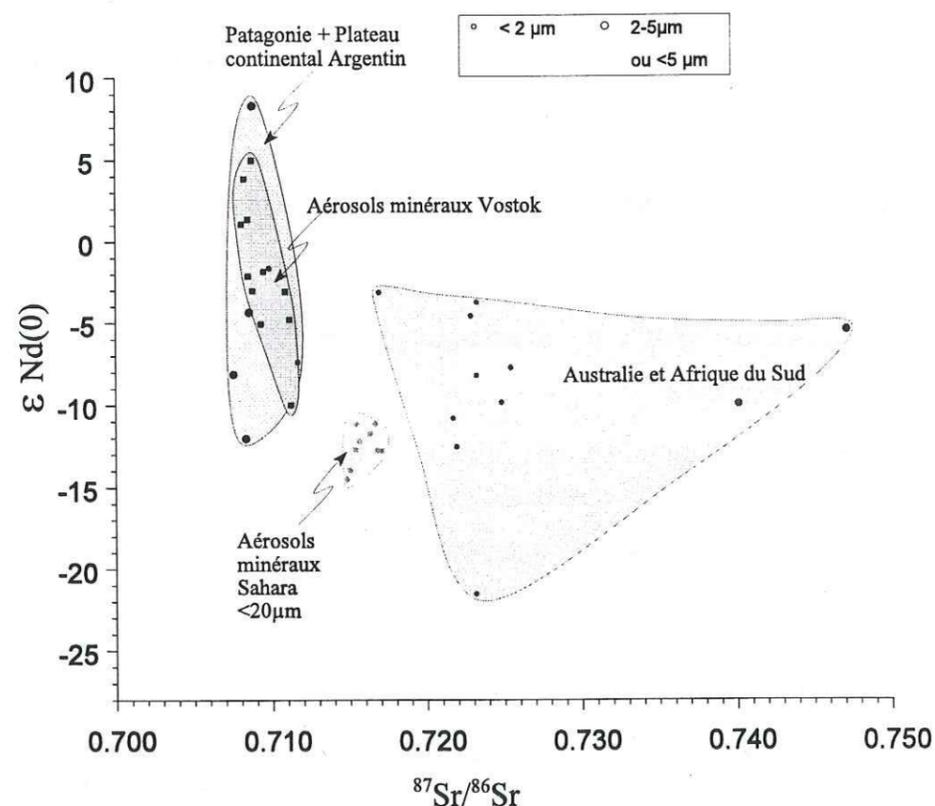


Figure 4-24 : Comparaison de la signature $\epsilon \text{Nd}(0)$ / $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ des aérosols minéraux de Vostok (Dôme C pour un échantillon) en période glaciaire et interglaciaire avec les mesures sur les seules fractions argileuses des PSAs. Les points mesurés à Toulouse sont corrigés du Sr_{marin} . Cf. Figure 4-23 pour la légende des couleurs et « Aérosol Sahara ».

4-24. Les fractions argileuses de deux PSAs n'ont pas été analysées. Il s'agit de la Nouvelle Zélande et des Vallées Sèches antarctiques qui ne sont donc pas représentées. Ce graphique montre que le champ défini par les signatures isotopiques des aérosols déposés à Vostok (périodes glaciaires et interglaciaires) est complètement inclus dans le champ des signatures de la fraction argileuse de Patagonie.

Ce résultat essentiel à notre problématique permet de discuter du paramètre « source » des aérosols minéraux déposés à Vostok.

4.6.3 Discussion

4.6.3.1 Identification de la source des poussières de Vostok par la géochimie : le problème des PSAs Nouvelle Zélande et Vallées Sèches

Les signatures isotopiques des aérosols minéraux déposés à Vostok au cours des périodes glaciaires et interglaciaires ont une signature identique à la signature des particules de la fraction argileuse des sols et loess de Patagonie.

Toutefois, nous ne disposons pas d'analyses sur les fractions argileuses des sols de Nouvelle Zélande et des Vallées Sèches. Pour la Nouvelle Zélande, la seule référence dont nous disposons est un loess dont la valeur $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.709439$ et $\epsilon \text{Nd}(0) = -5.4$ est incluse dans le champ « Patagonie ». Pour les Vallées Sèches, si l'on se réfère à la Figure 4-23, il semble que la signature obtenue soit plus marquée par un composant crustal ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \sim 0.714$ et $\epsilon \text{Nd}(0) \sim -8$). De plus Jones et Faure (1978) ont mesuré une valeur très homogène $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7148$ dans des sédiments des Vallées Sèches. On ne peut cependant pas déduire de ces points des signatures globales pour ces PSAs. Or, il s'avère que ces deux PSAs sont caractérisés, comme la Patagonie, par la présence de zones orogéniques constituées de matériel volcanique et de matériel crustal. Ainsi, d'après ces données et d'après l'étroite corrélation qui existe entre la signature des particules mobilisables et la nature des roches primaires, il semble a priori difficile de se baser sur des critères géochimiques pour considérer ou non ces PSAs comme des sources.

Cependant, en ce qui concerne la Nouvelle Zélande, si l'on considère

(i) la surface relativement limitée de la Nouvelle Zélande par rapport à la Patagonie (carte de la Figure 4-9, page 168),

(ii) les résultats sur les circulations atmosphériques obtenus à partir des aérosols volcaniques (à savoir qu'il semble que les masses d'air troposphériques venant de

Nouvelle Zélande ne semble pas être entraînées par une circulation efficace vers les masses d'air polaire),

il semble difficile de pouvoir envisager la Nouvelle Zélande comme une source principale des aérosols déposés à Vostok.

En ce qui concerne les Vallées Sèches, le critère de discussion est relatif à la granulométrie des aérosols. Nous avons vu que le mode stable à deux microns observé à Vostok témoigne d'un transport sur plusieurs milliers de km (« 4.2.2.3 Taille des particules »).

- Si l'on imagine un transport direct entre les Vallées Sèches et Vostok, ces dernières, situées à ~ 1000 km, alimenteraient l'Antarctique de l'Est en particules ayant un mode de distribution supérieur à 3 μm .

- Si l'on imagine un transport indirect suivant le courant circumpolaire (du type de la trajectoire proposée pour le niveau pyroclastique 1996 m), on pourrait effectivement aboutir à une distribution en taille des aérosols caractéristique d'un transport longue distance. Cependant, nous avons vu que ce type de trajectoire troposphérique entre l'Antarctique de l'Ouest et l'Antarctique de l'Est n'est pas une trajectoire privilégiée.

Si l'on ajoute à cela la très faible extension géographique des Vallées Sèches (qui ne peut être représentée à l'échelle de la carte de la Figure 4-9) comparée à celle de la Patagonie, il semble très peu probable que celles-ci soient la source des aérosols minéraux longue distance (2-3 μm) déposés à Vostok. Toutefois, une source dans les Vallées Sèches, pour le seul mode à 14 μm observé au LGM, ne peut pas être exclue.

La source « Patagonie » semble donc se confirmer et d'autres travaux viennent argumenter dans ce sens :

4.6.3.2 Compléments géomorphologiques et minéralogiques : confirmation de la source « Patagonie »

4.6.3.2.1 Informations géomorphologiques

L'extension des calottes glaciaires en Amérique du Sud et en Nouvelle Zélande (carte de la Figure 4-9, page 168) en période glaciaire a très probablement considérablement augmenté la production de particules mobilisables à la source. En revanche, dans les sources désertiques, (Afrique du Sud, Australie et Vallées Sèches d'Antarctique), on peut penser que les principales variations susceptibles de modifier la production en particules mobilisables sont relatives aux variations de l'aridité entre

périodes glaciaires et interglaciaires. Cependant, ces variations sont beaucoup moins efficaces que la présence de glaciers pour produire du matériel détritique (cf. paragraphe « 4.5.1.2 Désagrégation mécanique »).

En Amérique du Sud, cette augmentation de la production de particules mobilisables est confirmée par les travaux de Zarate et Blasi (1993) qui ont étudié les dépôts éoliens de la période fin Pleistocène-Holocène dans la province de Buenos Aires (entre 36 et 39°S). Des contraintes granulométriques les amènent à reconstruire, pour une période glaciaire, le scénario suivant. Les glaciers, par leur dégradation mécanique intense, entraînaient une forte érosion de la chaîne andine et assuraient la production de particules mobilisables. Le Nord de la Patagonie et surtout le flanc Est des Andes et son piedmont représentaient les sources primaires productrices des particules mobilisables (Terrugi, 1957). Ces particules étaient ensuite entraînées par de larges systèmes fluvio-glaciaires jusque dans les plaines d'épandage froides et arides, ces plaines s'étendant alors depuis les hauts plateaux patagoniens jusque sur le plateau continental émergé. Ces décharges, probablement contrôlées par les rythmes d'avancée et de recul des glaciers, répondaient vraisemblablement aux cycles saisonniers et aux oscillations climatiques. Ces vastes dépôts étaient ensuite repris par la déflation éolienne (direction du vent W/E et SW/NE) à l'origine de la formation des loess. A l'heure actuelle, les témoins de ce scénario sont, (i) au Nord de la Patagonie (dans la Pampa), l'accumulation des dépôts éoliens loessiques ; (ii) plus au sud, des dépôts éoliens plus grossiers (dunes de sable) ; enfin, (iii) sur le plateau patagonien sensu-stricto, la formation « patagonian gravel » qui est caractérisée par des sables grossiers peut être considérée comme une plaine d'épandage dont les particules les plus fines ont été soustraites par déflation.

Ces auteurs ont proposé ce scénario pour expliquer la formation des loess du nord de la Patagonie. Ils ont été guidés par des contraintes granulométriques, la taille des particules des loess sableux ne pouvant être expliquée par un seul transport atmosphérique depuis les Andes (1000 km environ).

En revanche, en ce qui concerne les particules fines destinées à un transport longue distance, les différents environnements cités ci-dessus peuvent tous être considérés comme des sources : (i) le piedmont Andins, (ii) les plaines d'épandage couvrant vraisemblablement la majeure partie de l'Amérique du Sud au sud du 40ème parallèle, depuis les Andes à l'ouest jusqu'à la limite du plateau continental à l'est (carte de la Figure 4-9, isobathe -120 m pour le LGM), et (iii) le loess lui-même à partir duquel les particules peuvent être remises en suspension. Ceci constitue une extension considérable de la surface potentiellement source « Patagonie » en période glaciaire.

Ce scénario semble aussi confirmer que notre interprétation initiale, quant à la non contribution du plateau continental, n'est probablement pas exacte (paragraphe

« 4.3.3.2 Southern South American continental shelf isotopic signatures »). En effet, il faut plutôt considérer que, en période glaciaire, la source « Patagonie » alimentée par l'abrasion fluvio-glaciaire andine, était un environnement continu s'étendant depuis les Andes à l'ouest jusque sur le plateau continental émergé à l'Est.

Cette étude montre donc que la Patagonie, en période glaciaire, était un environnement particulièrement favorable à la production de particules mobilisables. La présence des loess, de plus, témoigne des conditions atmosphériques favorables à la déflation éolienne.

4.6.3.2 Informations minéralogiques

Le dernier type d'argument en faveur d'une source en Patagonie est minéralogique. En effet, Teruggi (1957) puis Potter (1994) ont étudié de façon très détaillée la minéralogie respectivement des loess argentins et dépôts détritiques du continent Amérique du Sud dans les fractions argileuse, silteuse et sableuse. Leurs principales conclusions sont les suivantes :

(1) les sédiments du loess sont principalement formés de minéraux d'origine volcanique (basaltique à andésitique plus quelques uns d'origine rhyolitique). Il existe cependant des minéraux du métamorphisme mais dans une faible proportion. Potter (1994) donne, pour les particules détritiques d'Argentine, des proportions de 63% volcanique, 26% plutonique+métamorphique, 11% sédimentaire (principalement dans les échantillons prélevés sur les plages). Ces résultats confirment que les particules mobilisables de Patagonie sont formées d'un mélange entre du matériel d'origine volcanique et du matériel d'origine croûte continentale supérieure.

(2) La fraction argileuse est représentée par une grande proportion d'argiles néoformées issues de l'altération peu poussée de roches volcaniques. Ainsi, elle est composée de : smectites (principalement montmorillonite issue de l'altération des verres volcaniques) > illites, argiles interstratifiées > quartz et feldspaths > verres volcaniques > chlorite et kaolinite. Cette minéralogie est très similaire en espèces minérales et en proportion à la minéralogie identifiée par Gaudichet et al. (1988, 1992) pour les aérosols d'Antarctique de l'Est (cf. paragraphe « 4.2.1.2 Nature minéralogique des poussières éoliennes »).

4.6.3.3 Signature isotopique détaillée des aérosols minéraux de Vostok : confirmation de l'hypothèse de mélange de particules de nature différente

La source patagonienne ayant été identifiée par les données géochimiques et confirmée par des données géomorphologiques et minéralogiques, nous allons essayer

d'apporter des réponses aux différentes questions posées au paragraphe « 4.4.2.2 Détail des signatures des aérosols minéraux déposés à Vostok », page 200.

- ⇒ En ce qui concerne la variabilité observée sur les signatures des aérosols minéraux déposés à Vostok, elle existe aussi bien dans la fraction argileuse que dans la fraction grossière. Elle est héritée d'une variabilité de la signature des particules mobilisables à source. Il n'est donc pas nécessaire de faire appel à un mélange atmosphérique entre deux masses d'air transportant des particules de natures différentes pour expliquer la signature isotopique des aérosols minéraux déposés à Vostok.
- ⇒ Cette variabilité peut s'expliquer par un mélange entre (i) un pôle « volcanique » hérité des roches du volcanisme andin et (ii) un pôle « croûte continentale supérieure » hérité du matériel métamorphique, plutonique et sédimentaire qui constitue la structure de la chaîne andine.
- ⇒ Le pôle volcanique, caractérisé par des compositions isotopiques anormalement radiogéniques, semble s'expliquer par un lessivage préférentiel du Sr par rapport au Rb au cours de l'altération chimique des minéraux primaires. Le système Sm/Nd ne semble pas être affecté par le lessivage. Il en résulte une dérive des teneurs en $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vers des valeurs plus radiogéniques dans les minéraux néoformés qui constituent une grande proportion de la fraction argileuse des particules mobilisables⁵⁰, donc une dérive du pôle « volcanique » de l'hyperbole de mélange.
- ⇒ Enfin, il reste le problème de la différence entre les signatures des poussières de la première série (tendance vers le pôle « volcanique ») et celle de la seconde série

⁵⁰ On a envisagé deux contrôles de ce résultat : le premier a consisté à comparer les profils des REE des roches volcaniques de la SVZ avec les profils des poussières. Les deux types de profils normalisés à la croûte supérieure sont quasi identiques (relativement plats et appauvris) sauf pour l'Eu où l'anomalie positive observée dans les roches volcaniques primaires n'existe pas dans les aérosols. On en déduit (1) que, les minéraux primaires enrichis en Eu (feldspaths : Eu^{2+}) ont été altérés préférentiellement, (2) que l'Eu²⁺ a probablement subi un fort lessivage (comportement similaire à Ca²⁺), et (3) que les REE trivalents n'ont pas subi de fractionnement au cours de l'altération (Sm/Nd conservé). Un second contrôle consisterait, pour être rigoureux, à comparer les rapports Rb/Sr des argiles néoformées avec les rapports Rb/Sr des minéraux altérables. Nous ne disposons cependant des valeurs ni des premiers, ni des seconds et si l'on compare les rapports Rb/Sr des aérosols minéraux de Vostok (5 échantillons de la première série, « Toulouse ») avec les rapports Rb/Sr des roches volcaniques de SVZ (roche totale), on observe un faible enrichissement en Rb/Sr (de $0,02 < (\text{Rb}/\text{Sr})_{\text{SVZ}} < 0,14$ à $0,05 < (\text{Rb}/\text{Sr})_{\text{dust}} < 0,25$).

(tendance vers le pôle « croûte supérieure ») qui reste sans réponse et que nous continuerons à attribuer au hasard de l'échantillonnage.

4.6.3.4 Période glaciaire et période interglaciaire : variation des sources à l'intérieur de la Patagonie ?

Signatures isotopiques, distributions en tailles, informations sur les circulations atmosphériques déduites des études des poussières volcaniques, informations géomorphologiques et enfin données minéralogiques concourent toutes à montrer que la Patagonie est la source des poussières en période glaciaire et en période interglaciaire.

Cependant, dans le paragraphe « 4.4.2 Résultats » nous avons noté que, pour une même composition isotopique en Sr, les signatures des trois échantillons des périodes interglaciaires ont des compositions isotopiques en Nd moins radiogéniques que celles des périodes glaciaires (Figure 4-16, page 191). Bien que ces signatures semblent montrer une tendance vers le pôle « croûte supérieure » de l'enveloppe de l'hyperbole de mélange, il semble difficile de discuter à partir de seulement trois échantillons dont un n'est pas mesuré en Sr. Il est donc nécessaire de poursuivre les mesures. Si cette tendance se confirmait, notre définition de la source Patagonie n'est cependant pas suffisamment détaillée pour discriminer des « sous-PSAs » dans le PSA global Patagonie et/ou définir des variations en fonction du climat des signatures des argiles néoformées. Etant donné l'aridité de la Patagonie, cette dernière hypothèse est toutefois peu probable.

Les seules certitudes que l'on ait entre période glaciaire et période interglaciaire sont donc que l'extension de la source « Patagonie » à l'actuel est beaucoup plus restreinte, se limitant probablement aux zones arides froides du sud de la Patagonie et aux zones désertiques des hauts plateaux andins. Cette région, cependant, n'est pas marquée à l'actuel par des forts taux de production de particules mobilisables (Figure 4-1, page 148), contrairement aux taux qu'elle connaissait en période glaciaire.

4.6.4 Conclusion

Dans cette 6ème partie, nous avons montré que les poussières déposées à Vostok en période glaciaire comme en période interglaciaire proviennent de la Patagonie, étendue au plateau continental argentin émergé pendant les périodes glaciaires.

Pour cela, nous avons commencé par reexaminer le signature des PSAs de l'hémisphère Sud à partir de quelques mesures isotopiques effectuées sur différentes granulométries (<50 µm environ). Nous avons pu montrer que, malgré des signatures

variables selon la granulométrie, les signatures globales qui avaient été dégagées pour les différents continents dans le travail publié restent inchangées. En revanche, la Patagonie et le plateau continental argentin ne sont plus isotopiquement différenciables et seront considérés comme un PSA unique.

Pour ce PSA Patagonie, nous avons mis en évidence, pour les particules de la fraction argileuse, l'existence d'une dérive de la signature isotopique en Sr vers des valeurs plus radiogéniques. Une grande proportion de ces particules représentent les minéraux néoformés issus de l'altération des roches primaires dont la composition en $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ plus radiogénique résulte du lessivage préférentiel du Sr par rapport au Rb.

Les signatures obtenues sur ces fractions argileuses correspondent à la signature des aérosols déposés à Vostok et confirment leur origine en Patagonie, quelle que soit la période climatique considérée. Ce résultat est de plus supporté par des arguments géomorphologiques et minéralogiques complémentaires.

Enfin, nous pouvons expliquer la variabilité à l'échelle des signatures des aérosols minéraux par un mélange décrivant une hyperbole entre (1) un pôle représenté par des minéraux principalement néoformés issus des roches volcaniques andines et (2) un pôle représenté par des minéraux issus de roches métamorphiques, plutoniques et sédimentaires qui constituent la structure de la chaîne andine. Malgré cela, la tendance vers le pôle « croûte supérieure » pour les aérosols des périodes interglaciaires semble, avec les données actuelles, difficile à discuter.

4.7 IMPLICATIONS CLIMATOLOGIQUES : DEFINITION DE LA SOURCE « PATAGONIE » POUR LES AGCMS, CIRCULATIONS ATMOSPHERIQUES ET FLUX DE POUSSIÈRES

Dans cette dernière partie, nous replaçons notre travail dans un contexte de dynamique atmosphérique en essayant (1) de redéfinir les sources des périodes glaciaires qui pourront être utilisées par les modélisateurs ; (2) d'intégrer la trajectoire « Patagonie - Antarctique de l'Est » dans les circulations atmosphériques péri-antarctique ; (3) d'évaluer ce qu'une meilleure connaissance des sources peut apporter à l'explication de l'augmentation des flux en périodes glaciaires ; et enfin, (4) de se reposer le problème du mode additionnel à 14 μm observé au LGM.

4.7.1 Redéfinition de la source « Patagonie » pour les AGCMS en période glaciaire et interglaciaire

Nous avons vu qu'en période glaciaire, la « Patagonie » était une vaste plaine d'épandage activement alimentée par l'abrasion fluvio-glaciaire andine. Ce bassin détritique continental s'étendait depuis les Andes à l'ouest jusque sur le plateau continental émergé à l'est. Réalimenté de façon saisonnière, il constituait une source très importante de particules facilement mobilisables par déflation éolienne. Il est donc nécessaire d'intégrer ce résultat pour définir la source Patagonie dans les AGCMS.

Dans les modèles, une zone source est définie par deux paramètres :

- son extension, c'est à dire le nombre de mailles considérées comme étant susceptibles de produire des aérosols minéraux,
- sa capacité à produire des particules mobilisables, c'est à dire la valeur attribuée au paramètre C de l'équation de soulèvement $F_{sol} = CW_s^3$ (cf. paragraphe « 4.2.3 Modélisation du cycle des poussières »).

Pour les périodes glaciaires, il est par conséquent nécessaire de prendre en compte dans la définition des sources en Patagonie mais aussi en Nouvelle Zélande, d'abord une extension sur le plateau continental émergé (isobathe -120 m au LGM, -70 m au stade 4, -120 m au stade 6) mais surtout une augmentation très importante du paramètre C . Les

valeurs de ce paramètre C suivent même probablement des variations saisonnières en diminuant en période de fonte.

Dans les autres zones arides et désertiques, (Afrique du Sud, Australie et Vallées Sèches Antarctiques) les variations entre période interglaciaire et période glaciaire de l'extension géographique ainsi que les variations du paramètre C sont probablement beaucoup moins significatives. En revanche, en période interglaciaire, on peut se poser la question de savoir, parmi les zones désertiques sud africaines et australiennes ou patagoniennes, comment varient les valeurs de C . La Figure 4-1 page 148 pourrait apporter un premier indice si l'on considère la très faible occurrence des panaches émis par la Patagonie et l'Australie.

A partir de ces modifications, on pourra vérifier si les sorties du modèle vérifient mieux ou non les contraintes de flux (10 à 30 fois les valeurs Holocènes) et de source (Patagonie).

Enfin, on pourrait envisager d'utiliser ces résultats en abordant d'autres études de modélisation comme, par exemple,

- ⇒ la reconstruction des trajectoires inverses à partir de Vostok en utilisant un pas de temps négatif dans un modèle de trajectoire (Raffy, 1997 et travaux de C. Genthon, non publiés),
- ⇒ l'inversion d'un modèle « simplifié »⁵¹ de soulèvement/transport/dépôt pour appréhender les valeurs et l'amplitude des variations du paramètre C à partir des données de flux.
- ⇒ enfin, une autre idée serait, en réduisant la taille des grilles du modèle sur la Patagonie (zoom, G. Krinner, thèse en préparation), d'utiliser non plus la contrainte des flux à Vostok mais l'épaisseur des loess de la Pampa afin d'estimer le paramètre C .

4.7.2 Trajectoires et dynamique des masses d'air : contribution des ondes de Rossby

Les aérosols minéraux d'origine continentale déposés à Vostok viennent de Patagonie, en période glaciaire comme en période interglaciaire. Dans le chapitre « 3.5 Utilisation des particules volcaniques comme traceurs des circulations atmosphériques », nous avons vu que, parmi les sources qui ont été identifiées pour dix couches de cendres,

⁵¹ Cette suggestion semble cependant représenter un travail difficile, car il consisterait à inverser l'ensemble des équations du modèle.

sept proviennent des îles Sandwich, une des volcans andins et une de l'extrémité nord de la péninsule Antarctique. Il semble donc que ces deux types d'aérosols montrent indépendamment que la trajectoire entre le sud de l'Amérique du Sud et l'Antarctique de l'Est, suggérée sur la Figure 3-36 page 132, soit réellement une trajectoire privilégiée.

Comment cette trajectoire peut-elle s'inscrire dans le schéma de circulation générale que nous avons décrit dans le chapitre d'introduction ? Nous avons vu que la zone entre 30° et 65° sud est une zone frontière entre les masses d'air froid polaire et les masses d'air chaud qui descendent des tropiques. De plus, dans cette zone, une circulation troposphérique à grande vitesse se développe autour de l'Antarctique : le « jet stream ». Dans la haute troposphère, ce courant instable peut décrire de larges méandres, les ondes de Rossby (Figure 4-25). L'air chaud est poussé vers les pôles, l'air froid remonte vers le nord : cette dynamique assure les échanges thermiques entre ces deux masses d'air. On peut penser qu'un tel schéma assure, non seulement les échanges thermiques, mais aussi les échanges de tous les aérosols que ces masses d'air transportent.

Près de la surface, les ondes de Rossby se développent fréquemment en cyclones

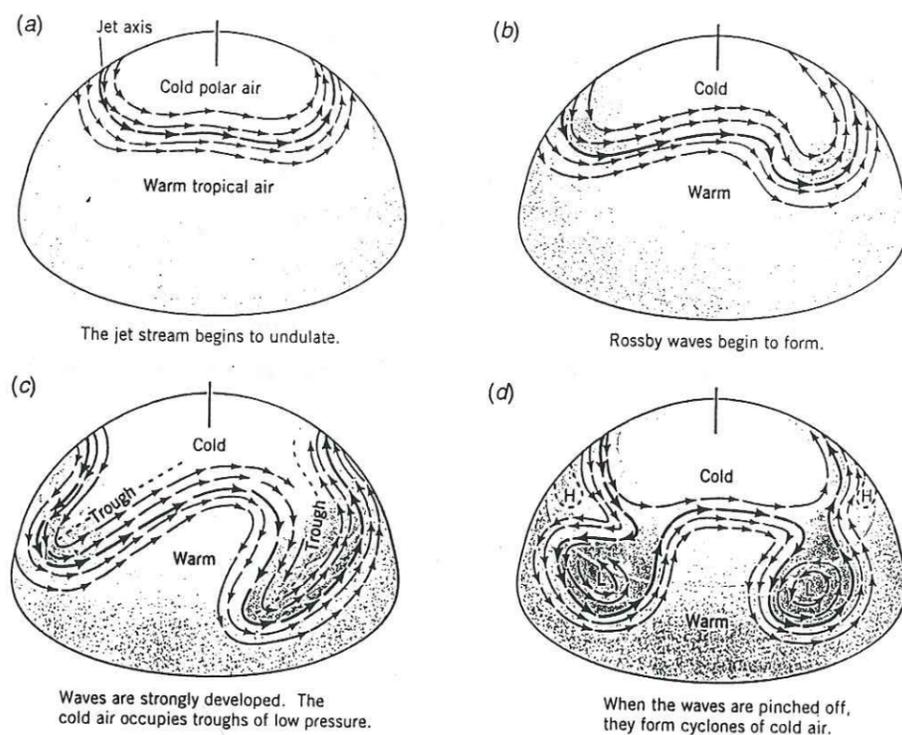


Figure 4-25 : Développement de l'onde de Rossby théorique en hémisphère Nord (en hémisphère Sud, le schéma est identique). (Reproduit d'après Stralher, 1997).

(rotation dans le sens des aiguilles d'une montre en hémisphère Sud). Leur trajectoire moyenne au dessus des océans péri-antarctiques décrivent des spirales qui convergent vers l'Antarctique : les cyclones qui prennent naissance à partir de l'Amérique du Sud atteignent les côtes Antarctiques à des longitudes comprises environ entre 10 et 100°E; les cyclones prenant naissance à partir de l'Afrique et de l'Australie sont plus rares et atteignent plutôt les côtes de l'Antarctique de l'Ouest (Sinclair, 1994). Ces trajectoires sont illustrées sur la Figure 4-26 où sont représentées les traces des cyclones qui se sont déplacés sur plus de 30° de latitude au cours du mois de septembre 1984.

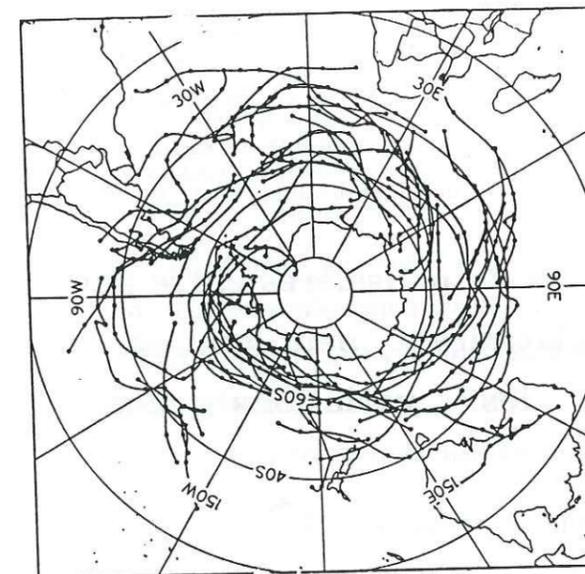


Figure 4-26 : Traces de l'ensemble des cyclones du mois de septembre 1984 dont la distance parcourue excède 30° de latitude. 12h séparent les points figurés sur la trajectoire (reproduit d'après Sinclair, 1994)

Dans le cas particulier de la Péninsule Antarctique et de la Patagonie, deux spécificités sont à prendre en compte :

- la position géographique de la Péninsule implique la présence constante d'une masse d'air froid remontant jusqu'à au moins de 60° de latitude sud. Le jet stream, dans sa rotation autour de l'Antarctique va contourner la Péninsule. Il remonte d'abord vers le Nord en direction de la Patagonie avant de redescendre dans une direction NW-SE en direction de l'Antarctique de l'Est. En décrivant une telle trajectoire, il traverse la région où se situent îles Sandwich. On notera que, dans un tel schéma, les cendres volcaniques injectées directement dans la haute troposphère avec une taille maximale d'au moins 50 μm sont entraînées dans le jet stream. Les vitesses très élevées de ce courant (pouvant dépasser 300 km/h) pourraient alors expliquer que des particules de 50 μm soient transportées sur plusieurs milliers de kilomètres ;

- en Patagonie, la présence de la chaîne andine perturbe l'écoulement des vents d'ouest venant du Pacifique. Cette perturbation favorise, sous le vent de la chaîne, la formation de cyclones.

Une forte probabilité de vents violents à la source (soulèvement favorable), des circulations atmosphériques accélérées autour de l'Antarctique (transport favorable) et une trajectoire de ce jet stream qui contourne la Péninsule (direction de trajectoire favorable) : ce schéma semble pouvoir expliquer la présence des poussières venant de Patagonie en Antarctique de l'Est. Toutefois, on remarquera que, si des perturbations atmosphériques engendrées par les ondes de Rossby atteignent les latitudes de l'Afrique du Sud ou de l'Australie, il semble que ce soit plutôt en Antarctique de l'Ouest que les poussières transportées à grande distance soient susceptibles de se déposer.

4.7.3 Variation des flux de poussières entre période glaciaire et période interglaciaire : peut-on en déduire des informations sur les variations des circulations atmosphériques ?

A partir de ce schéma que nous avons mis en place,

- à la source, en Patagonie : disponibilité des particules beaucoup plus élevée en période glaciaire qu'en période interglaciaire ; aridité élevée en période glaciaire et interglaciaire ; existence de vents de surface violents (zone de développement de cyclones + présence du loess) ;

- pour le transport, assuré par la circulation péri-antarctique intense (cyclone près de la surface et/ou ondes de Rossby dans la troposphère supérieure) ;

peut-on déconvoluer ces informations pour interpréter les variations des flux qui sont enregistrés en Antarctique ?

L'augmentation des flux en période glaciaire est classiquement interprétée comme le résultat d'une « intensification de la circulation atmosphérique ». Il semble cependant que cette expression soit devenue un terme générique qui mérite d'être détaillé de façon plus rigoureuse. Nous allons donc, avant d'interpréter la variabilité des flux, identifier les différentes paramètres qui le définissent.

4.7.3.1 Le flux : une fonction de plusieurs paramètres indépendants

Imaginons une source où la quantité de particules mobilisables est nulle (par exemple, une prairie). Quelle que soit la vitesse avec laquelle le vent va souffler, il n'y aura pas de particules soulevées et le flux en aérosols minéraux résultant sera égal à zéro. Le paramètre limitant est la capacité de la source à produire des particules.

Inversement, imaginons une source où la quantité de particules mobilisable est élevée (par exemple, une moraine), mais sous un climat pluvieux. Il n'y aura pas de particules soulevées, le paramètre limitant le flux étant alors la disponibilité des particules (qui est fonction de l'aridité).

Replaçons maintenant notre moraine, en milieu hyper-aride, aplatissons la, et supprimons de cette surface plane l'ensemble des fragments de roche supérieurs à 1 cm de diamètre. La couche d'air au contact du sol sera beaucoup moins turbulente que lorsque l'écoulement du vent de surface se heurte à un « relief » accidenté. La turbulence de la couche de surface, moteur du soulèvement des particules, est donc une fonction de la rugosité du sol (elle-même fonction de la granulométrie des roches affleurantes mais aussi de la répartition de la végétation).

Replaçons maintenant notre moraine rugueuse en milieu hyper-aride. Selon si le vent est faible ou violent, il y aura très peu ou au contraire beaucoup de particules soulevées. Le flux instantané à la source est directement dépendant de la vitesse du vent de surface.

Or, nous avons vu que les « événements poussières » sont sporadiques et résultent de tempêtes (paragraphe « 4.2.2.5 Distribution temporelle »). Si l'on veut connaître le flux à la source, c'est à dire intégrer le flux instantané sur un temps Δt , il faut en plus prendre en compte la fréquence de ces vents violents.

A partir de ces cinq premiers paramètres, on peut évaluer la quantité initiale de poussières soulevées (« flux à la source »).

Pour que les particules puissent subir un transport longue distance, elles doivent ensuite être transportées des couches de surface jusque dans la troposphère. En considérant le flux à la source et cette convection, on obtient un « flux injecté dans la troposphère ».

Une fois dans la troposphère, les particules sont reprises par la circulation géostrophique pour être transportées à plus ou moins grande distance. Si l'on veut suivre le même raisonnement que précédemment pour le vent de surface, imaginons que la vitesse du vent géostrophique soit très faible ou au contraire très élevée : si l'on considère une particule d'une taille donnée, elle pourra retomber dans le premier cas alors qu'elle sera entraînée à plusieurs centaines de km dans le second. C'est donc la

vitesse du vent géostrophique qui détermine la distribution en taille des poussières dans un puits donné. Pour calculer le flux au puits sur un temps Δt , il faut de plus prendre en compte les variations de la vitesse du vent géostrophique en fonction du temps.

Enfin, un autre paramètre fondamental est susceptible d'entrer en jeu lorsque les particules sont situées dans les deux ou trois premiers kilomètres de la troposphère : le lessivage par les précipitations.

Donc, le flux au puits est une fonction qui est proportionnelle au produit de ces 8 paramètres indépendants : capacité de production en particules fines de la source, rugosité du sol, aridité, vitesse des vents de surface, fréquence des vents de surface, courants ascendants, vitesse du vent géostrophique en fonction du temps et lessivage. On comprend que si l'un de ces paramètres prend une valeur zéro, le flux final sera nul quelque soit la valeur des autres paramètres, ou inversement qu'un flux très élevé nécessite que l'ensemble de ces paramètres soient favorables.

Ainsi, considérons maintenant une augmentation du flux en un site donné. Elle peut être la conséquence soit d'une augmentation du nombre de particules (qui est la conséquence d'une augmentation du « flux à la source ») soit d'une augmentation de la taille des particules (qui est la conséquence d'un accroissement de la vitesse du vent de transport), soit les deux. Toutefois, si le site est situé à une distance telle que les particules transportées aient atteint une taille stable de 2-3 μm , cela signifie que, quelque soit leur taille, les particules ont un comportement identique face au transport. En d'autres termes on peut dire, dans l'équation de transport (page 159), le terme de gravité (loi de Stokes, proportionnelle au rayon) est alors négligeable et seule la diffusion est à considérer. L'accroissement de la vitesse du vent géostrophique entraîne alors une augmentation du nombre des particules.

4.7.3.2 Variations des flux de poussières : quels sont les paramètres concernés ?

Des variations de flux d'apports continentaux en Antarctique de l'Est ont été enregistrées et modélisées à l'échelle de la journée au site de Georg Von Neumayer ($8^{\circ} 22'W$, $71^{\circ} 37'S$) (Wypputa, 1997 ; Raffy, 1997). A l'échelle de la saison, à Pôle Sud, des variations de flux à l'actuel ont été aussi enregistrées (Cunningham et Zohler, 1981) et modélisées (Genthon et Armengaud, 1995). Les flux d'été sont supérieurs aux flux d'hiver d'un facteur 3 environ. Dans le passé, elles ont été enregistrées avec le même

ordre de grandeur dans la glace de Dôme C (Thompson et al., 1979). Cependant, ces ordres de grandeur de variations sont inférieurs à ceux enregistrés entre période interglaciaire et période glaciaire qui vont de 10 à 30.

Devant la multiplicité des paramètres, il est difficile d'identifier, à priori, les paramètres qui contribuent le plus à l'augmentation du flux. On peut simplement dire que, en période glaciaire, aucun des paramètres n'était défavorable, alors que, à l'actuel, au moins un des paramètres est beaucoup moins favorable qu'en période glaciaire.

Nos résultats sur la source montrent que le paramètre « production des particules à la source » vérifie effectivement ces conditions de variation entre période glaciaire et période interglaciaire. Il contribue donc à l'augmentation des flux en période glaciaire.

La formation du loess en période glaciaire en Amérique du Sud est le témoin de l'existence de vents de surface importants (vitesse ou fréquence ?). Toutefois, l'absence de particules mobilisables à l'actuel ne permet pas de conclure quant aux variations des vents de surface.

En ce qui concerne la taille des particules, nous avons vu que, hormis le mode à 14 μm propre au LGM, les particules ont une taille constante. Par conséquent, l'augmentation du flux résulte de l'augmentation du nombre de particules que l'on peut attribuer soit à l'augmentation du flux à la source, soit à l'augmentation de la vitesse moyenne du courant de transport.

Par conséquent, la seule certitude que l'on ait, est que le paramètre mesurant la capacité de production des particules mobilisables est plus important en période interglaciaire qu'en période glaciaire en Patagonie. Il contribue donc à l'augmentation du flux en période glaciaire. De plus, on remarquera que les flux en aérosols marins n'augmentent en période glaciaire que d'un facteur 5 alors que les flux en aérosols minéraux augmentent d'un facteur 30. (Legrand et al., 1987). L'augmentation 6 fois plus importante du flux des aérosols minéraux venant de Patagonie par rapport aux aérosols marins se formant au niveau de la mer pourrait être attribuée pour une bonne partie à l'augmentation du paramètre « capacité de la source continentale à produire des particules mobilisables » en Patagonie en période glaciaire. Les résultats des modèles, lorsqu'ils prennent en compte l'aérosol marin, vont en effet dans ce sens (Andersen et Ditlevsen, sous presse). Mais la définition des sources pour l'aérosol marin comporte aussi des inconnues du fait de la plus grande extension de la glace de mer au LGM (Genthon, 1993).

Quoiqu'il en soit, la contribution aux valeurs de flux de ce paramètre régulateur à la source, bien qu'importante, est certainement accompagnée de la variation d'autres paramètres auxquels cette étude n'apporte pas de réponse :

- les variations de l'aridité à la source,
- les variations de la fréquence des cyclones,
- les variations des vitesses / fréquence des vents de surface en dehors des périodes de cyclone,
- les variations des régimes de précipitation qui lessivent les particules,
- les variations de la latitude moyenne du front polaire au niveau de l'Amérique du Sud, qui pourrait résulter entre autre de l'extension plus importante de la glace de mer en période glaciaire,
- les variations de la trajectoire moyenne et de la vitesse moyenne du jet stream.

Lorsque les AGCMs arriveront à reproduire les flux glaciaires observés, ils seront en mesure de mieux évaluer les contributions des variations des circulations atmosphériques. Une thèse est en cours de rédaction sur ce sujet (Andersen K, en préparation). La première étape a entre autre consisté à modifier les paramètres de prescription de la source Patagonienne dans le nouveau modèle LMDZ AGCM. Les résultats obtenus sont encourageants puisqu'ils arrivent à simuler, en Antarctique, les variations de flux entre périodes glaciaires et périodes interglaciaires (Andersen et al., soumis).

4.7.4 Le problème du LGM : le mode à 14 μ m

En ce qui concerne le mode à 14 μ m enregistré seulement au LGM, nous pouvons supposer que les deux sources les plus probables sont : soit la Patagonie, soit les Vallées Sèches de la chaîne transantarctique.

Pour une source en Patagonie, il faut imaginer des vents de surface très violents qui injectent des particules plus haut que pendant les autres stades dans la troposphère (identique aux injections de matériel volcanique). Cependant un tel schéma déplacerait l'ensemble de la distribution des particules vers un mode plus gros mais n'entraînerait pas la superposition de deux modes, l'un à 2-3 μ m, l'autre à 14 μ m.

La source la plus vraisemblable semble donc être située dans les Vallées Sèches. Si l'on applique le schéma de circulation qui existe à l'actuel en Antarctique, on peut imaginer que le vent catabatique s'engouffrant dans les Vallées, entraînait la mise en suspension des particules. Celles-ci étaient ensuite soulevées à plusieurs km d'altitude avant d'être reprises dans le courant d'ouest dirigé vers le centre Antarctique de l'Est. Cette trajectoire aurait connu des conditions favorables uniquement au LGM.

4.7.5 Conclusion

Dans cette partie, nous avons essayé d'apporter quelques réponses qui permettent de mieux caractériser les poussières, entre autre pour des travaux de modélisation.

Il est d'abord proposé une redéfinition de la source « Patagonie » mais aussi de la source « Nouvelle Zélande », pour les périodes glaciaires : dans ces régions, il semble nécessaire d'une part, d'augmenter le paramètre définissant la capacité de la source à produire des particules mobilisables et, d'autre part, d'étendre la définition géographique de ces sources aux plateaux continentaux émergés.

Nous avons ensuite essayé d'intégrer le transport entre la Patagonie et l'Antarctique de l'Est dans le schéma de circulation générale. Les ondes de Rossby semblent être le principal vecteur des poussières continentales mais aussi volcaniques. La vitesse élevée du jet stream peut probablement expliquer le transport de particules de 50 μ m sur plusieurs milliers de kilomètres.

En ce qui concerne le flux de poussières, nous avons commencé par redéfinir l'ensemble des paramètres dont il dépend. En période glaciaire, l'augmentation de la quantité de particules disponibles à la source contribue à l'augmentation du flux en Antarctique de l'Est. En revanche, nos résultats ne permettent pas de conclure quant à la contribution d'éventuelles modifications des circulations atmosphériques.

Enfin, nous terminons en proposant une circulation intra-Antarctique à partir des Vallées Sèches pour expliquer le mode additionnel à 14 μ m observé au LGM.

4.8 AEROSOLS CONTINENTAUX : CONCLUSION

Les aérosols minéraux déposés à Vostok en période glaciaire et interglaciaire sont composés principalement d'argiles, de quartz et de feldspaths. Ce sont des particules d'une taille moyenne de 2-3 μm qui témoignent d'un transport atmosphérique sur de grandes distances (> 4000 km). Ils proviennent donc des zones continentales de l'hémisphère austral couvertes par des particules détritiques fines (les PSAs), c'est à dire l'Amérique du Sud et/ou l'Australie et/ou l'Afrique du Sud et/ou la Nouvelle Zélande. De plus, au LGM et à ce stade seulement, il existe un mode supplémentaire à 14 μm qui témoigne d'un transport sur de moins grandes distances. Par analogie avec les travaux réalisés sur les aérosols actuels dans d'autres régions du globe, ils ont vraisemblablement connu des temps de résidence d'environ une semaine et des altitudes de transport comprises entre 5 et 7 km environ. A l'actuel, les flux enregistrés à Vostok sont d'environ 2 $\text{mg}/\text{m}^2/\text{an}$. En revanche, en période glaciaire, on enregistre des valeurs de flux 10 à 30 fois supérieures. Voici, en quelques lignes les caractéristiques des aérosols minéraux déposés à Vostok tels qu'on les connaissait au début de cette étude.

A partir de ces seules informations, les simulations des AGCMs n'arrivent pas à reproduire les valeurs de flux en période glaciaire. Un des paramètres demande à être mieux déterminé : le paramètre source. Pour identifier ce paramètre, nous avons proposé d'utiliser les propriétés isotopiques des minéraux, à savoir leur capacité à montrer, dans certaines conditions, des compositions isotopiques différentes en Sr et Nd en fonction du désert source considéré.

Les analyses $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ et $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ont été réalisées en deux séries, tant pour la caractérisation des signatures des sources que pour la caractérisation de la signature des poussières de Vostok.

Sur le plan analytique, un TIMS « classique » a été utilisé pour effectuer l'ensemble des mesures sur les PSAs (réalisées par F. Grousset, M. Revel, P. Biscaye) ainsi que sur les échantillons de poussières de la première série, c'est à dire les stades glaciaires 2, 4 et 6. Par la suite, nous avons montré qu'il est possible de déterminer la signature des poussières en $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ et $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ à partir de moins de 0,5 mg d'aérosols (moins de 1 ng de Nd), ce qui a permis de mesurer la signature de poussières déposées en période interglaciaire à partir de quantités raisonnables de glace (~ 2kg). Pour cela, nous avons utilisé un spectromètre de masse adapté à de telles mesures (très bonnes conditions de propreté, détecteur performant, mesure du NdO). Les stades mesurés dans cette 2ème

série sont les stades Holocène (1) et Eemien (5) pour les périodes interglaciaires, et les stades 2, 6, 8, 10 et supposé 12 pour les périodes glaciaires.

Concernant l'extraction des échantillons de poussières à partir de l'eau de fonte, deux méthodes ont été utilisées : l'évaporation (1ère série) et la centrifugation (2ème série). La seconde méthode est la mieux adaptée puisqu'elle permet de s'affranchir de la contamination par du Sr_{marin} .

La signature isotopique des sources potentielles, à l'issue de la première série de mesures, permettait de distinguer des signatures différentes entre les particules détritiques produites par une croûte continentale ancienne (Antarctique de l'Est, Afrique du Sud, Australie) et les zones orogéniques caractérisées par un mélange croûte continentale ancienne / matériel volcanique (sud de l'Amérique du Sud, Nouvelle Zélande, Chaîne Transantarctique).

Toutefois, une étude théorique basée sur quelques exemples de travaux a montré que, au sein d'un PSA, la signature isotopique est susceptible de varier en fonction de la granulométrie. Ce phénomène est la conséquence de fractionnements minéralogiques, élémentaires et granulométriques, résultant à la fois de la nature de la roche initiale, de son altération et de son transport. La conclusion essentielle de ce travail est méthodologique : « Pour déterminer de façon rigoureuse la provenance d'aérosols minéraux en utilisant leur signature isotopique, il est nécessaire de les comparer avec les signatures des particules mobilisables des PSAs de granulométrie équivalente ».

Nous avons donc mené une étude plus détaillée des variations de la composition isotopique en fonction de la granulométrie de quelques échantillons des PSAs. Pour un échantillon donné, ces variations isotopiques mesurées pour différentes granulométries semblent rester à l'intérieur du champ des signatures définies par l'ensemble des échantillons du PSA auquel il appartient. En ce qui concerne plus particulièrement le plateau continental argentin émergé en période glaciaire, nous l'avions, à l'issue de la 1ère série, séparé de l'Amérique du Sud. L'étude granulométrique réalisée ultérieurement a montré qu'il n'est pas possible de le distinguer géochimiquement de la Patagonie.

Ainsi, en comparant les signatures des poussières éoliennes déposées à Vostok avec la signatures des PSAs inférieures à 5 μm , nous avons montré que leur source se situe au sud de l'Amérique du Sud (que nous avons appelé « Patagonie »), en période glaciaire comme en période interglaciaire. Géochimiquement, les aérosols de Vostok représentent un mélange entre minéraux argileux néoformés issus principalement de l'altération du

matériel volcanique andin ainsi que du matériel détritique provenant de formations métamorphiques, plutoniques ou sédimentaires andines.

En complétant notre étude par des données géomorphologiques, nous concluons que la source « Patagonie » était, en période glaciaire, une source active s'étendant depuis la chaîne andine jusqu'au plateau continental émergé. Les Andes, alors couvertes par d'importants glaciers, alimentaient cette plaine d'épandage fluvio-glaciaire par des décharges régulières de matériel détritique.

L'identification de l'origine patagonienne constante au cours des périodes climatiques des poussières déposées à Vostok nous a amenés à proposer une modification de la source « Patagonie » en période glaciaire dans les AGCMs en l'étendant au plateau continental d'une part, mais surtout en augmentant de façon importante le facteur qui paramétrise la disponibilité des particules à la source.

Nous avons aussi essayé d'illustrer comment la trajectoire Patagonie-Antarctique de l'Est peut s'intégrer dans les circulations troposphériques à grande échelle. Il semble que la circulation péri-Antarctique accélérée définie par l'onde de Rossby soit le principal vecteur de transport, non seulement des particules continentales, mais aussi des particules volcaniques venant des îles Sandwichs.

En ce qui concerne le problème de l'augmentation du flux, nous avons montré qu'il est fonction de plusieurs paramètres : la capacité de la source à produire des particules mobilisables, son aridité, sa rugosité, la vitesse et la fréquence des vents de surface et des courants ascendants, et la vitesse moyenne des vents géostrophiques. A partir de cette synthèse et en interprétant l'augmentation des flux de l'aérosol marin en période glaciaire ($\times 5$) comme résultant des seules modifications des paramètres atmosphériques, on peut penser que l'augmentation du flux de poussières ($\times 10$ à 30) est, pour une bonne part, la conséquence de la présence de la couverture de particules détritiques fluvio-glaciaires qui caractérisait la Patagonie pendant les périodes glaciaires.

4.9 PROSPECTIVES

Pour poursuivre ce travail, outre de terminer à Mayence les mesures de la seconde série, de nombreux travaux sur les poussières peuvent être envisagés :

Concernant la signature des poussières de la chaîne Transantarctique, il serait intéressant de mesurer les signatures isotopiques des poussières prélevées à proximité

de celles-ci, dans le forage de Hercules névé. Les concentrations en poussières viennent d'y être étudiées (Maggy et Petit, en préparation). De plus, des échantillons de particules détritiques fines ont été prélevés dans les Vallées Sèches pour lesquels il serait souhaitable de faire des séparations granulométriques et des mesures, au moins sur la fraction inférieure à $3\mu\text{m}$ et sur la fraction $10\text{-}20\mu\text{m}$. Si ces signatures s'avèrent discriminantes une mesure audacieuse pourrait consister à séparer les deux modes par filtration pour les poussières du LGM. Aux vues des résultats obtenus sur les faibles quantités de poussières interglaciaires, de telles mesures devraient être possibles.

Il serait aussi intéressant de développer avec plus de précision la signature des poussières de Patagonie, non seulement en fonction de leur granulométrie, mais aussi en fonction de la localisation afin de voir si les deux pôles « croûte continentale » et « volcanique » de l'hyperbole de mélange correspondent à différentes zones géographiques. Un tel résultat pourrait avoir des conséquences pour les variations de signatures entre période glaciaire et interglaciaire. De nouveaux échantillons devraient être envoyés par une équipe argentine qui travaille sur les loess, tandis que d'autres échantillons devraient être collectés dans les Andes (ORSTOM).

Concernant les mesures sur la glace, il serait intéressant d'échantillonner de nouveaux points pour avoir une meilleure statistique afin de comprendre les différences observées entre la première et la seconde série de mesure.

Un développement possible serait d'utiliser, en plus des rapports isotopiques $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ et $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, le rapport $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$. Les Andes, marquées par un volcanisme plus récent que la chaîne Transantarctique, devraient donner des âges modèles plus jeunes. Les valeurs dont nous disposons sur nos poussières sont, pour les échantillons de la première série $4,4 \cdot 10^9 < T_{\text{DM}}^{\text{Nd}} < 8 \cdot 10^8$ et pour 2873 m $1,24 \cdot 10^9$. Pour comparaison, les âges modèles calculés pour les aérosols du Sahara reportés sur la Figure 4-24 donnent : $1,3 \cdot 10^9 < T_{\text{DM}}^{\text{Nd}} < 2 \cdot 10^9$.

Un autre développement envisageable serait d'étendre notre système isotopique de discrimination Sr et Nd à un troisième élément dont les signatures se sont révélées indispensables dans le cadre de l'étude des sources des poussières au Groenland (Biscaye et al., sous press) : les isotopes du plomb.

4.10 REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Albarède F., Introduction to geochemical modeling, Cambridge Univ. Press, 543p, 1995.
- Alley R.B., Finkel R.C., Nishiizumi K., Anandakrishnan S., Shuman C.A., Mershon G., Zielinski G.A., Mayewski P.A., Changes in continental and sea salt atmospheric loadings in Central Greenland during the most recent deglaciation models-based estimates, *J. Glaciol.*, 41, 139, 503-514, 1995.
- Andersen K., Genthon C., Modeling the transportation of dust to the Arctic with an extended source formulation, ?, 1996.
- Andersen K., Ditlevsen P., Glacial / Interglacial variations of meridional transport and washout of dust : 1D model, *J. Geoph. Res.*, sous presse.
- Andersen K., Armengault A., Genthon C., Atmospheric dust under glacial and interglacial conditions, *J. Geophys. Res.*, soumis en déc. 97.
- Andersen K., Modeling of atmospheric dust under different climatic conditions, PhD dissertation, University of Copenhagen, en préparation.
- Andreae M.O., Climatic effects of changing atmospheric aerosol levels, in A. Henderson-Sellers (ed.) *World Survey of Climatology*, Vol. 16, Future Climates of the World, Elsevier, Amsterdam, 1996.
- Biscaye P.E., Mineralogy and sedimentation of recent deep sea clay in the Atlantic ocean and adjacent seas and oceans, *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 76, 803-832, 1965.
- Biscaye P.E., Dasch E.J., The rubidium-strontium isotope system in deep sea sediments : Argentine basin, *J. Geophys. Res.*, 76, 5087-5096, 1971.
- Biscaye P.E., Strontium isotope composition and sediment transport in the Rion de la Plata estuary, in *Environmental Framework of Coastal Plain Estuaries*, B.W. (Ed.), *Geol. Soc. of Amer. Memoir*, 133, 349-357.
- Biscaye P.E., Grousset F.E., Dasch E.J., Huon S., Rb-Sr isotope system as a tracer of provenance in Atlantic Holocene sediments and aerosols, *Marine Geology*, 1996.
- Biscaye P.E., Grousset F.E., Revel M., Van Der Gaast S., Zielinsky G.A., Vaars A., Kukla G., Asian provenance of glacial dust (Stage 2) in the GISP ice core, summit, Greenland, *J. Geophys. Res.*, GISP2/GRIP special issue, sous presse.
- Blum J.D., Erel Y., Brown K., $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios of Sierra Nevada stream waters : implications for relative mineral weathering rates, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 58, 5019-5029, 1994.
- Bonorino F.G., Soil clay mineralogy of the pampa plains, Argentina, *J. Sed. Petr.*, 36, 4, 1026-1035, 1966.
- Briat M., Royer A., Petit J.R., Lorius C., Late glacial input of eolian continental dust in the Dôme C ice core : additional evidence from individual microparticle analysis, *Ann. Of Glaciology*, 3, 27-31, 1982.
- Bowler J.M., Aridity in Australia : Age, Origins and Expression in Aeolian Landforms and Sediments, *Earth Sci. Rev.*, 12, 279-310, 1976.
- Broecker W.S., Denton G.H., The role of ocean-atmosphere reorganizations in glacial cycles, *Quat. Sci. Rev.*, 9, 305-341, 1990.
- Burckle L.H., Gayley R.I., Ram M., Petit J.R., Diatoms in Antarctic ice cores : Some implications for the glacial history of Antarctica, *Geology*, 16, 326-329, 326-329, 1989.
- Clapperton C.M., Nature of environmental changes in South America at the Last Glacial Maximum, *Paleo., Paleo., Paleo.*, 101, 189-208, 1993.
- Clapperton C.M., Quaternary geology and geomorphology of South America, Elsevier, 780p, 1993.
- Cragin J.H., Herron M., Langway C.J., Klouda G., Interhemispheric comparison of changes in the composition of atmospheric precipitations during the late Cenozoic era, SCOR/SCAR, Polar Oceans Conference, Mc Gill (eds.), Univ of Montreal, Canada, 617-631, 1977.
- Cunningham W.C., Zohler W.H., The chemical composition of remote area aerosols, *J. Aerosol Sci.*, 12, 4, 367-384, 1981.
- Dasch E.J., Strontium isotopes in weathering profiles, deep-sea sediments and sedimentary rocks, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 33, 1521-1552, 1969.
- Davidson C.I., Bergin M.H., Kuhns H.D., The deposition of the particles and gases to the ice sheets, NATO ASI Series, Vol. I 43, Chemical exchange between the atmosphere and polar snow, E. Wolff et R. Bales (eds.), Vol. I 43, 275-306, 1996.
- De Angelis M., Barkov N.I., Petrov V.N., Aerosols concentrations over the last climatic cycle (160 kyr) from an Antarctic ice core, *Nature*, 325, 318-321, 1987.
- De Angelis M., Barkov N.I., Petrov V.N., Source of continental dust over Antarctica during the last climatic cycle, *J. Atm. Chem.*, 14, 233-244, 1992.
- De Paolo D.J., Manton W.I., Grew E.S., Halpern M., Sm-Nd, Rb-Sr, U-Th-Pb systematics of granulite facies rocks from Fyfe Hills, Enderby Land, Antarctica, *Nature*, 298, 614-618, 1982.
- Delmas R.J., Petit J.R., Present Antarctic aerosol composition : a memory of ice age atmospheric dust?, *Geoph. Res. Lett.*, Vol 21, 10, 879-882, 1994.
- Derry L.A., France-Lanord C., Neogene Himalaya weathering history and river $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$: impact on the marine Sr record, *Earth. Planet. Sci. Lett.*, 142, 59-74, 1996.
- Dickin A.P., Radiogenic isotope geology, Cambridge Univ. Press, 452p, 1995.
- Duce R.A., Sources, Distributions, and Fluxes of Mineral Aerosols and their Relationship to climate, in R.J. Charlson and J. Heintzenberg (eds) Dahlem Workshop on Aerosol Forcing of Climate, May 1994, Berlin, 43-72, 1995.
- Ewart A., Stipp J.J., Petrogenesis of the volcanic rocks of the Central North Island, New Zealand, as indicated by a study of $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios, and Sr, Rb, K, U, and Th abundances, *Geo. Cosm. Acta*, 32, 699-736, 1968.
- Faure G., Principles of isotope geology, Wiley, 589p, 1986.
- Francis P.W., Moorbath S., Thorpe R.S., Strontium isotope data for recent andesites in Ecuador and North Chile, *Earth. Planet. Sci. Lett.*, 37, 197-202, 1977.
- Frost C.D., Don Winston, Nd isotope systematic of coarse and fine grained deimants : examples from the middle proterozoic belt -Purcell supergroup, *J. Geol.*, 95, 309-327, 1987.

- Futa K, Stern C.R., Sr and Nd isotopic and trace element composition of Quaternary volcanic centers of the southern Andes, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 88, 253-262, 1988.
- Gallet S., Jahn B., Van Vliet Lanoe B., Dia A., Rossello E., Loess geochemistry and its implications for particle origin and composition of the upper crust, *Earth. Planet. Sci. Lett.*, sous presse.
- Gaudichet A., De Angelis M., Lefevre R., Petit J.R., Korotkevitch Y.S., Petrov V.N., Mineralogy of insoluble particles in the Vostok Antarctic ice core over the last climatic cycle (150 kyr), *Geoph. Res. Lett.*, Vol 15, 13, 1471-1474, 1988.
- Gaudichet A., De Angelis M., Joussaume S., Petit J.R., Korotkevitch Y.S., Petrov V.N., Comments on the origin of dust in East Antarctica for present and ice age conditions, *J. Atm. Chem.*, 14, 129-142, 1992.
- Genthon C., Simulations of desert dust and sea -salt aerosols in Antarctica with a general model of the atmosphere, *Tellus*, 44B, 371-389, 1993.
- Genthon C., Armengaud A., GCM simulations of atmospheric tracers in the polar latitudes : South Pole (Antarctica) and Summit (Greenland) cases, *Sci. Tot. Env.*, 160/161, 101-116, 1995.
- Gillette D.A., Are Changes in dust sedimentation to polar regions a sign of dust production due to a climatic sensitive variable or more efficient atmospheric transport? And where does the dust come from?, In : *Precipitation scavenging and atmosphere surface exchange*, S.E. Schwartz, W.G.N. Slinn (eds.), Vol 3, 1719-1732, 1991.
- Mc Ginnies W.G., Desert of the world, An appraisal of research into their physical and biological environments, W.G. Mc Ginnies, B.J. Goldman and P. Paylore (eds), 1968.
- Goldstein S.L., O'Nions R.K., Hamilton P.J., A Sm-Nd isotopic study of atmospheric dusts and particulates from major river systems, *Earth. Planet. Sci. Lett.*, 70, 221-236, 1984.
- Goldstein S.L., Jacobsen S.B., The Nd and Sr isotopic systematics of river-water dissolved material : implications for the sources of Nd and Sr in sea water, *Chem. Geol.*, (Isot. Geosc. Section), 66, 245-272, 1987.
- Goldstein S.L., Jacobsen S.B., Nd and Sr isotopic systematics of river water suspended material : implications for crustal evolution, *Earth. Planet. Sci. Lett.*, 87, 249-265, 1988.
- Grousset F.E., Biscaye P.E., Zindler A., J. Prospero, R. Chester, Neodymium isotopes as tracers in marine sediments and aerosols : North Atlantic, *Earth. Planet. Sci. Lett.*, 87, 367-378, 1988.
- Grousset F.E., Biscaye P.E., Revel M., Petit J.R., Pye K., Joussaume S., Jouzel J., Antarctic (Dôme C) ice-core dust at 18 k.y. B.P. : Isotopic constraints on origins, *Earth. Planet. Sci. Lett.*, 111, 175-182, 1992.
- Hammer C.U., Clausen H.B., Dansgaard W., Neftel A., Kristinsdottir P., Johnson E., Continuous impurity analysis along the Dye 3 deep core, *Geophy. Monog.*, 33, 90-94, 1985.
- Harvey D., Climatic impact of ice-age aerosols, 334, 333-335, 1988.
- Hawkesworth C.J., Norry M.J., Roddick J.C., Baker P.E., Francis P.W., Thorpe R.S., $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, and incompatible element variations in calc-alkaline andesites and plateau lava from South America, *Earth. Planet. Sci. Lett.*, 42, 45-57, 1979.
- Jacobsen S.B., Wasserburg G.J., Sm-Nd isotopic evolution of chondrites, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 50, 139-155, 1980.
- Joussaume S., Desert dust and climate : an investigation using an atmospheric general circulation model, In : *Paleoclimatology and Paleometeorology : Modern and Past Patterns of Global Atmospheric Transport*, M. Leinen and M.Sarnthein (eds) NATO Workshop, 253-263, 1989.
- Joussaume S., Paleoclimatic tracers : An investigation using an atmospheric general circulation model under ice age conditions, 1. Desert Dust, *J. Geophys. Res.*, 98, 2767-2805, 1993.
- Joussaume S., Jouzel J., Paleoclimatic tracers : An investigation using an atmospheric general circulation model under ice age conditions, 2. Water isotopes, *J. Geophys. Res.*, 98, 2807-2830, 1993.
- Jouzel J., Raisbeck G., Benoit J.P., Yiou F., Lorius C., Raynaud D., Petit J.R., Barkov N.I., Korotkevitch Y.S., Kotlyakov V.M., A comparison of deep antarctic ice cores and their implications for climate between 65,000 and 15,000 years ago, *Quat. Res.* 31, 135-150, 1989.
- Jouzel J., Waelbroeck R., C., Malaize B., Bender M., Petit J.R., Stievenard M., Barkov N.I., Barnola J.M., King T., Kotlyakov V.M., Lipenkov V., Lorius C., Raynaud D., Ritz C., Sowers T., Climatic Interpretation of the recently extended Vostok ice records, *Climate Dynamics*, in press.
- Kukla G., Zhisheng A., Loess stratigraphy in Central China, *Palaeo.*, *Palaeo.*, *Palaeo.*, 72, 203-225, 1989.
- Kukla G., Cilek V., Plio-Pleistocene megacycles : record of climates and tectonics, *Palaeo.*, *Palaeo.*, *Palaeo.*, 120, 171-194, 1996
- 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.
- Lancaster N., Paleoenvironmental implications of fixed dune systems in Southern Africa, *Palaeo.*, *Palaeo.*, *Palaeo.*, 33, 327-346, 1981.
- Legrand M., Lorius C., Barkov N.I., Petrov V.N., Vostok (Antarctica) ice core : atmospheric chemistry changes over the last climatic cycle (160 000 years), *Atmosph. Env.*, 22, 2, 317-331, 1988.
- Legrand M., Mayewski P., Glaciochemistry of polar ice cores, a review, *Reviews in Geoph.*, 35, 3, 219-243, 1997.
- Lemasurier W.E., Thompson J.W., Volcanoes of the Antarctic plate and southern oceans, *Antarctic Research Series*, vol 48, 487p, 1989.
- McLennan S.M., McCulloch M.T., Taylor S.R., Maynard J.B., Effects of sedimentary sorting on neodymium isotopes in dee-sea turbidites, *Nature*, 337, 547-549, 1989.
- McLennan S.M., Taylor S.R., McCulloch M.T., Maynard J.B., Geochemical and Nd-Sr isotopic composition of deep sea turbidites : crustal evolution and plate tectonic associations, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 54, 2015-2050, 1990.

- Mounier L., Etude des microparticules insolubles déposées dans la glace Antarctique au cours du dernier cycle climatique, Thèse, Université Scientifique Technologique et Médicale de Grenoble, 179p, 1988.
- Nesbitt H.W., Young G.M., Formation and diagenesis of weathering profiles, *J. Geol.*, 97, 129-147, 1988.
- Nesbitt H.W., Young G.M., McLennan S.M., Keays R.R., Effects of chemical Weathering and sorting on the petrogenesis of siliclastic sediments, with Implications for provenance studies, *J. Geol.*, 104, 525-542, 1996.
- Overpeck J., Rind D, Laciš A, Healy R., Possible rôle of dust induced regional warming in abrupt climate change during the last glacial period, *Nature*, 384, 447-449, 1996.
- Palais J., Petit J.R., Lorius C., Korotkevitch Y.S., Tephra layers in the Vostok ice core : 160,000 years of southern hemisphere volcanism, *Antarctic Journal, Review*, 98-100, 1989.
- 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 and implications of the Vostok core dust record, *Nature*, 343, 56-58, 1990.
- Pye K., Eolian dust and dust deposits, Academic Press, Harcourt Brace Jovanovich (eds), 334p, 1989.
- Prospero J.M., The Atmospheric Transport of Particles to the Ocean, in V. Ittekkot, P. Schäfer, S. Honjo and P. J. Depetris (eds), *Particle Flux in Ocean, SCOPE 57*, 396pp, 18-52, 1996.
- Raffy V., Etude et validation d'un modèle lagrangien de trajectoires en régions polaires, mémoire de DEA « Climat et Physicochimie de l'atmosphère », resp C. Genthon , 34p, 1997.
- Rollinson H.R., Using Geochemical data : evaluation, presentation, interpretation, Longman Scientific & Technical, John Wiley & Sons, Inc, New York eds, 1993, 352p.
- Rea D.K., The paleoclimatic record provided by eolian deposition in the deep sea : the geologic history of wind, *Rev. of Geoph.*, 32, 2, 159-195, 1994.
- Schütz L. et Rahn A., Trace-element concentrations in erodible soils, *Atmos. Env.*, 16, 1, 171-176, 1982.
- Schütz L. et Seibert M., Mineral aerosols and source identification, *J. Aerosol Sci.*, 18, 1, 1-10, 1987.
- Shackleton N.J., Oxygen isotopes, ice volume and sea level, *Quaternary Sci. Rev.*, 6, 183-190, 1987.
- Sinclair M., An objective cyclone climatology for the southern hemisphere, *Amer. Meteo. Soc.*, 122, 2239-2256, 1994.
- Strahler A., Strahler A., Physical geography : science and systems of the human environment, John Wiley & Sons, Inc, 637p, 1997.
- Taylor S.R., Mc Lennan S.M., McCulloch M.T., Geochemistry of loess, continental crustal composition and crustal model ages, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 47, 1897-1905, 1983.
- Taylor S.R., Mc Lennan S.M., The continental crust : its composition and evolution. Blackwell Scien. Pub., 312p, 1985.
- Tegen I., Laciš A., Fung I., The influence on climate forcing of mineral aerosols from disturbed soils, *Nature*, 380, 419-422, 1996.
- Teruggi, The nature and origin of Argentine loess. *Journal of sedimentary petrology*, 27(3), 322-332.
- Thompson L.G., Mosley Thompson E., Petit J.R., Glaciological interpretation of microparticle concentrations from the French 905 m Dome C, Antarctica core, in Sea level, ice and climatic change, Proceedings of the Canberra Symposium, Dec. 1979, IAHS Publ., 131.
- Thompson L.G., Mosley Thompson E., Microparticles concentration variations linked with climatic change : evidence from polar ice cores, *Science*, 212, 812-815, 1981.
- Thompson L.G., Mosley Thompson E., Davis M.E., Lin P.N., Henderson K.A., Cole Dai J, Bolzan D, Liu K.B., Late glacial stage and Holocene tropical ice records from Huascarán, Peru, *Science* 212, 812-815, 1995.
- Tooley M.J., Long term changes in eustatic sea level, In : Climate and sea level change, Observations, Projections and Implications, R.A. Warrick, E.M. Barrow and T.M. L. Wigley (eds.), 81-107, 1993.
- Wyputta U., On the transport of trace elements into Antarctica using measurements at the Georg-Von-Neuymayer station, *Tellus* 49B, 93-111, 1997.
- Yung Y.L., Lee T., Wang C.H., Shieh Y.T., Dust : a diagnostic of the hydrologic cycle during the Last Glacial Maximum, *Science*, 271, 962-963, 1996.
- Zarate M., Blasi A, Late Pleistocene-Holocene deposits of the southern buenos aires province, Argentina : a preliminary model, *Quaternary International*, 17, 15-20, 1993.
- Zielinski G.A., Mershon G.R., Paleoenvironmental implications of the insoluble microparticle record in the GISP2 (Greenland) ice core during the rapidly changing climate of the Pleistocene-Holocene transition, *Geol. Soc. Am. Bull.*, in press.

5. CONCLUSIONS ET PROSPECTIVES

L'objectif principal de la thèse était d'identifier les sources des aérosols volcaniques et continentaux déposés à Vostok au cours des 300 000 dernières années. Nous avons pour cela utilisé des outils géochimiques permettant de caractériser l'origine de ces aérosols (volcans ou zones désertiques). Il s'est avéré que, outre de documenter les circulations atmosphériques, ce travail a ouvert la porte à d'autres applications dans des domaines aussi différents que la glaciologie, la climatologie, les techniques d'analyses des aérosols ou encore la géochimie des magmas et des roches détritiques.

5.1 AÉROSOLS VOLCANIQUES : IDENTIFICATION DES SOURCES ET APPLICATIONS CLIMATOLOGIQUES

En ce qui concerne les aérosols volcaniques (cendres et acides), nous avons présenté dans le mémoire les travaux portant sur les couches de cendres visibles. Les esquilles de verre (diamètre compris entre 5 et 50 μm) de 20 couches de cendres ont été analysées en éléments majeurs par microsonde électronique (CRMP Clermont Ferrand puis avec la collaboration de J.P. Eissen, ORSTOM Brest). Les signatures de ces éléments ne sont cependant pas suffisamment discriminantes pour identifier la source. Pour 13 d'entre elles, nous avons analysé (en collaboration avec F. Grousset) les concentrations en éléments traces (ICP-MS, Bordeaux) et les compositions isotopiques en Sr et Nd (TI-MS, Toulouse). Parallèlement, les critères de discrimination géochimique des volcans potentiellement sources ont été obtenus à partir d'une synthèse bibliographique. La comparaison des signatures, qui a porté sur les caractéristiques complémentaires de différents éléments analysés, a permis d'identifier plusieurs volcans ou régions volcaniques sources. La région source la plus fréquente est représentée par les îles Sandwichs (7 horizons). Trois autres sources ont été identifiées : Marie Byrd Land, la Péninsule Antarctique et la zone volcanique du sud de l'Amérique du Sud, chacune d'entre elles étant représentée par un horizon. La localisation géographique de ces sources ne semblent pas présenter de relation avec les variations climatiques.

La couche du niveau située à 1996 m dans le forage 5G semble pouvoir être attribuée à l'éruption du Mt Berlin qui a été datée indépendamment à 141 ka. Ce résultat préliminaire, qui demande à être confirmé par les éléments traces (Collaboration initiée avec N. Dunbar, New Mexico Institute of Mining and Technology), serait en accord avec l'âge de la glace fourni par le modèle de datation EGTm. Bien que n'apportant pas d'information nouvelle, ce résultat a cependant le mérite d'ouvrir, à plus long terme, des perspectives de datation absolue des forages polaires.

L'autre application à la fois glaciologique et climatique concerne l'utilisation des horizons volcaniques comme marqueurs stratigraphiques de corrélations entre forages. Nous avons montré que les couches de cendres permettent de corréler les forages profonds de Vostok (3G, 4G2, 5G). Elles mettent en évidence des décalages des valeurs des profondeurs jusqu'à 5,5 m (environ 600 ans), liés aux aléas technologiques des forages. Ce résultat devra être pris en compte dans les interprétations des travaux qui utilisent simultanément les différents forages de Vostok pour étudier les variations des paramètres climatiques à haute résolution temporelle.

A plus grande échelle, de telles corrélations entre le forage de Vostok et le futur forage de Dôme C d'une part, et entre les carottes glaciaires et marines d'autre part (projet VARIANTE), pourraient permettre de corréler leurs enregistrements climatiques respectifs. L'intérêt principal de ces corrélations stratigraphiques indépendantes du climat serait de pouvoir argumenter l'avance, le retard, ou la synchronisation d'une part, des paramètres climatiques de l'atmosphère entre différents sites Antarctique, et d'autre part, entre les paramètres climatiques de l'atmosphère et ceux de l'océan. Dans cette optique, les retombées des éruptions cataclysmales (comme celle du Toba), si l'on parvient à les identifier avec certitude, devraient aussi permettre de corréler entre eux les enregistrements climatiques de l'hémisphère Nord et de l'hémisphère Sud.

5.2 LA PATAGONIE : SOURCE DES AEROSOLS CONTINENTAUX DE VOSTOK PENDANT LES 300 000 DERNIERES ANNEES

Les seconds traceurs utilisés sont les aérosols continentaux (diamètre ~2-3 µm) déposés et « échantillonnés » en continu dans la glace de Vostok depuis ~300 000 ans. Leurs concentrations dans les masses d'air parvenant à Vostok sont 10 à 30 fois plus importantes en période glaciaire qu'en période interglaciaire. Notre problématique était donc de répondre aux questions suivantes : la source des aérosols continentaux est-elle située dans les zones désertiques d'Afrique du Sud, d'Australie ou d'Amérique du Sud ?

Ou bien est-elle située en Nouvelle Zélande, ou au contraire, plus près, dans les zones non englacées de l'Antarctique ? Plusieurs sources contribuent-elles simultanément à l'alimentation de l'Antarctique de l'Est en aérosols minéraux ? Les sources varient-elles entre les climats des périodes glaciaires et les climats des périodes interglaciaires ?

Les premiers travaux de F. Grousset et de ses collaborateurs (1992) avaient apporté une réponse partielle en discriminant les sources désertiques par leurs compositions isotopiques en Sr et Nd. L'analyse d'un échantillon du LGM (forage de Dôme C) témoignait d'une source en Amérique du Sud. Nous avons donc étendu cette étude aux aérosols de Vostok pour les périodes glaciaires et interglaciaires. Pour les poussières des périodes interglaciaires, du fait des très faibles concentrations, le spectromètre que nous avons utilisé pour une première série de mesures de stades glaciaires (TI-MS, Finnigan MAT 261 de Toulouse) n'est pas assez sensible. Nous avons essayé d'utiliser, avec succès, un spectromètre de masse à très basses limites de détection (Max Plank Institute, Mayence, collaboration E. Jagoutz et F. Albarède). Cet appareil a permis de mesurer les isotopes du Sr et du Nd à partir de moins de 0,5 mg de poussières (quantité de Nd < 1 ng). Les poussières finalement mesurées concernent les stades climatiques Holocène (2 échantillons), stade 2 (2 éch.), stade 4 (1 éch.), stade 5 (1 éch.), stade 6 (3 éch.), stades 8, 10 et le stade supposé 12 (1 éch. par stade).

Parallèlement, en ce qui concerne la caractérisation isotopique des sources, nous avons cherché à affiner les signatures des particules détritiques susceptibles d'être mobilisées par déflation éolienne. C'est dans cette optique que M. Revel, P. Biscaye et F. Grousset ont analysé les signatures de quelques sources pour différentes granulométries. Une analyse plus théorique du problème, basée sur quelques exemples, permet de conclure que, pour ce type d'étude, il est nécessaire de comparer les signatures des particules de granulométrie équivalente à la source et au puits.

A l'aide de ces résultats sur les fractions inférieures à 5 µm, nous avons montré que les aérosols déposés à Vostok proviennent de Patagonie en période glaciaire et en période interglaciaire.

Une analyse plus détaillée de la signature des aérosols minéraux montre que, à l'intérieur de la signature Patagonie, les compositions des aérosols s'inscrivent dans l'enveloppe d'une hyperbole de mélange. Celle-ci est définie par deux pôles. L'un est caractérisé par une signature de roches volcaniques andines altérées ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ plus radiogénique que les roches volcaniques) et l'autre par une signature de roches métamorphiques, plutoniques ou sédimentaires (qui forment la structure de la chaîne andine). Or, il semble que la signature des échantillons des périodes interglaciaires montre, dans cette hyperbole, une tendance vers des signatures à caractère moins volcanique que les échantillons des périodes glaciaires. Cette tendance est un nouveau

problème à documenter et, si elle se confirmait, à interpréter en termes de variations de sources à l'intérieur de la Patagonie.

5.3 LES AEROSOLS DANS LE SCHEMA DE CIRCULATIONS TROPOSPHERIQUES ; INTERET POUR LES AGCMS

En complétant notre étude par des données géomorphologiques, nous avons vu qu'en période glaciaire, la « Patagonie » était une vaste plaine d'épandage activement alimentée par l'abrasion fluvio-glaciaire andine. Ce bassin détritique continental s'étendait depuis les Andes à l'ouest jusque sur le plateau continental émergé à l'est. Réalimenté de façon saisonnière, il constituait une source très importante de particules facilement mobilisables par déflation éolienne.

A partir de ce résultat, il semble donc nécessaire de modifier la source « Patagonie » pour les périodes glaciaires dans les AGCMS. Nous proposons pour cela d'une part, d'élargir son extension géographique jusque sur le plateau continental émergé (-120 m au LGM), et, d'autre part, d'augmenter la valeur du paramètre définissant les quantités de particules fines disponibles à la source.

Cette augmentation des quantités de particules fines disponibles à la source pourrait, d'autre part, contribuer de façon significative à l'augmentation des flux de poussières en période glaciaire. Le second paramètre contribuant à l'augmentation des flux est relatif aux circulations atmosphériques. Il est cependant difficile à ce jour de la relier spécifiquement aux variations d'un ou plusieurs phénomènes atmosphériques.

Les ondes de Rossby, qui forment une circulation circum-polaire accélérée, semblent être, en période glaciaire comme en période interglaciaire, le principal vecteur du transport des poussières continentales mais aussi volcaniques en direction de l'Antarctique de l'Est. En effet, la position latitudinale de ce courant-jet, caractérisé par des vitesses de vent élevées, est repoussée vers le Nord au niveau de la Péninsule. Ce schéma semble coïncider avec les trajectoires privilégiées Amérique du Sud - Iles Sandwichs - Antarctique de l'Est à la fois pour les poussières continentales et pour les cendres volcaniques. De plus, la vitesse élevée de ces masses d'air pourrait expliquer le transport des particules d'une cinquantaine de microns sur plus de 5000 km, lorsqu'elles sont injectées directement dans la troposphère.

En revanche, il semble que l'Afrique et l'Australie (poussières continentales) et la Nouvelle Zélande (poussières volcaniques) ne soient pas situées sur des trajectoires de masses d'air assurant un transport efficace vers l'Antarctique de l'Est. Si on fait

l'hypothèse que les ondes de Rossby jouent un rôle similaire dans ces régions, on pourrait s'attendre à retrouver leurs aérosols plutôt en Antarctique de l'Ouest.

Enfin, les trajectoires des aérosols émis directement en Antarctique à l'intérieur du vortex polaire sont plus énigmatiques. Pourquoi n'a-t-on trouvé qu'un seul horizon en provenance de Marie Byrd Land, (Antarctique de l'Ouest), alors que les volcans y sont très actifs et très explosifs ? Comment expliquer que le mode additionnel à 14 μm , si tant est qu'il vienne du continent Antarctique, ne soit observé qu'au LGM ?

Bien que de nouvelles questions apparaissent, nous avons montré dans cette thèse qu'il est possible de reconstituer des trajectoires de circulations atmosphériques dans le passé, à partir des aérosols volcaniques et continentaux archivés dans la calotte Antarctique au site de Vostok. A l'échelle globale, si cette étude ouvre des perspectives de corrélations d'enregistrements climatiques à grande distance, elle apporte cependant des informations qui ne concernent que les phénomènes troposphériques des hautes latitudes australes. Il est donc nécessaire de poursuivre ce type d'étude dans d'autres sites, tant sur les aérosols troposphériques (volcaniques et continentaux) que stratosphériques (volcaniques), si l'on veut arriver à comprendre et à intégrer, avec l'aide des modèles globaux, le rôle des aérosols dans les modifications des équilibres fragiles du climat.

ANNEXES

I. AÉROSOLS ACIDES D'ORIGINE VOLCANIQUE	257
A. INTRODUCTION	257
B. CONDUCTIVITÉ EN CONTINU SUR LES 7000 DERNIÈRES ANNÉES	258
1. TRAITEMENT DU SIGNAL	258
2. ECM DE 9 À 240 M.....	259
C. IDENTIFICATION DU TOBA	260
D. CONCLUSION	261
E. QUELQUES RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES	262
II. LES SYSTÈMES ISOTOPIQUES : ÉQUATIONS ET CONSTANTES	263
A. LES SYSTÈMES ISOTOPIQUES ÉTUDIÉS	263
1. LE SYSTÈME Rb/Sr	263
2. LE SYSTÈME Sm/ND	263
B. LES EQUATIONS UTILISÉES	264
1. LOI DE DÉCROISSANCE RADIOACTIVE	264
2. EQUATION DE BASE DE LA GÉOCHIMIE ISOTOPIQUE	264
3. EQUATIONS DE MÉLANGE.....	265
4. EQUATIONS D'ÂGES MODÈLES	268
C. EAU DE MER, CHUR ET DM : VALEURS UTILISÉES	269
1. STRONTIUM.....	269
2. NÉODYME.....	269
III. ANALYSES EN ÉLÉMENTS MAJEURS SUR PARTICULES INDIVIDUELLES	271

I. AEROSOLS ACIDES D'ORIGINE VOLCANIQUE

A. INTRODUCTION

Dans le paragraphe introductif du chapitre 3, « Aérosols volcaniques », nous avons vu que les aérosols acides (H_2SO_4 principalement, mais aussi d'autres acides comme HF ou HCL) représentent le second type d'empreinte volcanique dans la glace. Ces niveaux acides, lorsqu'ils ne sont pas accompagnés de grandes quantités de cendres, sont interprétés comme des dépôts résultant d'éruptions volcaniques très explosives ayant injecté le matériel volcanique dans la stratosphère (VEI>4).

L'étude des niveaux acides dans la glace présente de multiples intérêts :

- ⇒ étude de la dispersion et du transport des aérosols dans la stratosphère, lorsque la source est connue ;
- ⇒ étude de l'impact des aérosols volcaniques sur le climat, en mesurant, par exemple, les isotopes de l'eau (proxy des paléo-températures) à haute résolution avant et après un horizon acide ;
- ⇒ pour les éruptions dispersées à l'échelle globale (éruptions majeures), utilisation des horizons comme marqueur stratigraphique pour les corrélations entre les enregistrements climatiques glaciaires de l'hémisphère Nord et de l'hémisphère Sud et entre les enregistrements glaciaires et marins (où l'horizon peut être détecté par des cendres) ;
- ⇒ utilisation comme marqueur chronologique pour des éruptions majeurs historiques et préhistoriques.

Plusieurs méthodes peuvent être utilisées pour mettre en évidence de tels horizons :

- la mesure des teneurs en H^+ ;
- la mesure des teneurs en SO_4^{2-} ;
- la mesure de la conductivité solide, ECM (l'ECM est liée à la teneur en ions et montre des pics allant jusqu'à trois fois le bruit de fond au niveau des horizons volcaniques acides).

On trouvera l'essentiel des références bibliographiques dans les récents articles de Cole-Dai et al., 1997 et Hammer, 1997.

Dans le cadre de la thèse, différents travaux visant à exploiter le signal volcanique fourni par la conductivité ont été réalisés.

- Le premier objectif vise à documenter le volcanisme de la période Holocène pour laquelle on dispose de bases de données assez détaillées d'éruptions connues et un enregistrement continu en SO_4^{2-} au Groenland (GISP2);

- Le second objectif est de rechercher la « méga-éruption » du Toba (île de Sumatra, Indonésie) datée à 73 000 ans. Cette éruption d'une grande ampleur (la plus grande éruption Quaternaire connue) est susceptible d'avoir eu, à l'échelle globale, un impact climatique majeur.

B. CONDUCTIVITE EN CONTINU SUR LES 7000 DERNIERES ANNEES

1. Traitement du signal

Afin d'obtenir le signal volcanique en continu à Vostok sur la période Holocène, la conductivité des carottes issues de forages BH7 (100 m à 236 m) et BH8 (9 m à 130 m)(expédition 95-96) a été mesurée par JR. Petit et E. Lefèbre.

L'acquisition est effectuée mètre par mètre. Pour obtenir un signal en continu, le signal doit être coupé à chaque extrémité (début et fin de carotte). Il est nécessaire de supprimer aussi le signal lorsqu'il correspond à une zone où la carotte est cassée car le signal présente alors un artefact.

Afin de traiter les 240 m de carotte de manière automatique, mon travail a consisté à mettre au point un programme de traitement du signal. Le langage utilisé est le fortran. Le code est présenté à la fin de ce chapitre. Nous ne détaillerons pas ici

l'ensemble des sous-routines (pour le lecteur intéressé, un document avec des annotations manuscrites peut être fourni). Le programme a pour but de mettre en évidence des parties du signal qui n'ont pas de signification physique (montée du signal, artefact de carotte cassée, descente du signal), et de les supprimer. Ces parties de signal ont des variations très rapides. Le programme utilise donc, pour les reconnaître, les valeurs absolues élevées de la dérivée. Des routines supplémentaires permettent cependant de ne pas supprimer les pics volcaniques qui sont aussi des variations rapides du signal, mais de sens opposé.

2. ECM de 9 à 240 m

Le signal de conductivité complet obtenu est présenté à la fin de ce chapitre, 20 m par 20 m. Sur ce graphe, l'âge EGTm a été reporté en parallèle. Il représente un âge BP.

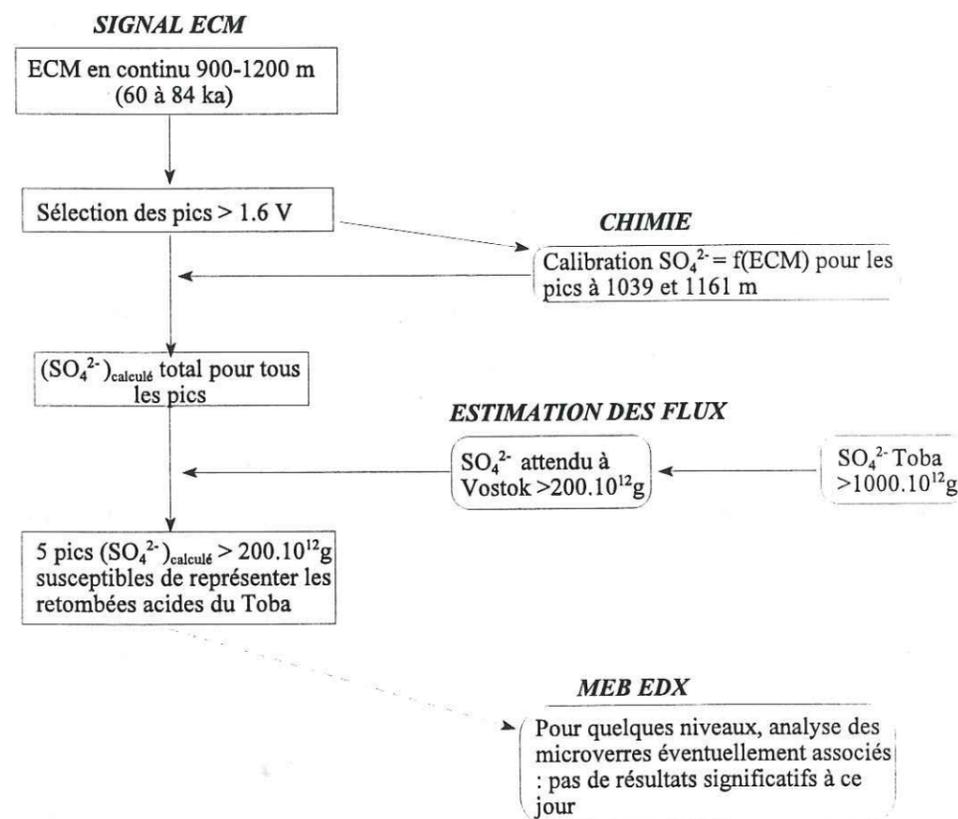
On constate que le niveau du bruit de fond augmente progressivement entre 9 et à peu près 150 m. Ceci est dû à la densification progressive du névé (close off à ~150m).

De nombreux pics volcaniques peuvent être mis en évidence à partir de ce signal. Certaines sont des éruptions connues. De plus, en comparant ce signal avec le signal SO_4^{2-} obtenu à GISP2 (Zielinski et al., 1994), il serait éventuellement possible de proposer des corrélations entre enregistrement de l'hémisphère Nord et de l'hémisphère Sud. Ce travail rigoureux reste à faire. On donnera ici cependant quelques points de repères :

Prof Vostok	Année d'éruption	Volcan (VEI)	Exemples d'identification dans d'autres forages
9.4 m	1815 AD	Tambora, Indonésie (7)	GISP2, Pole Sud, Byrd, Siple, ...
9.6 m	1809 AD	Inconnu	GISP2
14.30 m	1739 AD	Turamai, Japon (5)	? GISP2
18 m	1600 AD	Huaynaputina, Pérou (5)	? Pôle Sud
23 m	1450 AD	Kuwaé, Vanuatu	GISP2, Dryer, Siple
29.4 m	1259 AD	?	Pôle Sud, GISP2
46 m	750 ± 50 AD	Oshima, Japon (4)	GISP2
64 m	177 ± 10 AD	Taupo, Nouvelle Zélande (6)	GISP2
107.9 m	~ -1700 BC		? GISP2 à -1695
142.2 m	~ -3200 BC		? GISP2 à -3201
160 m	~ -4000 BC		? GISP2 à -3977 et -4035
196.8 m	~ 5700 BC		? GISP2 à -5676
212.8 et 213.5 m	~ 6400 BC		? GISP2 à -6398 et -6476 m

C. IDENTIFICATION DU TOBA

La démarche qui a été suivie afin d'identifier l'éruption du Toba (73 000 ans) est présentée sur le schéma suivant :



La conductivité a été mesurée au cours de différentes campagnes par JR Petit et E. Lefèbvre. La chimie a été mesurée par H. Saussol et M. Legrand (SO_4^{2-} et H^+). Mon travail a consisté d'abord à traiter le signal ECM entre 900 m (60 ka) et 1200 m (84 ka). Puis, en utilisant les résultats fournis par la chimie, les données ECM permettent d'obtenir une calibration par deux relations de la forme :

$$H_{\text{excès}}^+ = 5.275(\text{ECM} - \text{bdf})^3 + 1.15(\text{ECM} - \text{bdf})^2 + 2.04(\text{ECM} - \text{bdf})$$

et

$$(\text{SO}_4^{2-})_{\text{excès}} = 1.1H_{\text{excès}}^+ + 0.79$$

où ECM représente la valeur de conductivité et bdf la valeur de conductivité moyenne du bruit de fond avant et après le pic.

On obtient ainsi un signal SO_4^{2-} en fonction de la profondeur au niveau de chaque pic de conductivité. On intègre ensuite sur tout le pic pour obtenir une quantité d'acide

sulfurique totale retombée pour l'éruption. Ce travail a été réalisé pour tous les pics supérieurs à 1,6V.

D'autre part, à partir de calculs réalisés sur des retombées radioactives à la suite d'essais nucléaires d'une part, et des quantités d'acides obtenues pour les éruptions du Tambora et de 1259AD d'autre part, on peut estimer la quantité d'acide attendue à la suite de l'injection d'acide résultant de l'éruption. On conclut que 5 pics contiennent suffisamment d'acide pour correspondre aux retombées du Toba.

Des comptages au compteur coultter ont montré que, pour certains niveaux, la quantité de particules augmente au niveau des pics volcaniques. Un test d'analyse des microverres associés à quelques uns de ces niveaux a été réalisé. Pour cela, des mesures par MEB EDX sur des particules non polies ont été réalisées au CFR (Gif sur Yvette). Les quelques particules analysées pour chaque niveau ne sont pas homogènes en composition. Aucune ne correspond à la composition du Toba. Cependant, beaucoup de problèmes relatifs à cette méthode restent en suspens :

- si les particules sont d'une taille équivalente aux particules d'origine continentale, il est difficile de savoir quel type de particule est analysée. Il est donc nécessaire de faire un grand nombre de mesures ;

- les mesures réalisées sur des particules de quelques microns sur des surfaces non polies et par détection EDX fournissent un résultat semi-quantitatif ;

- certains niveaux acides ne présentent pas de particules associées.

Malgré ces limitations dont il faut être conscient, on peut espérer trouver l'éruption du Toba puisque des microverres associés à l'éruption du Tambora (injection d' H_2SO_4 5 fois inférieure au Toba) ont été analysés à partir de la carotte de Pôle Sud (Palais et al., 1990).

De plus cette éruption a été identifiée uniquement sur des critères chimiques (acide mesuré en continu) dans la carotte de GIPS2, à 2591 m (Zielinski et al., 1996)

D. CONCLUSION

Si la mise en évidence des niveaux acides est assez directe en utilisant les mesures de conductivité, l'interprétation de ce signal s'avère en revanche assez délicate. Les quantités d'acides obtenues dans la glace sont en effet dépendantes à la fois de la quantité injectée dans la stratosphère au moment de l'éruption, mais aussi de la position latitudinale du volcan (hémisphère Nord ou hémisphère Sud), et vraisemblablement fonction aussi des circulations stratosphériques qui elles mêmes varient selon la saison. Pourtant, l'identification de tels niveaux dans les carottes

glaciaires des deux hémisphères pourrait permettre de corréliser les enregistrements climatiques entre eux et de les corréliser éventuellement avec les enregistrements climatiques océaniques où l'éruption serait mise en évidence par un niveau de cendres.

Enfin, l'identification de ces niveaux associés à des éruptions ayant injecté de grandes quantités d'acide sulfurique dans l'atmosphère devrait fournir des éléments de discussion quantifiés pour l'évaluation de l'impact du volcanisme sur les variations du climat.

E. QUELQUES REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

Hammer C.U., Greenland ice sheet evidence of post glacial volcanism and its climatic impact, Nature, vol 288, 230-235, 1980.

Hammer C.U., Clausen B.H., Langway C.C., 50 000 years of recorded global volcanism, Climatic Change, 35, 1-15, 1997.

Jihong Cole-Dai, Mosley-Thompson E., Thompson L.G., Annually resolved southern hemisphere volcanic history from two Antarctic ice cores, J. Geoph. Res., 102, D14, 16 761-16 771, 1997.

Palais J., Kirchner S., Delmas R., Identification of some global volcanic horizons by major analysis of fine ash in Antarctic ice, Annals of Glaciology, 14, 216-220, 1990.

Zielinski G.A., Mayenwski P.A., Meeker L.D., Whitlow S., Twickler M.S., Potential atmospheric impact of the Toba mega-eruption, ~71 000 year ago, Geoph. Res. Letters, 23, 8, 837-840, 1996

PROGRAM LEAIECOMDUG
 IMPLICIT NONE
 CHARACTER*30 fileinitial, fileend, file0
 CHARACTER*30 file1, file2, file3, file4, file5
 CHARACTER*30 file7, file6, file8, file9
 CHARACTER*1 c1
 CHARACTER*2 c2
 CHARACTER*3 c3
 CHARACTER*4 c4
 CHARACTER*5 c5
 CHARACTER*6 c6
 INTEGER*2 j, nblsabout, nblis, nbllder, kderivmin, naturepik
 INTEGER*2 nnderivmin, kartefinf, kartefsup, nblcutin, nblcutout
 INTEGER*2 nbvolc(20), nbvolc, nbartefact, nbpic3, kpic3(20)
 INTEGER*4 derivminpic, derivmaxpic
 INTEGER*2 kinfaoutpic, ksupaoutpic
 REAL*4 profbasse_m, profbasse_cm
 REAL*4 derivmin, moyenne, profderivmin, profartef(40)
 COMMON derivminpic, derivmaxpic

```

1  FORMAT (I1)
2  FORMAT (I2)
3  FORMAT (I3)
4  FORMAT (I4)
5  FORMAT (I5)
6  FORMAT (I6)
7

cc-----programme principal-----
cc*****constantes*****
derivminpic=-400
derivmaxpic=300
kinfaoutpic=20
ksupaoutpic=36
print *, 'PROFONDEUR BASSE EN METRES ?'
read *, profbasse_m
profbasse_cm=profbasse_m*100

cc*****declaration des noms des fichiers de travail *****
print *, 'entree prog princip'
IF (profbasse_cm.LE.999) THEN
WRITE (c1,1) profbasse_m
WRITE (c3,3) profbasse_cm
fileinitial='../5G700_928/data/vk'//c1//'.unix'
fileend='../5G700_928/data/vk'//c3
ELSEIF ((profbasse_cm.GE.1000).AND.(profbasse_cm.LE.9999)) THEN
WRITE (c2,2) profbasse_m
WRITE (c4,4) profbasse_cm
fileinitial='../5G700_928/data/vk'//c2//'.unix'
fileend='../58700_928/data/vk'//c4
ELSEIF ((profbasse_cm.GE.10000).AND.(profbasse_cm.LE.99999)) THEN
WRITE (c3,3) profbasse_m
WRITE (c5,6) profbasse_cm
fileinitial='../5G700_928/data/vk'//c3//'.unix'
fileend='../5G700_928/data/vk'//c5
ELSE
WRITE (c4,4) profbasse_m
WRITE (c6,7) profbasse_cm

```

fileinitial='../5G700_928/data/vk'//c1//'.unix'
 fileend='../5G700_928/data/vk'//c6
 ENDIF

```

file0=fileinitial
file1='file.da'
file2='file.lis'
file3='file.der'
file4='fichinfo'
file5='fichsb.der'
file6='fichseq.der'
file7='fichbseq.der'
cc*****
cc*****suppression des effets de bord*****
print *,file0,fileend
print *, 'supprime les entetes de fichier'
CALL entete(file0,file1)
print *, 'lisse sur 5 valeurs'
CALL lisse(file1, file2)
print *, 'calcule la derivee et la reecrit'
print *, 'dans un fichier direct 3 colonnes'
CALL derivee(file2,file3)
CALL fichcara(file2, file4,nblis,moyenne)
print *, 'caracteristique du fichier lis : nblis = ',nblis
CALL virebouts(file4,file3,file5,nblsabout)
print *, 'supprime les montees et descentes copie dans fichier direct'
print *, 'le fichier sans bout a ',nblsabout,'lignes'
nbllder=nblis-1
print *, 'reecrit les fichiers derivee et sansbout en sequentiel'
CALL direcseq(file3,file6,nbllder)
CALL direcseq(file5,file7,nblsabout)
CONTINUE
11

```

```

cc*****suppression des artefacts*****
print *, ' '
file8='fichsb.der'
nbvolc=0
nbpic3=0
naturepik=2
nbartefact=0
print *, 'cherche la premiere derivee mini'
CALL dermin(file5,nblsabout,kderivmin,derivmin,nbvolc,
& kvolc,nbpic3,kpic3,profderivmin)
print *, derivmin
IF (derivmin.LT.derivminpic) THEN
nnderivmin=1
nblcutin=nblsabout
ELSE
nnderivmin=0
ENDIF
DO WHILE (derivmin.LT.derivminpic)
print *, ' '
print *, 'traitement de la ',nnderivmin,' derivee minimale'
print *, 'valeur ', derivmin, ' a la ligne ',kderivmin,
& 'prof',profderivmin
IF (nbartefact.GE.1) THEN
files='filedirect'//char(48+nbartefact)
nblcutin=nblcutout
ENDIF
print *, 'le fichier de lecture est ',file5

```

```

print *, 'appel de naturepic'
CALL naturepic(file5,nblcutin,kderivmin,naturepic,moyenne,
kinfautourpic,ksupautourpic)
print *, 'la nature du pic est ',naturepic

IF (naturepic.EQ.1) THEN
  nbvolc=nbvolc+1
  kvolc(nbvolc)=kderivmin
  print *, 'ce pic est le ',nbvolc, 'eme pic volcanique'
ENDIF

IF (naturepic.EQ.3) THEN
  nbpic3=nbpic3+1
  kpic3(nbpic3)=kderivmin
  print *, 'ce pic est le ',nbpic3, 'eme pic bizarre'
ENDIF

IF (naturepic.EQ.2) THEN
  nbartefact=nbartefact+1
  print*, 'cet artefact est le ',nbartefact
  CALL posiardef(file5,kderivmin,kartefinf,kartefsup,
kinfautourpic,ksupautourpic )
  print *, 'posiardef localise le pic entre les lignes ',
kartefinf, 'et',kartefsup
  file8='filedirect'//char(48+nbartefact)
  print *, 'cutartef lit dans',file5, 'et coupe l artefact dans'
file8
  CALL cutartef(file5,kartefinf,kartefsup,nblcutin,
file8,nblcutout)
  profartef(nbartefact)=profderivmin
  file9='fileseqcut'//char(48+nbartefact)
  print *, 'recopie ',file8, 'en sequentiel ds',file9,nblcutout
  CALL direcseq(file8,file9,nblcutout)
  CALL mvkvolc(kartefinf,kartefsup,nbvolc,kvolc,nbpic3,kpic3)
ENDIF

nbderivmin=nbderivmin+1
print *, 'cherche la ',nbderivmin, 'eme derivee minimale'
IF (nbartefact.EQ.0) nblcutout=nblsansbout
CALL dermin(file8,nblcutout,kderivmin,nbvolc,
kvolc,nbpic3,kpic3,profderivmin)
print *, 'valeur deriv mini',derivmin, 'a la ligne',kderivmin
, 'prof',profderivmin,file8
END DO
print *, ' '
CONTINUE

IF (nbderivmin.EQ.0) THEN
print *, 'pas de pic volcanique ni d artefacts dans ce fichier'
END IF
print *, 'nombre d artefacts supprime',nbartefact
IF (nbartefact.GT.0) THEN
DO 13 j=1,nbartefact,1
  print *,profartef(j)
CONTINUE
ENDIF
IF (nbartefact.EQ.0) file9=file7
CALL fichfin(file9,file8)
file8='fichfin'
CALL fichfin(file9,file8)
print *, 'moyenne',moyenne
END
cc-----fin progr principal-----

```

```

CONTINUE
CLOSE (12)
CLOSE (13)
RETURN
END

```

cc*****subroutine qui cree un fichier derivee*****

```

SUBROUTINE derivee(f3,f4)
CHARACTER*30 f3, f4
REAL*4 prof(2), cond(2)
REAL*4 deriv
INTEGER*2 i

OPEN (14,file=f3)
OPEN (15,file=f4,ACCESS='DIRECT',FORM='UNFORMATED',RECL=12)

READ (14,*,END=10) prof(1), cond(1)
i=1
DO WHILE (.true.)
  READ (14,*,END=10) prof(2), cond(2)
  deriv=(cond(2)-cond(1))/(prof(2)-prof(1))
  WRITE (15,REC=i) prof(2), cond(2), deriv
  prof(1)=prof(2)
  cond(1)=cond(2)
  i=i+1
END DO
CONTINUE
CLOSE (14)
CLOSE (15)
RETURN
END

```

cc ****subroutine qui cree un fichier caracteritique du fichier .lis*****
cc***** (moy et nb d'enregistrements)*****

```

subroutine fichcara(f3,fc,nblis,moy)
real*4 prof, cond,moy,som
integer*2 k,nblis

CHARACTER*30 f3, fc

OPEN (16,file=f3)
OPEN (17, file=fc)
READ (16,*) prof, cond
k=0
som=cond
DO WHILE (.true.)
  k=k+1
  READ (16,*,END=16) prof, cond
  som=som+cond
END DO
CONTINUE
moy=som/k
nblis=k
WRITE (17,*) moy, k
print *, 'moy',moy
CLOSE(16)

```

16

cc *****subroutine qui supprime les 6 premieres lignes du fichier d'acqui

```

SUBROUTINE entete(f1,f2)
CHARACTER*30 f1,f2
CHARACTER*30 presentation(20)
REAL*4 prof, courant,HV,time
INTEGER*2 i

OPEN (10,file=f1)
DO 9 i=1,17,1
  READ (10,*,END=10) presentation(i)
CONTINUE
OPEN (11,file=f2)
DO WHILE (.true.)
  READ (10,*,END=10) prof, courant,HV,time
  WRITE (11,*) prof, courant
END DO
CONTINUE
CLOSE (10)
CLOSE (11)
RETURN
END

```

cc*****subroutine qui lisse les donnees*****

```

SUBROUTINE lisse(f2,f3)
CHARACTER*30 f2, f3
REAL*4 prof(5), cond(5)
REAL*4 condmoy,som
INTEGER*2 i

OPEN (12,file=f2)
OPEN (13,file=f3)

som=0

DO 12 i=1,5,1
  READ (12,*,END=13) prof(i), cond(i)
  som=som+cond(i)
CONTINUE
CONTINUE
condmoy=som/5
IF (prof(2).NE.prof(3)) THEN
  WRITE (13,*) prof(3),condmoy
ENDIF
DO WHILE (.true.)
  som=som-cond(1)
  DO 14 i=1,4,1
    prof(i)=prof(i+1)
    cond(i)=cond(i+1)
  CONTINUE
  READ (12,*,END=10) prof(5),cond(5)
  som=som+cond(5)
  condmoy=som/5
  IF (prof(2).NE.prof(3)) THEN
    WRITE (13,*) prof(3),condmoy
  ENDIF
END DO

```

cc*****subroutine qui supprime les montees et descentes du signal*****

```

SUBROUTINE virebouts(fc,fd,fsansbout,nblsb)
real*4 prof, cond,moy, derivee,lim,lim2
integer*2 nblign, kstopm, kstopd,i,nblsb
CHARACTER*30 fd, fc,fsansbout

OPEN (18,file=fd,ACCESS='DIRECT',FORM='UNFORMATED',RECL=12)
OPEN (19, file=fc)
OPEN (20,file=fsansbout,ACCESS='DIRECT',FORM='UNFORMATED',RECL=12)
READ (19,*) moy, nblign

lim=moy-3
lim2=moy-2
kstopm=1
READ (18,REC=1) prof, cond, derivee
DO WHILE (((derivee.GT.0).AND.(cond.LT.lim2)).OR.(cond.LT.lim))
  kstopm=kstopm+1
  READ (18,REC=kstopm) prof, cond, derivee
END DO

kstopd=nblign-1
READ (18,REC=kstopd) prof, cond, derivee
DO WHILE (((derivee.LT.0).AND.(cond.LT.lim2)).OR.(cond.LT.lim))
  kstopd=kstopd-1
  READ (18,REC=kstopd) prof, cond, derivee
END DO

DO 17 i=kstopm,kstopd,1
  READ (18,REC=i) prof, cond, derivee
  WRITE (20,REC=i-kstopm+1)prof, cond, derivee
CONTINUE
nblsb=kstopd-kstopm+1
CLOSE (18)
CLOSE (19)
CLOSE (20)
RETURN
END

```

cc***subroutine qui remet les fichiers en acces sequentiel*****
cc*****pour lecture ecran*****

```

SUBROUTINE direcseq(fichdirect,fichseq,nbl)
integer*2 nbl,i
real*4 p,c,d
character*30 fichdirect,fichseq

OPEN (21,file=fichdirect,access='direct',recl=12)
OPEN (22,file=fichseq)
DO 18 i=1,nbl,1
  read (21,rec=i) p,c,d
  write (22,*) p,c,d
CONTINUE
close (21)
close (22)

```

18

cc-----subroutines pour supprimer les artefacts-----

cc*****reperage derivee minimale*****

```

SUBROUTINE dermin(fichsb,nblsb,kdermin,minder,nbvolc,
& kvolc,nbpiczarb,kpiczarb,profdermin)

integer*2 nblsb,i,kvolcmin,kvolcmax,kpicmin,kpicmax
integer*2 kdermin,kvolc(20),nbvolc,nbpiczarb,kpiczarb(20)
real*4 prof,cond,der,profdermin
real*4 minder
character*30 fichsb

print *, 'fichier', fichsb, nblsb
OPEN (23,file=fichsb,access='direct',recl=12,status='unknown')
read (23,rec=1) prof,cond,der
minder=der
DO 19 i=2,nblsb,1
  interdit=0
  read (23,rec=i) prof,cond,der
  IF (der.LT.minder) THEN
    IF (nbvolc.NE.0) THEN
      DO 30 j=1,nbvolc,1
        kvolcmin=kvolc(j)-10
        kvolcmax=kvolc(j)+10
        IF ((i.GT.kvolcmin).AND.(i.LT.kvolcmax)) THEN
          interdit=1
        ENDIF
      CONTINUE
    END IF
    IF ((nbpiczarb.NE.0).AND.(interdit.EQ.0)) THEN
      DO 31 j=1,nbpiczarb,1
        kpicmin=kpiczarb(j)-10
        kpicmax=kpiczarb(j)+10
        IF ((i.GT.kpicmin).AND.(i.LT.kpicmax)) THEN
          interdit=1
        ENDIF
      CONTINUE
    ENDIF
    IF (interdit.EQ.0) THEN
      minder=der
      kdermin=i
      profdermin=prof
    ENDIF
  ENDIF
CONTINUE
close (23)
END

```

30

31

19

cc*****determine si on a un artefact ou un pic volcanique*****

```

SUBROUTINE naturepic(fichlecture,nblfichlec,kdermin,nature,moyenn
& ,infinterval,supinterval)

integer*2 i,ouinon,infinterval, supinterval
integer*4 derivminpic,derivmaxpic
integer*2 kdermin,nature,kdermax,nblfichlec
integer*2 kmax, kmin
real*4 prof,cond,der,moyenn

```

```

ouinon=1
OPEN (30,file=fichlecture,access='direct',recl=12)
kcondmin=kdermin
read (30,rec=kdermin) prof,cond,der
condmin=cond
DO WHILE ((cond.LE.condmin).AND.(kcondmin.LT.nblfichlec))
  kcondmin=kcondmin+1
  condmin=cond
  read (30,rec=kcondmin) prof,cond,der
END DO

```

```

bas=kcondmin-supinterval
haut=kcondmin+supinterval
IF ((bas.LT.1).OR.(haut.GT.nblfichlec)) THEN
  ouinon=0
ELSE

```

```

  sommprepic=0
  DO 35 i=infinterval,supinterval,1
    k=kcondmin-i
    read (30,rec=k) prof,cond,der
    sommprepic=sommprepic+cond
  CONTINUE
  moymprepic=sommprepic/(supinterval-infinterval+1)
  sompostpic=0
  DO 36 i=infinterval,supinterval,1
    k=kcondmin+i
    read (30,rec=k) prof,cond,der
    sompostpic=sompostpic+cond
  CONTINUE
  moypostpic=sompostpic/(supinterval-infinterval+1)
  moybaspic=(moypostpic+moymprepic)/2
  amplitude=moybaspic-condmin
  print *, 'amplitude du pic', amplitude
  IF (amplitude.LE.(5)) THEN
    ouinon=0
  ENDIF
ENDIF
close (30)
END

```

cc**determine les numeros d'enregistrement entre lesquels*****
cc*****se situent l'artefact *****

```

SUBROUTINE posiarfef(fichlecture,kdermin,kstopinf,kstopsup
& ,infinterval,supinterval)

```

```

integer*2 i,kstopsup,kstopinf,infinterval,supinterval
integer*2 kdermin,kdermax,kcondmin
real*4 prof,cond,der,moymprepic,moypostpic
real*4 dermax,condmin
real*4 sommprepic,sompostpic,moybaspic
character*30 fichlecture

```

```

OPEN (25,file=fichlecture,access='direct',recl=12)
print *, 'DANS POSIARTEF'
kcondmin=kdermin
read (25,rec=kdermin) prof,cond,der
condmin=cond
DO WHILE (cond.LE.condmin)
  kcondmin=kcondmin+1
  condmin=cond
  read (25,rec=kcondmin) prof,cond,der

```

real*4 dermax,condermax,condermin
character*30 fichlecture
COMMON derivminpic, derivmaxpic

```

OPEN (24,file=fichlecture,access='direct',recl=12)
read (24,rec=kdermin) prof,cond,der
dermax=der
condermin=cond

```

```

kmax=kdermin+20
kmin=kdermin-20
IF ((kmax.GE.nblfichlec).OR.(kmin.LE.0)) THEN
  nature=3
  close (24)
ELSE
  DO 20 i=kdermin-20,kdermin,1
    read (24,rec=i) prof,cond,der
    IF (der.GT.dermax) THEN
      dermax=der
      condermax=cond
      kdermax=i
    ENDIF
  CONTINUE
  IF (condermax.LT.condermin) condermin=condermax

```

20

```

  IF ((dermax.GT.derivmaxpic).AND.(condermin.GT.moyenn)) THEN
    nature=1
    close (24)
  ELSE

```

```

    DO 21 i=kdermin,kdermin+20,1
      read (24,rec=i) prof,cond,der
      IF (der.GT.dermax) THEN
        dermax=der
        kdermax=i
      ENDIF
    CONTINUE
  close (24)

```

21

```

  IF (dermax.GT.derivmaxpic) THEN
    CALL autourpic(fichlecture,nblfichlec,kdermin,ouinon,
    infinterval,supinterval)
    IF (ouinon.EQ.1) THEN
      nature=2
    ELSE
      nature=3
    ENDIF
  ELSE
    nature=3
  ENDIF
ENDIF
ENDIF
END

```

&

cc***dans le cas d'un pic negatif, verifie si c'est un artefact*****

```

SUBROUTINE autourpic(fichlecture,nblfichlec,kdermin,ouinon,
& infinterval,supinterval)

```

```

integer*2 i,ouinon,nblfichlec,infinterval,supinterval
integer*2 kdermin,kcondmin,bas,haut
real*4 prof,cond,der,moymprepic,moypostpic
real*4 condmin,amplitude
real*4 sommprepic,sompostpic,moybaspic
character*30 fichlecture

```

```

END DO
sommprepic=0
DO 24 i=infinterval,supinterval,1
  k=kcondmin-i
  read (25,rec=k) prof,cond,der
  sommprepic=sommprepic+cond
CONTINUE
moymprepic=sommprepic/(supinterval-infinterval+1)
sompostpic=0
DO 25 i=infinterval,supinterval,1
  k=kcondmin+i
  read (25,rec=k) prof,cond,der
  sompostpic=sompostpic+cond
CONTINUE
moypostpic=sompostpic/(supinterval-infinterval+1)
moybaspic=(moypostpic+moymprepic)/2
print *, 'base pic', moybaspic, 'pre', moymprepic, 'post'
& , moypostpic

```

24

25

```

  read (25,rec=kcondmin) prof,cond,der
  dermax=der
  k=kcondmin
  DO WHILE (der.GE.dermax)
    dermax=der
    k=k+1
    read (25,rec=k) prof,cond,der
  END DO
  kdermax=k
  condermax=cond
  print *, 'dermax', kdermax, dermax

```

```

DO WHILE ((der.GE.0).AND.(cond.LE.moybaspic))
  k=k+1
  read (25,rec=k) prof,cond,der
END DO
kstopsup=k-1
k=kdermin
read (25,rec=k) prof,cond,der
DO WHILE ((der.LE.0).AND.(cond.LE.moybaspic))
  k=k-1
  read (25,rec=k) prof,cond,der
END DO
kstopinf=k+1
close (25)
END

```

cc***recopie le fichier sans bouts dans un nouveau fichier*****
cc*****en coupant l'artefact*****

```

SUBROUTINE cutartef(fichsb,kstopinf,kstopsup,nblsb,newfile,nblnf)
integer*2 j,i,kstopsup,kstopinf,nblsb,nblnf
character*30 fichsb,newfile

```

```

OPEN (26,file=fichsb,access='direct',recl=12)
OPEN (27,file=newfile,access='direct',recl=12,status='unknown')
DO 22 i=1,kstopinf,1
  read (26,rec=i) prof,cond,der
  write (27,rec=i) prof,cond,der
CONTINUE
kstopsup=kstopsup+1
DO 23 i=kstopsup,nblsb,1

```

22

```

read (26,rec=i) prof,cond,der
j=i-kstopm+1
write (27,rec=j)prof,cond,der
CONTINUE
nblnf=j
close (26)
close (27)
END
lim=moy-3
lim2=moy-2
kstopm=1
READ (18,REC=1) prof, cond, derivee
DO WHILE (((derivee.GT.0).AND.(cond.LT.lim2)).OR.(cond.LT.lim))
  kstopm=kstopm+1
  READ (18,REC=kstopm) prof, cond, derivee
END DO
kstopd=nblign-1
READ (18,REC=kstopd) prof, cond, derivee
DO WHILE (((derivee.LT.0).AND.(cond.LT.lim2)).OR.(cond.LT.lim))
  kstopd=kstopd-1
  READ (18,REC=kstopd) prof, cond, derivee
END DO
DO 17 i=kstopm,kstopd,1
  READ (18,REC=i) prof, cond, derivee
  WRITE (20,REC=i-kstopm+1)prof, cond, derivee
CONTINUE
nblsb=kstopd-kstopm+1
CLOSE (18)
CLOSE (19)
CLOSE (20)
RETURN
END

```

```

cc***decalle les kinterdits des pics volcaniques apres decoupe d un artefact**
SUBROUTINE mvkvolc(kstopmin,kstopmax,nbvolcan,kvolcan,nbpiczarb
& ,kpiczarb)
integer*2 kstopmin,kstopmax,nbvolcan,kvolcan(20),nbcuted
integer*2 nbpiczarb, kpiczarb(20)
nbcuted=kstopmax-kstopmin
DO 26 i=1,nbvolcan,1
  IF (kstopmax.LE.kvolcan(i)) kvolcan(i)=kvolcan(i)-nbcuted
CONTINUE
DO 32 i=1,nbpiczarb,1
  IF (kstopmax.LE.kpiczarb(i)) kpiczarb(i)=kpiczarb(i)-nbcuted
CONTINUE
END

```

17

```

26
32

```

```

cc***copie le dernier cuti dans fichend*****

```

```

SUBROUTINE fichfin(fichin, fichout)

```

```

real*4 prof, cond, der
character*30 fichin
character*30 fichout
OPEN (28,file=fichin,status='unknown')
OPEN (29,file=fichout,status='unknown')

```

```

DO WHILE (.true.)
  read (28,*,END=27) prof,cond,der
  write (29,*) prof,cond
END DO
CONTINUE
CLOSE (28)
CLOSE (29)
END

```

27

```

cc***subroutine qui vires les trous trop larges pour artef*****

```

```

SUBROUTINE viresetrou(fichlecture,fichecriture,nblfichleci,moy)

```

```

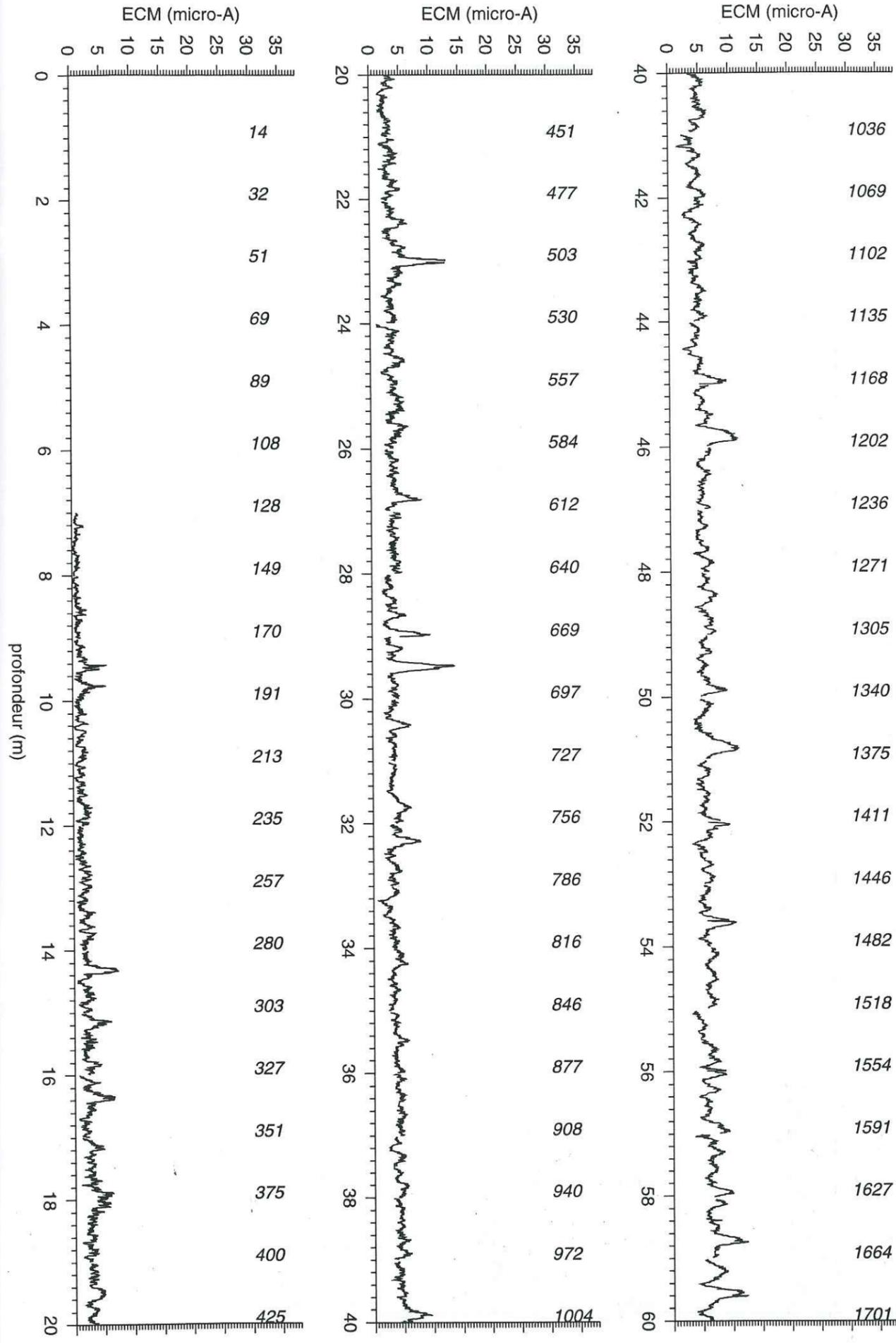
real*4 prof, cond, moy, derivee,lim,lim2
integer*2 nblign, kstopm, kstopd,i,nblfichlec
CHARACTER*30 fichlecture,fichecriture

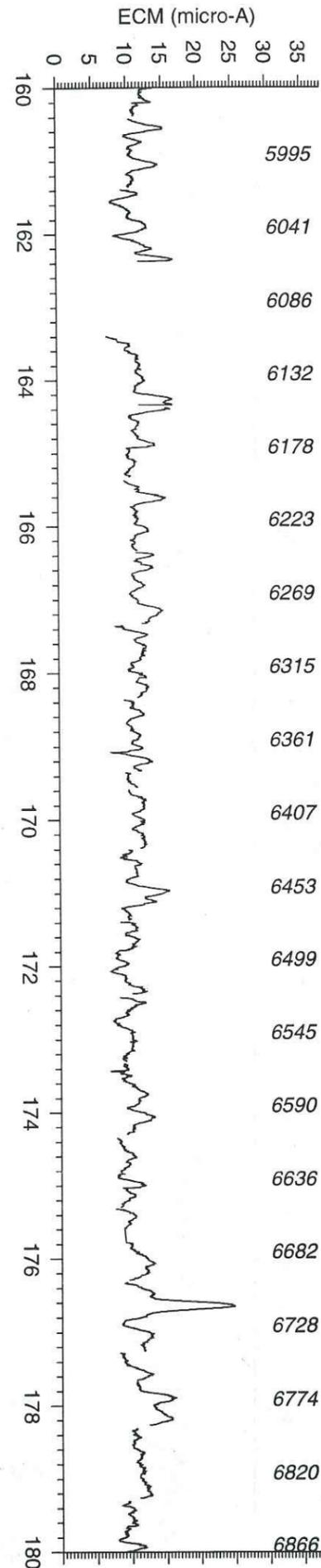
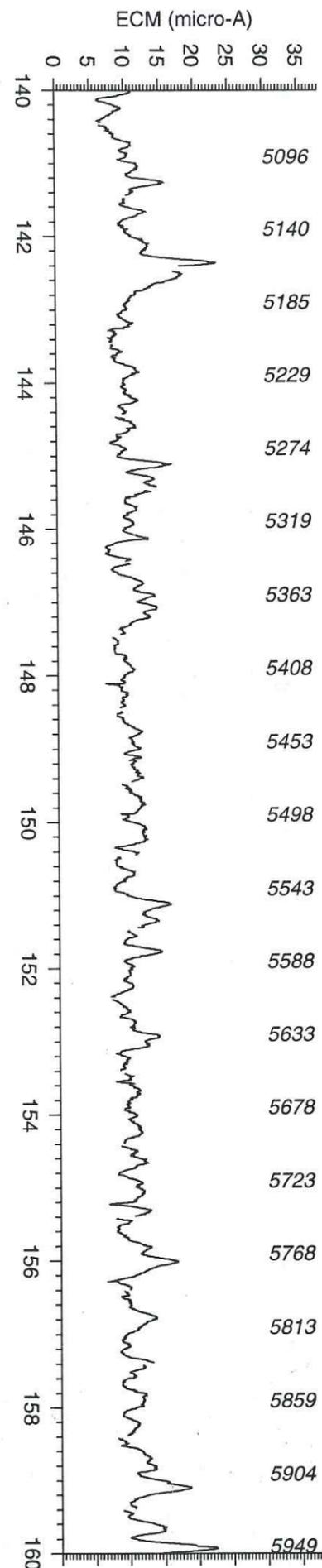
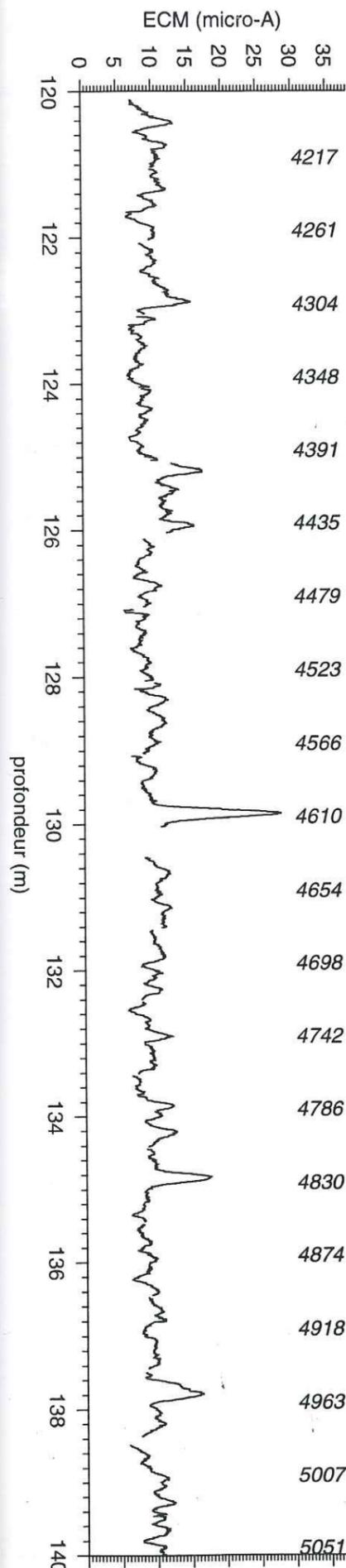
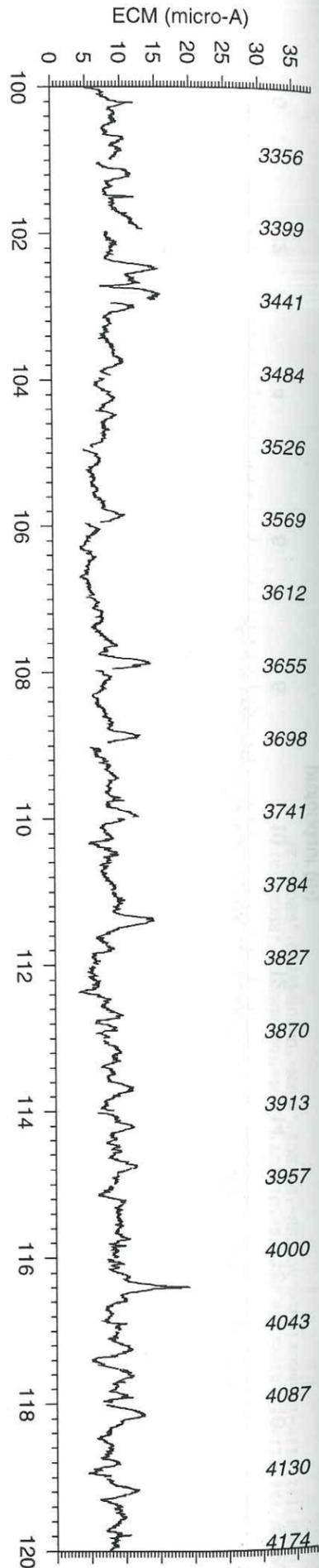
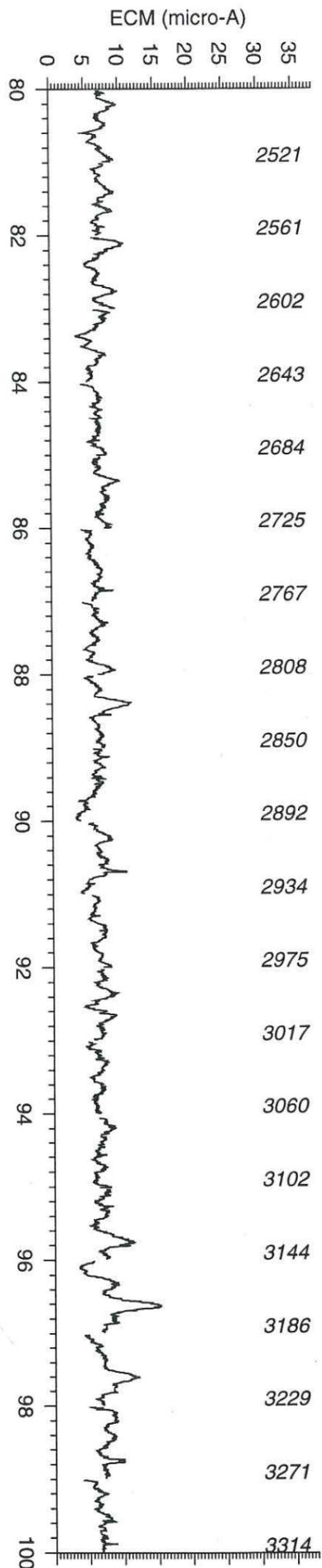
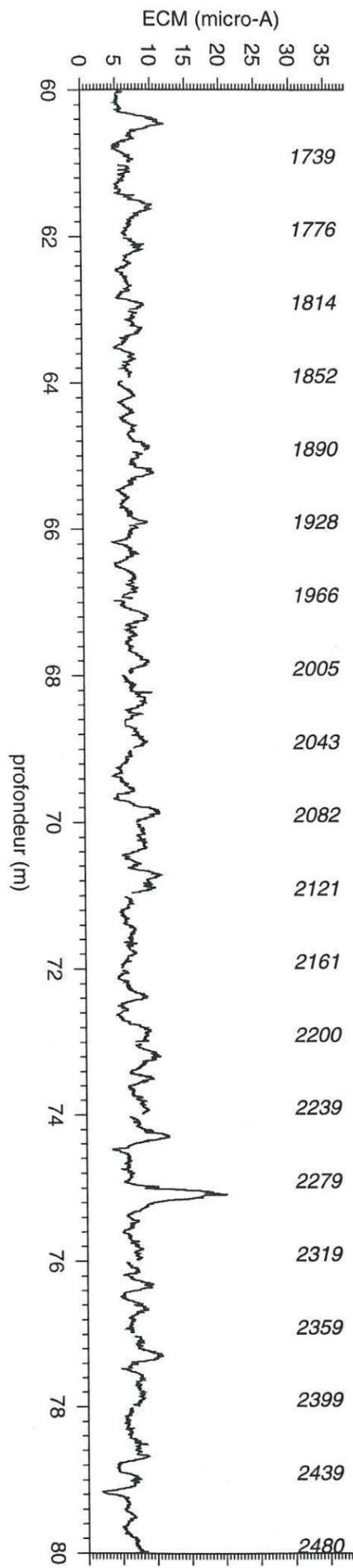
```

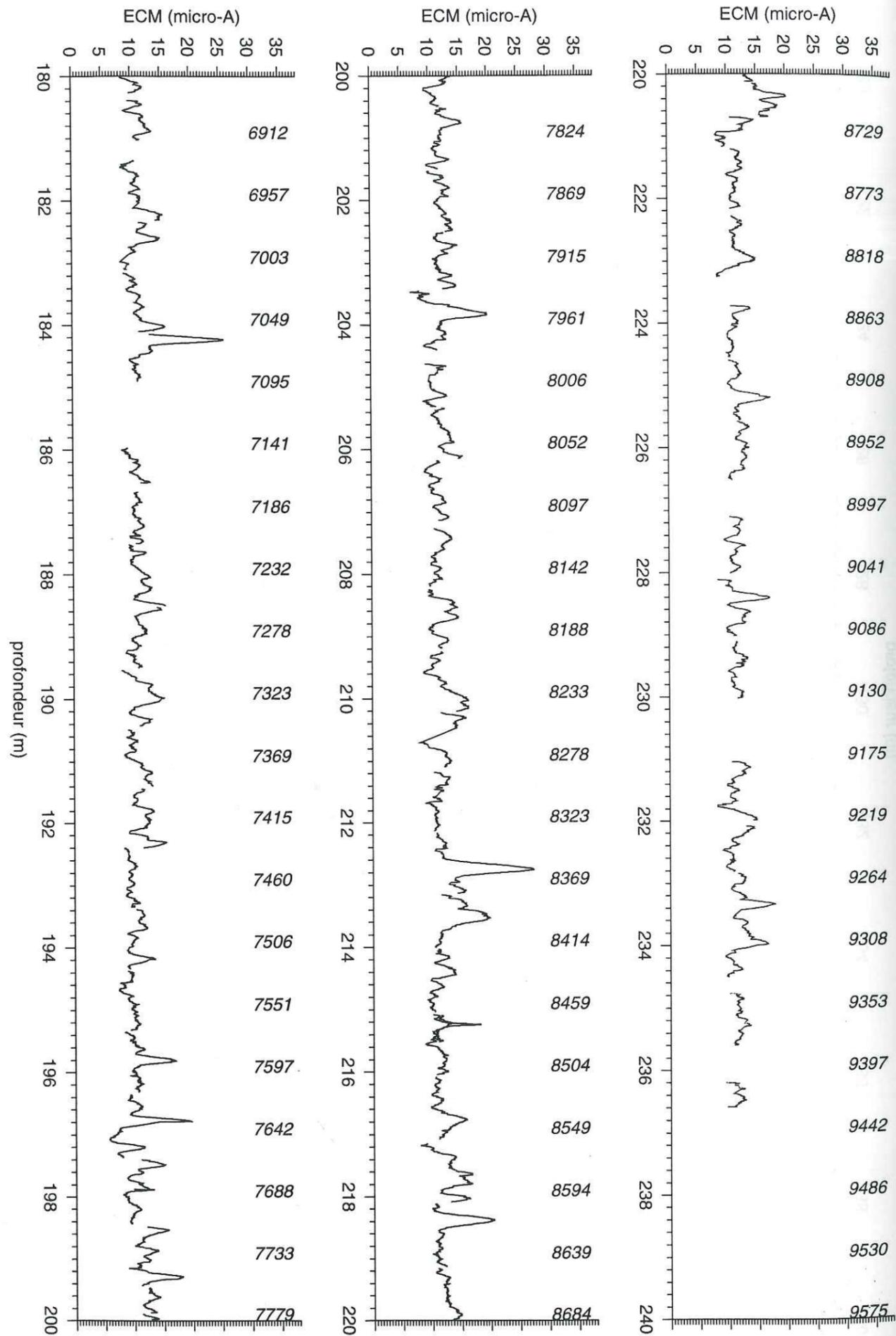
```

OPEN (30,file=fichlecture,ACCESS='DIRECT',FORM='UNFORMATED',RECL=12)
OPEN (31,file=fichecriture,ACCESS='DIRECT',FORM='UNFORMATED',RECL=12)
DO 30 i=1,nblfichlec,1
  READ (30,REC=i) prof, cond, derivee

```







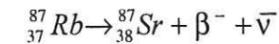
II. LES SYSTEMES ISOTOPIQUES : EQUATIONS ET CONSTANTES

Cette annexe rappelle les bases théoriques de la géochimie isotopique utilisée dans ce travail et donne la démarche pour obtenir les équations des calculs de mélanges. Pour plus de détails, on se référera aux ouvrages de Faure (1986), Dickins (1995), et Albarède (1995).

A. LES SYSTEMES ISOTOPIQUES ETUDIES

1. Le système Rb/Sr

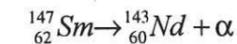
Le rubidium a deux isotopes naturels ^{87}Rb et ^{85}Rb dont les abondances sont respectivement 72,1654 % et 27,8346%. Le ^{87}Rb est radioactif et se désintègre en un isotope stable, le ^{87}Sr , par émission d'une particule β et d'un antineutrino.



avec $\lambda = 1,42 \cdot 10^{-11} \text{ an}^{-1}$

2. Le système Sm/Nd

Le samarium a 7 isotopes naturels dont 3 sont radioactifs : ^{147}Sm , ^{148}Sm , ^{149}Sm . Les deux derniers ont une constante de désintégration de l'ordre de 10^{16} ans et les variations des teneurs en isotopes fils qu'ils induisent ne sont pas mesurables. Le ^{147}Sm se désintègre en un isotope stable, le ^{143}Nd , par émission d'une particule α .



avec $\lambda = 6,54 \cdot 10^{-12} \text{ an}^{-1}$

B. LES EQUATIONS UTILISEES

1. Loi de décroissance radioactive

La vitesse de décroissance radioactive d'un élément père radioactif en un élément fils (dit radiogénique) stable est proportionnelle au nombre d'atomes N présents à un instant t (Rutherford et Soddy, 1902) :

$$-\frac{dN}{dt} = \lambda N \quad [1]$$

ou λ est la constante de décroissance radioactive (an^{-1}) qui représente la probabilité qu'un atome radioactif se désintègre dans un an. En intégrant l'équation [1] de $t=0$ à t :

$$\int_{N_0}^N \frac{dN}{N} = -\lambda \int_0^t dt \quad [2]$$

il vient

$$\ln \frac{N}{N_0} = -\lambda t \quad [3]$$

ou encore

$$N = N_0 e^{-\lambda t} \quad [4]$$

2. Equation de base de la géochimie isotopique

Le nombre d'atomes radiogéniques fils D^* à un instant t est donné par l'équation :

$$D^* = N_0 - N \quad [5]$$

En remplaçant N_0 obtenu avec l'équation [4]

$$D^* = N e^{\lambda t} - N \quad [6]$$

i. e. :

$$D^* = N(e^{\lambda t} - 1) \quad [7]$$

Le nombre d'atomes de l'élément fils à $t=0$ étant D_0 , le nombre total d'atomes de l'élément fils à un instant t est :

$$D = D_0 + N(e^{\lambda t} - 1) \quad [8]$$

L'équation [8] est l'équation fondamentale à la base de la datation géochronologique. Si on l'applique aux systèmes Rb/Sr et Sm/Nd étudiés dans ce travail, on obtient les équations à partir desquelles sont développés nos calculs :

$${}^{87}\text{Sr} = {}^{87}\text{Sr}_0 + {}^{87}\text{Rb}(e^{\lambda_{\text{Rb}}t} - 1) \quad [9]$$

$${}^{143}\text{Nd} = {}^{143}\text{Nd}_0 + {}^{147}\text{Sm}(e^{\lambda_{\text{Sm}}t} - 1) \quad [10]$$

En normalisant respectivement à ${}^{86}\text{Sr}$ et ${}^{144}\text{Nd}$ (isotopes stables du même élément dans des abondances voisines), on obtient :

$$\left(\frac{{}^{87}\text{Sr}}{{}^{86}\text{Sr}}\right)_t = \left(\frac{{}^{87}\text{Sr}}{{}^{86}\text{Sr}}\right)_0 + \left(\frac{{}^{87}\text{Rb}}{{}^{86}\text{Sr}}\right)_t (e^{\lambda_{\text{Rb}}t} - 1) \quad [11]$$

$$\left(\frac{{}^{143}\text{Nd}}{{}^{144}\text{Nd}}\right)_t = \left(\frac{{}^{143}\text{Nd}}{{}^{144}\text{Nd}}\right)_0 + \left(\frac{{}^{147}\text{Sm}}{{}^{144}\text{Nd}}\right)_t (e^{\lambda_{\text{Sm}}t} - 1) \quad [12]$$

3. Equations de mélange

Considérons par exemple un mélange entre deux composants A et B (par exemple, A pouvant représenter des cendres volcaniques, B de l'eau de mer) en proportions pondérales P_A et P_B . On peut définir le paramètre f défini par

$$f = \frac{P_A}{P_A + P_B} \quad [13]$$

La concentration en un élément X du mélange ($X_{\text{mélange}}$) est alors donnée par

$$X_{\text{mélange}} = X_A f + X_B (1 - f) \quad [14]$$

a) Mélange à deux composants en ne considérant qu'un élément

Nous développons ce calcul avec l'exemple du Sr. Considérons dans l'équation [14] non plus la concentration mais le nombre total d'atomes de ${}^{87}\text{Sr}$ dans le mélange :

$${}^{87}\text{Sr}_{\text{mélange}} = {}^{87}\text{Sr}_A f + {}^{87}\text{Sr}_B (1 - f) \quad [15]$$

les nombres totaux d'atomes de ${}^{87}\text{Sr}$ par unité de poids de A et B s'écrivant

$${}^{87}\text{Sr}_A = \frac{\text{Sr}_A \text{Ab}_A^{87}\text{N}}{W_A} \quad \text{et} \quad {}^{87}\text{Sr}_B = \frac{\text{Sr}_B \text{Ab}_B^{87}\text{N}}{W_B} \quad [16]$$

où Sr_A et Sr_B représentent les concentrations en Sr dans A et B, Ab_A^{87} et Ab_B^{87} les abondances isotopiques en ^{87}Sr , W_A et W_B les masses atomiques du Sr dans A et B, et N le nombre d'avogadros.

En récrivant l'équation [15] pour ^{86}Sr , il vient :

$$\left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}}\right)_{\text{mélange}} = \frac{Sr_A Ab_A^{87} W_B f + Sr_B Ab_B^{87} W_A (1-f)}{Sr_A Ab_A^{86} W_B f + Sr_B Ab_B^{86} W_A (1-f)} \quad [17]$$

Pour simplifier cette équation, il est nécessaire d'introduire les approximations suivantes :

$$W_A = W_B \quad \text{et} \quad Ab_A^{86} = Ab_B^{86}$$

d'où

$$\left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}}\right)_{\text{mélange}} = \frac{Sr_A Ab_A^{87} f + Sr_B Ab_B^{87} (1-f)}{Ab_A^{86} (Sr_A f + Sr_B (1-f))} \quad [18]$$

en utilisant l'équation [14], on obtient

$$\left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}}\right)_{\text{mélange}} = \frac{Sr_A Ab_A^{87} f + Sr_B Ab_B^{87} (1-f)}{Ab_A^{86} Sr_{\text{mélange}}} \quad [19]$$

avec

$$\left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}}\right)_A = \frac{Ab_A^{87}}{Ab_A^{86}} \quad \text{et} \quad \left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}}\right)_B = \frac{Ab_B^{87}}{Ab_B^{86}}$$

En éliminant les abondances, on obtient la relation

$$\left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}}\right)_{\text{mélange}} = \left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}}\right)_A \frac{Sr_A f}{Sr_{\text{mélange}}} + \left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}}\right)_B \frac{Sr_B (1-f)}{Sr_{\text{mélange}}} \quad [20]$$

L'équation [14] donne

$$f = \frac{Sr_{\text{mélange}} - Sr_B}{Sr_A - Sr_B} \quad [21]$$

d'où, en remplaçant f dans l'équation [20]

$$\left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}}\right)_{\text{mélange}} = \left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}}\right)_A \frac{Sr_A (Sr_{\text{mélange}} - Sr_B)}{Sr_{\text{mélange}} (Sr_A - Sr_B)} + \left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}}\right)_B \frac{Sr_B (Sr_A - Sr_{\text{mélange}})}{Sr_{\text{mélange}} (Sr_A - Sr_B)} \quad [22]$$

qui s'écrit

$$\left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}}\right)_{\text{mélange}} = \frac{Sr_A Sr_B \left(\left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}}\right)_B - \left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}}\right)_A \right)}{Sr_{\text{mélange}} (Sr_A - Sr_B)} + \frac{Sr_A \left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}}\right)_A - Sr_B \left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}}\right)_B}{(Sr_A - Sr_B)} \quad [23]$$

Les concentrations et compositions isotopiques de A et B étant données, cette équation est de la forme :

$$\left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}}\right)_{\text{mélange}} = \frac{a}{Sr_{\text{mélange}}} + b \quad [24]$$

b) Mélange à deux composants en considérant deux éléments

Dans le calcul précédent, nous avons considéré un mélange de deux composants A et B en ne nous intéressant qu'à un seul élément, le Sr. Considérons ce même mélange de A et de B mais en nous intéressant simultanément aux deux éléments Sr et Nd :

L'équation [20] donne

$$\left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}}\right)_{\text{mélange}} = \left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}}\right)_A \frac{Sr_A f}{Sr_{\text{mélange}}} + \left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}}\right)_B \frac{Sr_B (1-f)}{Sr_{\text{mélange}}} \quad [25]$$

et

$$\left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}}\right)_{\text{mélange}} = \left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}}\right)_A \frac{Nd_A f}{Nd_{\text{mélange}}} + \left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}}\right)_B \frac{Nd_B (1-f)}{Nd_{\text{mélange}}} \quad [26]$$

En éliminant f de ces deux équations, on obtient pour

$$\left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}}\right)_{\text{mélange}} = F \left(\left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}}\right)_{\text{mélange}} \right) \quad \text{l'équation d'une hyperbole qui est de la forme}$$

$$a \left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}}\right)_{\text{mélange}} + b \left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}}\right)_{\text{mélange}} \left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}}\right)_{\text{mélange}} + c \left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}}\right)_{\text{mélange}} + d = 0 \quad [27]$$

a , b , c et d étant fonction des compositions isotopiques et des concentrations en Sr et Nd de A et B.

Dans la pratique, pour construire graphiquement l'hyperbole de mélange, on applique aux équations [25] et [26] des coefficients f variant de 0 à 1.

4. Equations d'âges modèles

La notion d'âge modèle ou de temps de résidence d'une roche dans la croûte terrestre a été introduite par McCulloch et Wasserbrug en 1978.

L'évolution isotopique du DM (Depleted Mantle) au cours du temps définit de façon théorique les rapports initiaux des roches continentales ignées. Les modèles d'évolution du DM varient selon les auteurs et nous considérerons une évolution linéaire ($\epsilon_{Nd}(4,5Ga)=0$ et $\epsilon_{Nd}(0)=+10$). L'âge modèle calculé d'une roche représente l'âge correspondant à l'âge auquel le magma (précurseur de la roche considérée) s'est séparé du DM. Le magma, ayant des rapports Rb/Sr et Sm/Nd différent du DM, va connaître une évolution isotopique différente de l'évolution du DM. (Certains auteurs considèrent aussi des âges modèles relatifs au CHUR. On se reportera à Dickins, 1995 pour une synthèse des réservoirs théoriques utilisés).

Au moment T_{DM} de la séparation DM / magma (noté rock dans les équations), on a

$$\left(\frac{^{143}Nd}{^{144}Nd}\right)_{DM}^{T_{DM}} = \left(\frac{^{143}Nd}{^{144}Nd}\right)_{rock}^{T_{DM}} \quad [28]$$

L'équation [12] permet d'écrire

$$\left(\frac{^{143}Nd}{^{144}Nd}\right)_{DM}^0 = \left(\frac{^{143}Nd}{^{144}Nd}\right)_{DM}^{T_{DM}} + \left(\frac{^{147}Sm}{^{144}Nd}\right)_{DM}^0 (e^{\lambda_{Sm}T_{DM}} - 1) \quad [29]$$

et

$$\left(\frac{^{143}Nd}{^{144}Nd}\right)_{rock}^0 = \left(\frac{^{143}Nd}{^{144}Nd}\right)_{rock}^{T_{DM}} + \left(\frac{^{147}Sm}{^{144}Nd}\right)_{rock}^0 (e^{\lambda_{Sm}T_{DM}} - 1) \quad [30]$$

0 ayant pour signification « actuel ». (Ce sont les rapports mesurés).

Des équations [28][29]et [30], il vient :

$$\left(\frac{^{143}Nd}{^{144}Nd}\right)_{DM}^0 - \left(\frac{^{147}Sm}{^{144}Nd}\right)_{DM}^0 (e^{\lambda_{Sm}T_{DM}} - 1) = \left(\frac{^{143}Nd}{^{144}Nd}\right)_{rock}^0 - \left(\frac{^{147}Sm}{^{144}Nd}\right)_{rock}^0 (e^{\lambda_{Sm}T_{DM}} - 1) \quad [31]$$

d'où

$$e^{\lambda_{Sm}T_{DM}} = \frac{\left(\frac{^{143}Nd}{^{144}Nd}\right)_{rock}^0 - \left(\frac{^{143}Nd}{^{144}Nd}\right)_{DM}^0}{\left(\frac{^{147}Sm}{^{144}Nd}\right)_{rock}^0 - \left(\frac{^{147}Sm}{^{144}Nd}\right)_{DM}^0} + 1 \quad [32]$$

c. à. d.

$$T_{DM} = \frac{1}{\lambda_{Sm}} \ln \left(\frac{\left(\frac{^{143}Nd}{^{144}Nd}\right)_{rock}^0 - \left(\frac{^{143}Nd}{^{144}Nd}\right)_{DM}^0}{\left(\frac{^{147}Sm}{^{144}Nd}\right)_{rock}^0 - \left(\frac{^{147}Sm}{^{144}Nd}\right)_{DM}^0} + 1 \right) \quad [33]$$

C. EAU DE MER, CHUR ET DM : VALEURS UTILISEES

1. Strontium

$$\left(\frac{^{87}Rb}{^{86}Sr}\right) = \frac{Rb}{Sr} * 2.8225$$

Mesures normalisées à $^{87}Sr/^{86}Sr=0.1194$

$$\left(\frac{^{87}Sr}{^{86}Sr}\right)_{seawater} = 0.70917 \pm 2$$

$$\left(\frac{^{87}Sr}{^{86}Sr}\right)_{CHUR}^0 = 0.7045$$

$$\left(\frac{^{87}Sr}{^{86}Sr}\right)_{DM}^0 = 0.7026 \quad \left(\frac{^{87}Rb}{^{86}Sr}\right)_{DM}^0 = 0.0541$$

Standard : E & A

$$\left(\frac{^{87}Sr}{^{86}Sr}\right) = 0.708409$$

2. Néodyme

Pour plus de détails, on se référera au tableau de synthèse de Rollinson (1993) où figurent une synthèse de l'ensemble des références des différents travaux sur les valeurs de normalisation du Nd.

$$\left(\frac{^{147}Sm}{^{144}Nd}\right) = \frac{Sm}{Nd} * 0.602$$

$$\left(\frac{^{143}Nd}{^{144}Nd}\right)_{seawater} \text{ variable : } \epsilon_{Nd}(0) \sim -12 \text{ Atlantique ; } \sim -9 \text{ Indien ; } \sim -3 \text{ Pacifique}$$

$$\left(\frac{^{147}\text{Sm}}{^{144}\text{Nd}}\right)_{\text{CHUR}}^0 = 0.1967$$

$$\left(\frac{^{147}\text{Sm}}{^{144}\text{Nd}}\right)^0 = 0.2136$$

a) Mesures normalisées à $^{146}\text{Nd}/^{142}\text{Nd}=0.636151$

$$\left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}}\right)_{\text{CHUR}}^0 = 0.511847$$

$$\left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}}\right)^0 = 0.512359$$

b) Mesures normalisées à $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.7219$

$$\left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}}\right)_{\text{CHUR}}^0 = 0.512638$$

$$\left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}}\right)_{\text{DM}}^0 = 0.51316$$

Standard : La Jolla

$$\left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}}\right) = 0.511861$$

III. ANALYSES EN ELEMENTS MAJEURS SUR PARTICULES INDIVIDUELLES

Tableau III-1 : Résultats de l'analyse de 20 verres du niveau à 2169 m. (Microsonde Brest).

Numéro d'analyse	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Taille (µm)	10x30	15x20	20x20	15x15	50x30	20x30	40x50	20x40	30x60	40x60	30x50	20x50
SiO ₂	53.85	53.91	53.24	53.11	53.56	53.35	53.01	52.90	53.20	53.77	53.78	53.35
TiO ₂	1.09	1.29	1.10	1.25	1.30	1.15	1.19	1.15	1.14	1.24	1.20	1.17
Al ₂ O ₃	14.64	14.16	14.48	14.73	14.40	14.47	14.51	14.88	14.74	14.55	14.75	14.43
FeO	10.62	10.12	10.63	9.68	10.80	10.52	10.86	10.47	9.94	10.18	10.34	9.39
MnO	0.09	0.27	0.10	0.21	0.21	0.19	0.27	0.20	0.21	0.22	0.12	0.11
MgO	4.82	4.88	5.09	4.68	4.96	4.73	4.76	4.55	4.58	4.64	4.54	4.80
CaO	8.79	8.89	9.09	8.72	9.07	9.11	8.81	9.01	8.82	9.05	8.92	9.07
Na ₂ O	2.42	2.15	2.32	2.06	2.25	2.38	2.42	2.33	2.42	2.48	1.86	2.38
K ₂ O	0.48	0.62	0.59	0.59	0.59	0.53	0.54	0.50	0.58	0.57	0.66	0.56
P ₂ O ₅	0.12	0.18	0.10	0.13	0.13	0.20	0.13	0.19	0.23	0.17	0.13	0.09
Cr ₂ O ₃	0.00	0.12	0.00	0.06	0.02	0.00	0.09	0.00	0.07	0.07	0.00	0.00
NiO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.04	0.11	0.00	0.00	0.00	0.00
Cl	0.04	0.09	0.06	0.09	0.07	0.05	0.09	0.07	0.09	0.08	0.08	0.07
Total	96.94	96.68	96.78	95.31	97.35	96.69	96.72	96.37	96.01	97.03	96.36	95.40

Numéro d'analyse	13	14	15	16	17	18	19	20	Moyenne	Ecart type
Taille (µm)	20x30	20x40	50x60	20x40	30x50	30x40	30x40	20x30		
SiO ₂	54.83	53.17	53.76	53.17	53.64	53.78	53.91	52.88	53.51	0.46
TiO ₂	1.25	1.18	1.13	1.25	1.15	1.09	1.14	1.18	1.18	0.06
Al ₂ O ₃	14.72	14.55	14.53	14.67	14.71	14.73	14.77	14.65	14.60	0.17
FeO	9.59	10.00	9.50	10.70	10.80	9.93	9.69	10.56	10.21	0.48
MnO	0.24	0.22	0.27	0.11	0.12	0.29	0.14	0.20	0.19	0.06
MgO	4.50	4.70	4.66	4.48	4.47	4.77	4.37	4.71	4.69	0.18
CaO	8.78	8.84	8.75	8.90	8.76	8.92	8.73	9.01	8.90	0.13
Na ₂ O	2.30	2.24	2.44	2.48	2.44	1.77	2.43	2.61	2.31	0.21
K ₂ O	0.69	0.59	0.66	0.65	0.59	0.54	0.73	0.61	0.59	0.06
P ₂ O ₅	0.12	0.18	0.16	0.19	0.16	0.14	0.09	0.16	0.15	0.04
Cr ₂ O ₃	0.00	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.03	0.04
NiO	0.01	0.00	0.10	0.00	0.05	0.00	0.00	0.00	0.02	0.03
Cl	0.04	0.11	0.05	0.08	0.05	0.06	0.06	0.07	0.07	0.02
Total	97.05	95.84	96.01	96.68	96.94	96.04	96.06	96.65	96.45	0.56

Tableau III-2 : Résultats de l'analyse de 20 verres du niveau à 2260 m. (Microsonde Brest).
Les analyses sont présentées par teneur en SiO₂ croissante.

Numéro d'analyse	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Taille (µm)	20x30	20x20	30x40		30x40	20x20	30x40	30x40	15x50	15x20	30x40	
SiO ₂	58.90	59.30	59.54	59.82	60.07	60.12	60.17	60.19	61.20	60.32	60.49	60.63
TiO ₂	0.94	1.17	0.94	0.96	0.80	0.73	0.75	0.81	0.67	0.83	0.76	0.91
Al ₂ O ₃	14.12	13.02	13.72	14.03	14.08	14.25	13.98	14.16	14.12	14.06	14.18	14.52
FeO	9.18	10.84	8.89	8.82	9.55	9.13	9.34	9.24	9.27	9.16	9.51	8.74
MnO	0.12	0.19	0.14	0.38	0.31	0.35	0.40	0.33	0.29	0.16	0.26	0.25
MgO	2.58	2.33	2.12	1.87	2.25	2.10	1.96	2.10	2.21	2.24	1.96	2.00
CaO	6.98	6.44	6.57	6.72	6.19	6.82	6.15	6.49	6.23	6.29	6.38	6.12
Na ₂ O	2.18	2.02	1.77	2.00	2.16	2.10	1.81	2.00	2.16	2.08	1.97	1.92
K ₂ O	0.34	0.38	0.35	0.33	0.45	0.41	0.42	0.40	0.42	0.42	0.44	0.39
P ₂ O ₅	0.12	0.09	0.05	0.06	0.10	0.06	0.03	0.05	0.02	0.10	0.16	0.10
Cr ₂ O ₃	0.00	0.07	0.05	0.00	0.02	0.00	0.04	0.07	0.00	0.00	0.00	0.00
NiO	0.06	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.10	0.00	0.00	0.00	0.09	0.14
Cl	0.20	0.25	0.20	0.22	0.22	0.19	0.24	0.22	0.22	0.21	0.15	0.23
Total	95.73	96.11	94.35	95.21	96.18	96.30	95.37	96.06	96.80	95.86	96.36	95.96

Numéro d'analyse	13	14	15	16	17	18	19	20		
Taille (µm)	40x70		10x30						Moyenne	Ecart type
SiO ₂	61.66	62.94	64.14	66.96	67.18	70.71	74.37	75.15	64.14	5.21
TiO ₂	0.74	0.60	0.58	0.62	0.60	0.27	0.20	0.17	0.63	0.23
Al ₂ O ₃	13.86	13.69	13.21	13.54	13.26	11.48	11.56	11.61	13.47	1.02
FeO	8.67	7.63	6.63	6.81	6.21	4.06	3.10	2.99	7.50	2.32
MnO	0.32	0.20	0.31	0.40	0.32	0.00	0.05	0.26	0.26	0.11
MgO	1.93	1.51	1.13	1.23	1.09	0.33	0.31	0.28	1.54	0.72
CaO	5.88	5.59	4.59	5.05	4.83	2.59	2.34	2.28	5.24	1.53
Na ₂ O	1.90	2.34	1.25	1.86	1.52	1.05	1.13	1.17	1.78	0.42
K ₂ O	0.42	0.51	0.54	0.56	0.62	0.73	0.72	0.82	0.52	0.14
P ₂ O ₅	0.10	0.12	0.09	0.20	0.05	0.04	0.06	0.03	0.08	0.05
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.02
NiO	0.00	0.00	0.00	0.06	0.00	0.06	0.01	0.00	0.03	0.05
Cl	0.23	0.27	0.28	0.22	0.25	0.39	0.40	0.35	0.25	0.07
Total	95.72	95.41	92.75	97.51	95.92	91.70	94.25	95.11	95.45	1.46

Tableau III-3 : Résultats de 47 analyses de verres du niveau à 1280 m. (Microsonde Brest).
Les analyses sont présentées en deux séries de composition et de taille différentes (V et V').

Numéro d'analyse	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Numéro de particule	V1	V2	V3	V3 bis	V4	V4 bis	V4 ter	V5	V5 bis	V6	V7	V8
Taille (µm)	20x25				30x40	30x40	30x40	20x30	20x30	10x20		20x30
SiO ₂	64.14	64.29	62.59	64.61	64.64	64.35	61.65	62.33	63.15	63.17	63.63	63.16
TiO ₂	0.79	0.70	0.69	0.76	0.79	0.89	0.84	0.71	0.94	0.44	0.70	0.87
Al ₂ O ₃	13.71	14.45	14.38	14.29	14.54	14.70	14.80	14.30	14.76	16.69	13.97	13.91
FeO	8.46	8.27	9.06	8.31	6.87	7.91	9.00	9.75	8.78	6.14	8.06	8.20
MnO	0.26	0.20	0.19	0.13	0.14	0.01	0.23	0.39	0.24	0.19	0.14	0.23
MgO	1.81	1.76	2.07	1.86	1.62	2.04	2.21	2.12	2.07	1.41	1.67	2.29
CaO	6.03	6.16	6.48	5.93	5.54	6.00	6.42	6.34	5.96	7.04	5.82	6.68
Na ₂ O	2.20	2.03	2.01	1.86	2.12	2.24	3.06	2.08	2.02	3.21	2.00	1.61
K ₂ O	0.52	0.47	0.43	0.50	0.53	0.46	0.33	0.39	0.44	0.36	0.52	0.42
P ₂ O ₅	0.09	0.04	0.11	0.03	0.08	0.09	0.02	0.12	0.07	0.19	0.07	0.20
Cr ₂ O ₃	0.01	0.00	0.12	0.03	0.04	0.02	0.06	0.11	0.00	0.06	0.00	0.08
NiO	0.10	0.14	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03
Cl												0.21
Total	98.11	98.50	98.15	98.29	96.92	98.72	98.61	98.64	98.44	98.90	96.59	97.90

Numéro d'analyse	13	14		
Numéro de particule	V9	V9	Moyenne	Ecart type
Taille (µm)	30x40	30x40		
SiO ₂	61.95	63.61	63.38	0.98
TiO ₂	0.81	0.77	0.76	0.12
Al ₂ O ₃	13.98	13.99	14.46	0.73
FeO	9.38	9.20	8.39	0.97
MnO	0.27	0.12	0.20	0.09
MgO	2.05	1.83	1.91	0.25
CaO	6.10	5.85	6.17	0.39
Na ₂ O	1.71	2.02	2.15	0.45
K ₂ O	0.55	0.53	0.46	0.07
P ₂ O ₅	0.12	0.06	0.09	0.05
Cr ₂ O ₃	0.00	0.02	0.04	0.04
NiO	0.00	0.00	0.02	0.04
Cl	0.22	0.20	0.21	0.01
Total	97.14	98.20	98.08	0.71

ANNEXE III Analyses en éléments majeurs sur particules individuelles

Numéro d'analyse	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26
Numéro de particule	V1'	V'	V'	V1' bis	V2'	V'	V4'	V5' bis	V6'	V6' bis	V6' ter	V7'
Taille (µm)	5x5	5x5	5x5	5x5	5x10	5x5	5x10	5x20	5x20	5x20	5x20	5x20
SiO2	63.39	62.46	63.53	60.28	60.92	60.81	63.40	63.47	62.75	61.72	63.60	63.10
TiO2	0.60	0.51	0.47	0.65	0.66	0.68	0.55	0.56	0.55	0.52	0.60	0.60
Al2O3	14.57	12.10	12.88	14.14	14.03	14.21	13.99	14.65	13.69	13.69	14.44	14.70
FeO	8.21	8.96	9.17	8.01	8.00	7.84	8.42	9.50	8.44	8.09	8.02	9.18
MnO	0.48	0.22	0.44	0.23	0.49	0.28	0.27	0.35	0.40	0.44	0.23	0.38
MgO	0.11	0.03	0.02	0.10	0.16	0.10	0.02	0.09	0.04	0.07	0.07	0.10
CaO	1.85	0.89	1.01	1.65	1.82	1.47	1.44	1.75	1.25	1.31	1.22	1.74
Na2O	2.37	2.86	1.93	2.35	1.93	1.91	2.27	2.48	2.33	1.99	2.35	2.51
K2O	4.47	3.97	3.54	4.41	4.49	4.15	4.22	4.43	4.20	4.13	4.06	4.69
P2O5	0.07	0.06	0.05	0.00	0.07	0.10	0.03	0.15	0.04	0.00	0.06	0.16
Cr2O3	0.06	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.11	0.00	0.00	0.03	0.00	0.04
NiO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.08	0.00	0.04	0.00	0.00	0.06
Cl												0.16
Total	96.18	92.05	93.04	91.83	92.57	91.58	94.80	97.42	93.74	91.98	94.64	97.41

Numéro d'analyse	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36	37	38
Numéro de particule	V8'	V9'	V10'	V11'	V12'	V13'	V14'	V15'	V16'	V17'	V18'	V19'
Taille (µm)	5x10	5x5	20x30	5x10	5x10	10x10	5x5	5x5	5x5	5x15	5x10	5x10
SiO2	62.71	62.13	63.63	63.61	62.51	63.46	64.41	63.45	62.65	63.20	62.81	63.06
TiO2	0.58	0.61	0.44	0.68	0.45	0.48	0.63	0.54	0.56	0.45	0.54	0.57
Al2O3	13.68	14.48	14.92	13.36	13.75	12.87	13.29	14.21	14.68	13.64	14.45	14.43
FeO	8.41	8.59	8.65	8.83	8.50	9.15	9.10	8.03	8.57	8.73	9.09	8.18
MnO	0.39	0.29	0.43	0.23	0.43	0.35	0.28	0.30	0.23	0.21	0.30	0.31
MgO	0.04	0.17	0.10	0.03	0.05	0.06	0.03	0.06	0.12	0.04	0.13	0.10
CaO	1.41	2.03	1.86	1.11	1.25	1.02	1.10	1.08	1.77	1.37	1.79	1.76
Na2O	2.58	2.03	2.41	2.28	1.99	2.05	1.83	2.02	2.42	2.43	2.04	1.91
K2O	4.33	4.32	4.29	4.14	4.05	4.05	3.92	4.56	4.36	4.26	4.30	4.14
P2O5	0.00	0.12	0.03	0.05	0.01	0.09	0.09	0.05	0.08	0.06	0.00	0.10
Cr2O3	0.00	0.00	0.00	0.12	0.00	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.15
NiO	0.05	0.07	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.03	0.04	0.00
Cl	0.25	0.13	0.15	0.32	0.28	0.32	0.36	0.12	0.15	0.24	0.11	0.15
Total	94.43	94.96	96.90	94.76	93.25	93.95	95.05	94.43	95.60	94.63	95.58	94.84

Numéro d'analyse	39	40	41	42	43	44	45	46	47		
Numéro de particule	V20'	V20' bis	V20' ter	V21'	V22'	V23'	V24'	V25'	V26'	Moyenne	Ecart type
Taille (µm)	5x10	5x10	5x10	5x10	5x10	15x20	10x15	5x10	5x10		
SiO2	63.23	62.13	63.12	62.47	63.13	63.05	62.68	62.86	63.16	62.81	0.87
TiO2	0.50	0.44	0.58	0.59	0.52	0.45	0.58	0.63	0.48	0.55	0.07
Al2O3	12.86	12.40	12.95	14.17	13.54	13.99	14.72	14.44	13.10	13.85	0.73
FeO	8.21	9.24	8.27	8.10	8.69	8.84	8.83	8.92	8.86	8.59	0.44
MnO	0.32	0.34	0.27	0.28	0.28	0.20	0.16	0.37	0.22	0.31	0.09
MgO	0.02	0.17	0.05	0.05	0.00	0.07	0.10	0.08	0.03	0.07	0.04
CaO	0.92	0.88	1.05	1.31	1.43	1.30	1.65	1.97	1.10	1.41	0.34
Na2O	2.63	2.00	1.84	2.08	1.99	2.13	2.37	2.32	2.10	2.20	0.26
K2O	3.83	3.78	4.24	4.01	4.06	4.11	4.37	4.65	3.88	4.19	0.25
P2O5	0.03	0.01	0.09	0.02	0.07	0.00	0.10	0.06	0.06	0.06	0.04
Cr2O3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05	0.07	0.00	0.00	0.01	0.02	0.04
NiO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.20	0.09	0.00	0.00	0.00	0.02	0.04
Cl	0.43	0.39	0.25	0.27	0.25	0.28	0.16	0.11	0.31	0.24	0.10
Total	92.99	91.77	92.70	93.33	94.21	94.58	95.74	96.39	93.31	94.58	1.38

