Géochimie isotopique (Nd, Sr) et géochilnie des éléments traces des basaltes alcalins du Massif Central français : Contraintes pétrogénétiques et arguments en faveur du métasomatisme mantellique.

Catherine Chauvel

▶ **To cite this version:**

Catherine Chauvel. Géochimie isotopique (Nd, Sr) et géochilnie des éléments traces des basaltes alcalins du Massif Central français : Contraintes pétrogénétiques et arguments en faveur du métasomatisme mantellique.. Géochimie. Université de Rennes 1 [UR1], 1982. Français. NNT : . tel-01576112

HAL Id: tel-01576112
https://insu.hal.science/tel-01576112

Submitted on 22 Aug 2017

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.

UNIVERSITÉ DE RENNES I
Centre Armoricain d'Étude
Structurale des Socles

UNIVERSITE DE RENNES
BIBLIOTHEQUE
INSTITUT DE GEOLOGIE

Géochimie isotopique (Nd, Sr) et géochimie des éléments traces des basaltes alcalins du Massif Central français : Contraintes pétrogénétiques et arguments en faveur du métasomatisme mantellique.

Catherine CHAUVEL
1982

INSTITUT de GÉOLOGIE
de RENNES
Numéro d'inventaire Bibliothèque
6898

SERIE : C
N° d'Ordre : 713
N° de Série : 272

THESE
Présentée Mots clefs mis

Université de Rennes

D E V A N T L ' U N I V E R S I T E D E R E N N E S I

U.E.R. "Structures et Propriétés de la Matière"

pour obtenir

le titre de DOCTEUR en TROISIEME CYCLE -

Spécialité : Science de la Terre - Méthodes d'Etude Structurale des socles. Option : Pétrographie - Géochimie.

par Catherine CHAUVEL

Sujet de la thèse :Géochimie isotopique (Nd, Sr) et géochimie des éléments traces des basaltes alcalins du Massif Central français : contraintes pétrogénétiques et arguments en faveur du métasomatisme mantellique.

Soutenue le 20 Janvier 1982 devant la commission d'Examen

MM	Bor-ming JAHN	Professeur, Université de Rennes I President
	Francis ALBAREDE	Professeur, Université de Nancy
	Jean BERNARD-GRIFFITHS	Chargé de Recherche, CNRS, Rennes
	René MAURY	Professeur, Université de Haute-Bretagne, Brest
	Martin MENZIES	Ph.D., Open University, Grande Bretagne
	Philippe VIDAL	Maître de Recherche, CNRS, Rennes.

UNIVERSITE DE RENNES I
BIBLIOTHEQUE
INSTITUT DE GEOGRAPHIE

UNIVERSITE de RENNES I

Année 1980-1981

U.E.R. "Sciences et Philosophie"

Doyens Honoraires

M. MILON Y.
M. LE MOAL H.
M. MARTIN Y.
M. BOCLE J.

Professeurs Honoraires

M. FREYMANN R.
M. ROHMER R.
M. SALMON-LEGAGNEUR F.
M. MILON Y.
M. VENE J.
Mlle CHARPENTIER M.
M. VACHER M.
M. VILLERET S.
M. VIGNERON L.

Maîtres de Conférences Honoraires

M. GRILLET L.
Mlle HAMON M.R.

MATHEMATIQUES

Professeurs

Mme BERLINE Nicole
M. BERTHELOT Pierre
M. BOULAYE Guy
M. BREEN Lawrence
M. CAMUS Jacques
M. CONZE Jean-Pierre
M. CROUZEIX Michel
M. FERRAND Daniel
M. GIORGIUTTI Italo
M. GUERINDON Jean
M. GUIVARC'H Yves
M. HOUDEBINE Jean
M. JACOD Jean
M. LEGOUPIL Jean
M. LENFANT Jacques
M. LERMAN Israël
M. MARTIN Yves
M. METIVIER Guy
M. MIGNOT Alain
M. TOUGERON Jean-Claude
M. TRILLING Laurent
M. VERJUS Jean-Pierre

Docteurs d'Etat

M. CIAVALDINI Jean François
M. GRAS Régis
M. HENNION Hubert
Mme LE ROUX Marie Noëlle
M. MEMIN Jean
M. MERRIEN Jean
M. NOURRIGAT Jean-François
M. PERRIN Gérard

/...

PHYSIQUE

Professeurs

M. ARQUES Pierre-Yves
M. BENIERE François
M. BRUN Pierre
M. DECAMPS Edmond-Antoine
M. DUBOST Gérard
M. DURAND Alain
M. GUIDINI Joseph
M. HAEUSLER Claude
M. LE BOT Jean
M. LEROUX Emile
M. LE TRAON André
M. MEINNEL Jean
M. MEVEL Jean-Yves
M. NUSIMOVICI Michel
M. ROBIN Stéphane
Mme ROBIN Simone
née SALOMOND
M. STEPHAN Guy
M. TERRET Claude
M. VEZZOSI Georges

Docteurs d'Etat

M. BALCOU Yves
M. BAUDOUR Jean
M. BERNARD Dominique
M. BESNIER Gilbert
M. CHARBONNEAU Guy
M. DANIEL Jean-Pierre
M. DAUDE André
M. DEFRANCE André
M. ECOLIVET Claude
M. GOMET Jean-Claude
M. GOULPEAU Louis
Mlle HAGENE Monique
M. LANGOUET Loïc
M. LARVOR Maurice
M. LE DOUCEN Roger
M. LE FLOCH Albert
M. LE MONNIER Jean-Claude
M. LENORMAND Jean-Michel
M. MESSAGER Jean-Claude
M. POEY Pierre
M. PRIOL Marcel
M. SEIGNAC André

CHIMIE

Professeurs

M. CARRIE Robert
M. DIXNEUF Pierre
M. FOUCAUD André
M. GRANDJEAN Daniel
M. GUERILLOT Claude
M. HAMELIN Jack
M. LANG Jean
M. LE MOAL Henri
M. LEVAS Emile
M. LUCAS Jacques
M. MARTIN Guy (ENSCR)
M. PELTIER Daniel
M. PRIGENT Jacques
M. TALLEC André

Docteurs d'Etat

M. AUFFREDIC Jean-Paul
Mme BARS Odile née BEAULIEU
M. BOTREL Alain
Mme DANION Renée
née BOUGOT
M. CAILLET Paul
M. CAREL Claude
M. CORRE François
M. DANION Daniel
M. DARCHEN André
M. FAYAT Christian
M. GADREAU Claude
M. GAUDE Jean
Mme LOUER Michèle
née GAUDIN
M. GORGUES Alain
M. GUERIN Roland
M. GUILLEVIC Joseph
M. HAZARD Roland
Mme PAPILLON Denise
née JEGOU (ENSCR)
M. JOUCLA Marc
M. JUBAULT Michel
M. LAURENT Yves
M. LE BORGNE Guy
M. LE COQ André
M. LE CORRE Maurice
M. LE FLOCH Yves (ENSCR)
Mme UTJES Monique
née LE GALL
Mme RIVET Paulette
née LE GUELLEC
Mlle LE PLOUZENNEC
Maryvonne
M. LISSILOUR Roland
M. MARTELLI Jacques
M. MAUNAYE Marcel (ENSCR)
M. MEYER André
M. MOINET Claude
M. NICOLLON des
ABBAYES Hervé
M. PATIN Henri
M. PERSON Hervé
Mme BERNARD de
COURVILLE Annick
née PICHEVIN
M. PLUSQUELLEC Daniel
(ENSCR)
M. POCHAT Francis
M. POULAIN Marcel
M. RAPHALEN Désiré
(ENSCR)
M. RAULET Claude
M. ROBERT Albert
M. VENIEN Frédéric
(ENSCR)
M. VERDIER Patrick

/...

CHIMIE BIOLOGIQUE

Professeurs

M. DUVAL Jacques
M. JOUAN Pierre

Docteurs d'Etat

M. KERCRET Henri
M. MERCIER Louis
M. VALOTAIRE Yves

GEOLOGIE

Professeurs

M. BONHOMMET Norbert
M. CHAUVEL Jean-Jacques
M. CHOUKROUNE Pierre
M. COGNE Jean
Mlle DURAND Suzanne
M. HAMEURT Jean-Marie
M. LARDEUX Hubert
M. WILLAIME Christian

Docteurs d'Etat

M. AUVRAY Bernard
Mme ESTEOULE Janine née CHOUX
Mme MORZADEC Marie-Thérèse née KERFOURN
M. LEFORT Jean-Pierre
Mme OLLIVIER Marie-Françoise née PIERRE
M. HENRY Jean Louis

ZOOLOGIE

Professeurs

M. ALLEGRET Paul
M. CALLEC Jean-Jacques
M. FOLLIOT Roger
M. GOURANTON Jean
M. JOLY Jean-Marie
M. MAILLET Pierre
M. MANIEY Jacques
M. NENON Jean-Pierre
M. PICHERAL Bertrand
M. RAZET Pierre
M. TREHEN Paul

Docteurs d'Etat

M. BARBIER Roger
M. BERNARD Jean
M. BOISSEAU Claude
M. CHAUVIN Georges
M. COILLOT Jean-Pierre
M. DAGUZAN Jacques
M. DENIS Christian
M. GAUTIER Jean-Yves
M. GOURRET Jean-Pierre
Mme HUBERT Monique née GUERGADY
M. GUILLET Jean-Claude
M. GUYOMARC'H Jean-Charles
M. HAMON Claude
M. JEGO Patrick
Mme URVOY Jeanne née LE MASSON
M. MICHEL Raoul
M. RETIERE Christian
M. WROBLEWSKI Henri

BOTANIQUE

Professeurs

M. CITHAREL Jean
M. CLAUSTRES Georges
Mlle GOAS Gabrielle
Mlle GOAS Marie
M. HUON André
Mme LEMOINE Cécile
M. TOUFFET Jean

Docteurs d'Etat

M. BERTRU Georges
M. BRIENS Marcel
M. LE COHU René
M. LE RUDULIER Daniel
M. SAVOURE Bernard
M. STRULLU Désiré

PHILOSOPHIE

Professeurs

M. JACQUES Francis
M. ORTIGUES Edmond
M. VETO Miklos

Docteurs d'Etat

M. CLAIR André

/...

PERSONNEL C.N.R.S.

Directeurs de Recherche	Maîtres de Recherche	Chargés de Recherche
	MATHEMATIQUES	
		M. CREPEL Pierre
	INFORMATIQUE	
		M. DARONDEAU Philippe
	CHIMIE	
M. BIGORGNE Mickaël (ENSCR)	M. ASTRUC Didier M. JAOUEN Gérard M. SERGENT Marcel	M. CHEVREL Roger M. FONTENEAU Gilles M. GREE René M. GUYADER Jean M. L'HARIDON Paul M. LOUER Daniel M. MATECKI Marc M. MARCHAND Roger M. PANNETIER Jean
	GEOLOGIE	
	M. CAPDEVILLA Raymond	M. BERNARD-GRIFFITHS Jean M. ROBARDET Michel M. VIDAL Philippe
	PHYSIQUE	
		M. DANG TRAN QUAN M. MOREL Georges M. SANQUER Marc
	BIOCHIMIE	
		Mme SAMPEREZ Suzanne
	ETHOLOGIE	
		Mme CLOAREC Anne M. VANCASSEL Michel M. VIDAL Jean-Marie
	ZOOLOGIE	
		Mme GAUTIER Annie M. GAUTIER Jean-Pierre
	ANTHROPOLOGIE	
M. GIOT Pierre-Roland	M. BRIARD Jacques	

Sommaire

Avant-propos 1

Introduction 3

Chapitre I : Géochimie des Terres Rares 7

A - Généralités 7

1) Configuration électronique des Lanthanides 9

2) Valence 9

3) Rayon ionique 9

4) Abondance des Terres Rares 13

B - Comportement des Terres Rares au cours des processus magmatiques 15

1) Coefficient de partage K_D 15

2) Modèle de fusion partielle 17

3) Modèle de cristallisation fractionnée 21

4) Mélange et contamination 21

5) Applications pétrogénétiques 22

Chapitre II : Géochimie isotopique du Nd et du Sr 23

A - La méthode Samarium - Néodyme 23

1) Applications cosmochimiques 24

2) Applications géochronologiques 27

3) Evolution du manteau terrestre et de la croûte 29

4) Applications pétrogénétiques et structure du manteau terrestre 35

B - La méthode Rubidium - Strontium 37

1) Applications géochronologiques 37

2) Applications géochimiques 39

C - Corrélation I_{Sr} - I_{Nd} 40

Chapitre III : Méthodes analytiques 43
A - Détermination des concentrations des éléments traces par la dilution isotopique 43
B - Procédure chimique (Terres Rares, Nd, Sr) 49
1) Dosage des Terres Rares, du Rb et du Sr 51
2) Isolation chimique du Néodyme et du Strontium 53
3) Remarques concernant la pollution 55
4) Valeurs des blancs mesurés au laboratoire 57
C - Spectrométrie de masse - Enregistrement 58
1) Généralités sur le spectromètre de masse 58
2) Particularités relatives à l'émission du Nd 60
3) Obtention des spectres de Terres Rares 63
4) Détermination de la constitution isotopique du Sr 65
5) Etalons 65
D - Détermination des teneurs en éléments majeurs et en éléments traces (excepté les REE) 67
1) Les éléments majeurs 67
2) Les éléments traces (autres que les REE) 67

Chapitre IV : Le Massif Central 69
A - Contexte géologique 69
1) Généralités et structures 69
2) Chronologie des éruptions 73
3) Données géophysiques 75
4) Pétrologie du volcanisme alcalin 76
B - Echantillons analysés 81
1) Localisation géographique de l'échantillonnage 81
2) Pétrographie 81
3) Composition en éléments majeurs 81

4) Les éléments traces 89
a) les Terres Rares 89
b) les autres éléments traces 101
5) Les compositions isotopiques du Sr et du Nd 107
6) Le nodule de lherzolite à spinelle 114
7) Cristallisation fractionnée et contamination 116

Chapitre V : Discussion 127
A - Contraintes concernant la source mantellique apportées par les constitutions isotopiques du Sr et du Nd 127
B - Contraintes découlant des spectres de Terres Rares 129
C - Modèles pétrogénétiques proposés par les géochimistes 131
1) fusion directe d'un manteau appauvri en LREE et caractérisé par $\varepsilon_{Nd} = + 5$ 132
2) Contamination de la région source par un liquide enrichi en LREE 141
3) Mélange de deux liquides à caractéristiques isotopiques différentes 143
D - Le métasomatisme mantellique 145
1) Données de la pétrologie expérimentale 146
2) Modèle semi-quantitatif 151

Conclusion 159

Annexe 163

Bibliographie 167

Avant-propos

L'étude du développement des continents a toujours été l'une des branches les plus importantes de la géologie. C'est sur elle que porte la majeure partie des travaux du Centre Armoricain d'Etude Structurale des Socles de Rennes. Nous savons que le développement de la croûte continentale n'est pas un phénomène indépendant du reste et qu'il appartient à une succession de processus de différenciation chimique du manteau supérieur. Ainsi, pense-t-on généralement que les matériaux continentaux (granitoïdes) ont subi une histoire complexe. Les roches provenant directement du manteau par fusion sont des basaltes et non des granitoïdes continentaux. Ainsi, si l'on veut avoir une meilleure compréhension des processus qui gouvernent le développement continental, l'on comprend bien que l'étude des roches basaltiques est aussi importante que celle des roches granitiques.

L'hétérogénéité du manteau supérieur est reconnue ; elle est attribuée en partie aux phénomènes de fusion (qui engendrent un "appauvrissement" du manteau) et en partie à des processus d'"enrichissement". Les basaltes alcalins, bien qu'ils soient beaucoup moins répandus que les tholéites, donnent néanmoins de nombreuses informations sur l'évolution chimique du manteau supérieur. C'est pourquoi, nous avons entrepris une étude géochimique et isotopique des basaltes alcalins (sens large) du Massif Central.

Cette thèse étant le fruit de deux années et demie de travail au sein de l'Institut de Géologie de Rennes, je tiens à remercier ici toutes les personnes qui en ont permis l'aboutissement.

Tout d'abord, Monsieur le Professeur Bor-ming Jahn, qui, par le choix de mon sujet de thèse. et les nombreuses discussions que nous avons eues, m'a initiée à la recherche scientifique.

J'exprime aussi toute ma gratitude aux autres membres du laboratoire de géochronologie - géochimie :

- Jean Cornichet, qui, par sa compréhension du travail, m'a toujours aidée à comprendre les difficultés de la chimie isotopique et m'a poussée à aborder intelligemment cette technique,

- Joël Macé, qui s'est efforcé de m'expliquer le fonctionnement d'un spectromètre de masse et m'a toujours incitée à opter pour la qualité des mesures,

- René Charlot, qui m'a initiée à la spectrométrie de masse et qui s'est chargé de la programmation des calculatrices,

- Françoise Vidal et Michel Lemoine qui ont effectué la grande majorité de mes analyses par fluorescence X et absorption atomique,

- Jean Bernard-Griffiths, Philippe Vidal et Jean-Jacques Peucat qui ont toujours manifesté de l'intérêt pour mon travail.

Je remercie vivement Bernard Auvray et Sylvain Blais, pétrologues de Rennes qui m'ont toujours prodigué leurs conseils, ainsi que Mr René Maury et les pétrologues de Clermont Ferrand qui m'ont apporté leur aide pour l'échantillonnage.

J'exprime ici toute ma reconnaissance envers Marie-Hélène Fichet-Delavault qui s'est chargée de la frappe et de la présentation de cet ouvrage, Jean Bertrand qui a réalisé toutes les réductions des figures, Mr Briot qui a relié cette thèse, Mr Aubry qui a broyé mes échantillons et Mr Moreau qui a confectionné les lames minces.

Je n'oublierai pas Gérard Gruau et Benoît Postaire, tous deux étudiants, qui ont partagé le même bureau que moi pendant deux ans et avec lesquels j'ai eu de nombreuses discussions enrichissantes.

Je remercie enfin Messieurs B.M. Jahn, P. Vidal, J. Bernard-Griffiths, F. Albarède, R. Maury et M. Menzies de faire partie de mon jury.

Introduction

Les roches basiques (basaltes, kimberlites, komatiites, etc) proviennent par fusion partielle du manteau terrestre. L' étude géochimique de ces roches peut donc nous aider à comprendre la composition chimique et la structure de leurs sources mantelliques.

Malgré les variations de composition chimique, les basaltes terrestres modernes peuvent être grossièrement classés en deux familles. La première, la famille des tholéiites, regroupe les basaltes de rides et de planchers océaniques (les différents types de "MORB", Schilling, 1975) et certains basaltes continentaux (les "continental flood basalts"). Cette famille est beaucoup plus représentée que la seconde, qui regroupe sous le nom de famille des basaltes alcalins, les basaltes alcalins, les basanites, les néphélinites, les kimberlites, les lamprophyres, etc... Les roches de cette famille apparaissent généralement dans des sites tectoniques tout à fait différents de ceux des tholéiites, c'est-à-dire principalement sous forme de volcanisme intra-plaques océaniques (basaltes d'îles océaniques) ou continentales (basaltes alcalins continentaux) mais aussi au niveau des failles transformantes. Ces sites géotectoniques peuvent être liés à l'activité de "hot spots" (Morgan, 1972 ; Girot et al, 1978). Le problème de la genèse des basaltes est l'objet de nombreuses études depuis quelques années que ce soit par les pétrologues ou les géochimistes. Les études de pétrologie expérimentale qui portent sur les relations entre les phases au liquidus dans les basaltes et au solidus dans leurs sources potentielles ont permis l'élaboration de modèles pétrogénétiques. Ceux-ci expliquent la diversité de composition des basaltes par une variation de la pression, de la température et du taux de fusion. L'intervention d'une phase fluide, ainsi que sa nature, jouent également un rôle important dans la composition du liquide basaltique.

Les études géochimiques tentent, elles, de caractériser les basaltes, par leurs teneurs en éléments traces et leurs compositions isotopiques.

En ce qui concerne les basaltes alcalins, de nombreux modèles pétrogénétiques ont été proposés par les géochimistes. Ces modèles peuvent être regroupés en trois grandes familles :

1) Faible taux de fusion partielle ($\leq$ 3 %) d'une source mantellique chondritique (Gast, 1968 ; Kay et Gast, 1973).

2) Taux de fusion partielle plus élevé (5 à 15 %) d'une source mantellique préalablement enrichie en LIL et en autres éléments incompatibles. En particulier, les Terres Rares légères (LREE) sont relativement enrichies et non-chondritiques. (Sun et Hanson, 1975 ; Frey et al. 1978). Nous pouvons rapprocher de ce modèle, les hypothèses de métasomatisme mantellique (Lloyd et Bailey, 1975 ; Carter et al. 1978 ; Boettcher et al, 1979 ; Menzies et Murthy, 1980 a, b, c ; Wass et Rogers, 1980).

3) Mélange de magmas provenant de domaines mantelliques distincts isotopiquement (Nd) (Wasserburg et DePaolo, 1979).

Les développements récents des études isotopiques (Nd, Sr et Pb) et des études des éléments traces (en particulier des REE) permettent d'apporter des contraintes sévères aux modèles pétrogénétiques. Il semble maintenant que un processus d'enrichissement du manteau avant (ou contemporain de) la production des basaltes alcalins est un concept bien établi.

Dans ce travail, je présenterai les données isotopiques (Nd et Sr) et les données des éléments traces (en particulier les REE) obtenues pour des basaltes alcalins (sensus lato) du Massif Central français, l'une des provinces alcalines les plus importantes d'Europe, et ce dans le but de :

1- caractériser la composition isotopique de ces roches et par là

même, celle de leur(s) source(s) mantellique(s). Ceci donnera une contrainte temporelle à l'"évènement enrichissant", s'il existe,

2- utiliser les spectres de REE mesurés en les combinant avec les données isotopiques pour en déduire les abondances en REE de leur(s) région(s) source(s) et proposer un modèle pétrogénétique,

3- examiner tous les processus autres que ceux de la différenciation c'est-à-dire, la contamination crustale, le mélange de magmas, l'altération, etc., par l'étude des données géochimiques et isotopiques,

4- tester et commenter les modèles déjà proposés pour la genèse des basaltes alcalins.

Chapitre I : Géochimie des Terres Rares

A - GENERALITES

La famille des "Terres Rares" ou Lanthanides (ou rare earth elements : REE) appartient au groupe III A des éléments de transition dans la sixième série de la classification périodique de Mendeliev. Elle regroupe quinze éléments (tableau n° I-1).

Symbole	Z	Elément
La	57	Lanthane
Ce	58	Cérium
Pr	59	Praséodyme
Nd	60	Néodyme
Pm	61	Prométhéum
Sm	62	Samarium
Eu	63	Europium
Gd	64	Gadolinium
Tb	65	Terbium
Dy	66	Dysprosium
Ho	67	Holmium
Er	68	Erbium
Tm	69	Thulium
Yb	70	Ytterbium
Lu	71	Lutécium

Tableau n° I-1

Dix éléments possèdent deux ou plusieurs isotopes ; quatre éléments sont monoisotopiques et le Prométhéum ne possède pas d'isotope stable (Tableau n° I-2).

Z	Elément	Isotopes
57	La	138 - 139
58	Ce	136 - 138 - 140 - 142
59	Pr	141
60	Nd	142 - 143 - 144 - 145 146 - 148 - 150
61	Pm	pas d'isotope stable
62	Sm	144 - 147 - 148 - 149 150 - 152 - 154
63	Eu	151 - 153
64	Gd	152 - 154 - 155 - 156 157 - 158 - 160
65	Tb	159
66	Dy	156 - 158 - 160 - 161 162 - 163 - 164
67	Ho	165
68	Er	162 - 164 - 166 - 168 170
69	Tm	169
70	Yb	168 - 170 - 171 - 172 173 - 174 - 176
71	Lu	175 - 176

Tableau n° I-2

1) Configuration électronique des Lanthanides

Tous les éléments du groupe des Lanthanides voient leur configuration électronique répondre à la formule suivante :

$[Xe]\ 6s_2\ 5d_1\ 4f_{0-14}$ (tableau n° I-3)

avec [Xe] = xénon :

$1s_2\ 2s_2\ 2p_6\ 3s_2\ 3p_6\ 3d_{10}\ 4s_2\ 4p_6\ 4d_{10}\ 5s_2\ 5p_6$

Ces configurations sont essentiellement caractérisées par la présence de deux couches insaturées (5d et 4f) et d'une couche saturée 6s. De plus, nous savons que ces orbitrales non saturées se trouvent à l'intérieur de l'orbitale saturée 6s et qu'elles occupent une position profonde, relativement abritée. Cette structure électronique particulière, qui ne se retrouve dans la classification périodique que pour les actinides, est responsable de l'ensemble des propriétés des Lanthanides.

2) Valence (tableau n° I-3)

Tous les éléments des Lanthanides possèdent trois électrons sur les deux orbitales (6s et 5d) les plus externes. Ainsi, s'explique le fait que la valence + 3 soit l'état normal des Terres Rares dans leurs combinaisons moléculaires. Il existe cependant quelques cas particuliers : l'Europium a souvent la valence + 2 car il adopte alors la configuration stable [Xe] $4f_7$. De même, le Cérium peut acquérir une valence + 4 pour prendre la configuration stable du Xénon.

3) Rayon ionique (tableau n° I-3)

Les Terres Rares sont caractérisées par le phénomène appelé "contraction lanthanique". En effet, le rayon ionique diminue régulièrement du Lanthane au Lutécium. Cette contraction résulte de la superposition de deux phénomènes antagonistes. D'une part, quand on passe d'un élément au suivant, l'attraction entre cortège électronique

N° at.	Elément	Symbole	Configuration électronique	M^{2+}	M^{3+}	M^{4+}	Rayon ionique M^{3+} (Å) (Shanon - Prewitt 1969)	
							Coord 6	Coord 8
57	Lanthane	La	[Xe] $5d_1$ $4s_2$		[Xe]		1,061	1,18
58	Cérium	Ce	" $4f_1$ $5d_1$ $4s_2$		" $4f_1$	[Xe]	1,034	1,14
59	Praséodyme	Pr	" $4f_2$ " "		" $4f_2$		1,013	1,14
60	Néodyme	Nd	" $4f_3$ " "		" $4f_3$		0,995	1,12
61	Prométhéum	Pm	" $4f_4$ " "		" $4f_4$			
62	Samarium	Sm	" $4f_5$ " "		" $4f_5$		0,964	1,09
63	Europium	Eu	" $4f_6$ " "	[Xe] $4f_7$	" $4f_6$		0,950	1,07
64	Gadolinium	Gd	" $4f_7$ " "		" $4f_7$		0,938	1,06
65	Terbium	Tb	" $4f_8$ " "		" $4f_8$	[Xe] $4f_7$	0,923	1,04
66	Dysprosium	Dy	" $4f_9$ " "		" $4f_9$		0,908	1,03
67	Holmium	Ho	" $4f_{10}$ " "		" $4f_{10}$		0,894	1,02
68	Erbium	Er	" $4f_{11}$ " "		" $4f_{11}$		0,881	1,00
69	Thulium	Tm	" $4f_{12}$ " "		" $4f_{12}$		0,869	0,99
70	Ytterbium	Yb	" $4f_{13}$ " "		" $4f_{13}$		0,858	0,98
71	Lutécium	Lu	" $4f_{14}$ " "		" $4f_{14}$		0,848	0,97

Tableau n° I-3

Elément	(Leedey) Masuda (1973)	Leedey /1,2	Nakamura 1974	Evensen 1978	Haskin 1968
La	0,378	0,315	0,329	0,245	0,30
Ce	0,976	0,813	0,865	0,638	0,84
Pr				0,0964	0,12
Nd	0,716	0,597	0,630	0,474	0,52
Pm	n'existe pas à l'état naturel				
Sm	0,230	0,192	0,203	0,154	0,21
Eu	0,0866	0,0722	0,077	0,0580	0,074
Gd	0,311	0,259	0,276	0,2043	0,32
Tb				0,3745	0,049
Dy	0,390	0,325	0,343	0,254	
Ho				0,0567	0,073
Er	0,255	0,213	0,225	0,166	0,21
Tm				0,0256	0,033
Yb	0,249	0,208	0,220	0,165	0,17
Lu	0,0387	0,0323	0,0339	0,0254	0,031

Tableau n° I-4 :

Teneurs en Terres Rares des chondrites (ppm).

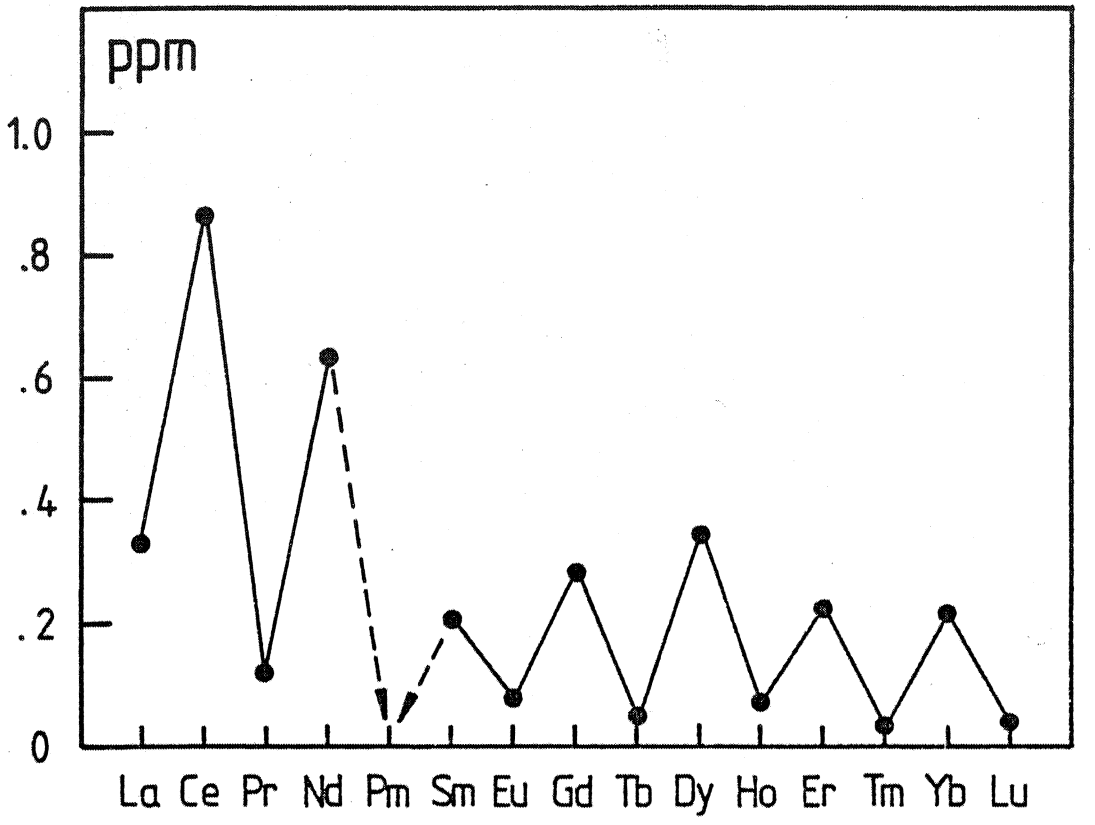


Figure n° I-1 :

Abondance des Terres Rares dans les chondrites (Nakamura, 1974 sauf Pr, Tb, Ho, Tm qui sont de Haskin et al, 1968).

et noyau augmente et provoque une contraction du nuage. D'autre part, l'apport de nouveaux électrons dans le cortège électronique provoque une dilatation du nuage puisqu'ils se repoussent les uns les autres et qu'ils se disposent généralement sur les orbitales les plus externes. Dans le cas des Terres Rares,le premier phénomène l'emporte sur le second puisque les électrons supplémentaires appartiennent à des sous-couches internes.

4) Abondance des Terres Rares

Les concentrations moyennes des éléments des Terres Rares dans la croûte terrestre obéissent aux deux règles suivantes bien connues pour l'ensemble des éléments de la classification périodique :
- les éléments de numéro atomique pair sont toujours plus abondants que les éléments de numéro atomique impair qui les encadrent (règle de Oddo-Harkins)
- la proportion des éléments chimiques dans le globe terrestre décroît lorsque le numéro atomique augmente.

Ces proportions très variables entraînent une illisibilité des diagrammes représentatifs (fig. n° I-1). Pour pallier à ce défaut, Coryell et al. (1963) ont proposé un autre diagramme dans lequel la concentration de chaque élément est rapportée à celle qu'il a dans les chondrites. Les spectres obtenus sont alors beaucoup plus explicites.

Les valeurs mesurées sur les chondrites varient selon le type de chondrite. Dans le tableau n°I-4, sont données quelques valeurs tirées de la littérature. A Rennes, nous utilisons les valeurs proposées par Nakamura (1974) ou celles de Leedy (Masuda 1973) mais en les divisant par 1,2 . Grâce à ce type de représentation, il est aisé de distinguer les grandes familles de roches par leurs spectres de Terres Rares : fig. n° I-2.

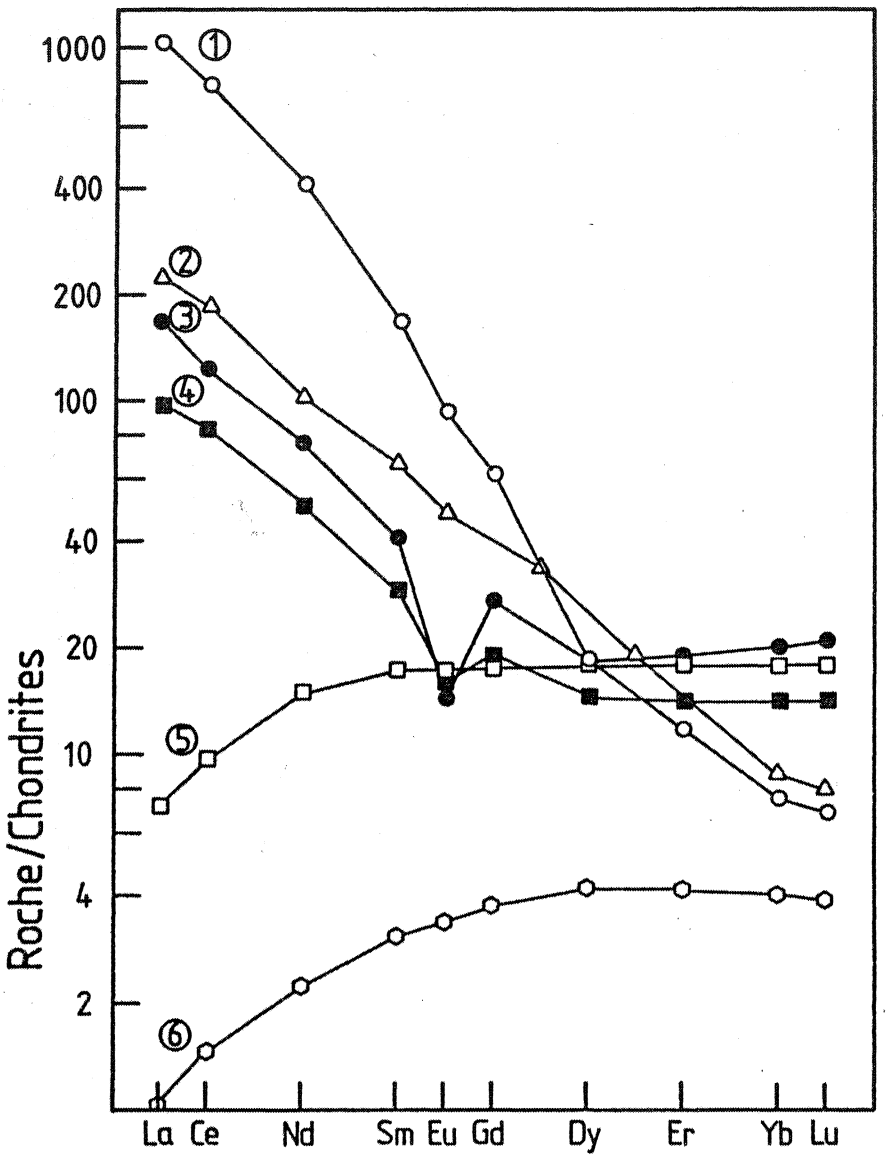


Figure n°I-2 :

Spectres de Terres Rares caractéristiques :
- *1 :Basalte potassique (Kay et Gast,1973)*
- *2 :Basalte alcalin (Frey et al,1978)*
- *3 :Granite (Herrmann,1974)*
- *4 :North American sediment (Wildeman et Haskin,1973)*
- *5 :M.O.R.B. (Jahn et al,1980b)*
- *6 :Komatiite (Jahn et al,1980a).*

B - COMPORTEMENT DES TERRES RARES AU COURS DES PROCESSUS MAGMATIQUES

Les Terres Rares n'apparaissent dans les roches qu'à l'état de traces (la teneur de chaque élément dans une roche est souvent < 100 ppm). Ils n'entrent pas dans la formule stoechiométrique des minéraux (exception faite des minéraux des REE : Gadolinite, Allanite, Monazite, etc..). Leur présence est expliquée par des substitutions aux ions majeurs dans leur site pour former des solutions solides. Ils peuvent également être piégés dans les fractures, les dislocations, les joints de grains, etc.. des silicates mais ceci n'est qu'accessoire.

Les lanthanides, comme les autres éléments traces, obéissent à un certain nombre de lois simples (Rayleigh 1896, Gast 1968, Shaw 1970, 1979, Hertogen et Gijbels 1976, Shilling et Winchester 1967) qui caractérisent les processus magmatiques (fusion,cristallisation, mélange...).

1) Coefficient de partage K_D

Soit deux phases A et B (minéral, liquide, vapeur par exemple). A l'équilibre, le potentiel chimique μ de l'élément en trace doit être le même dans les deux phases :

$$\mu^A = \mu^B \qquad (1)$$

μ^A = potentiel chimique de l'élément dans la phase A

Ce potentiel est égal à :

$$\mu^A = \mu_o^A + RT \text{ Log } \gamma^A . C^A \qquad (2)$$

où : C^A = concentration de l'élément dans la phase A

γ = coefficient d'activité de l'élément dans la phase A

μ_o = constante

R = constante des gaz parfaits

T = température absolue

Pour deux phases A et B, on peut écrire à partir de (1) et (2) :

$$\frac{\gamma^B}{\gamma^A} \exp\left[\frac{\mu_o^B - \mu_o^A}{RT}\right] = \frac{C^A}{C^B} = K_D \qquad (3)$$

avec :

K_D : coefficient de partage de l'élément entre les phases A et B

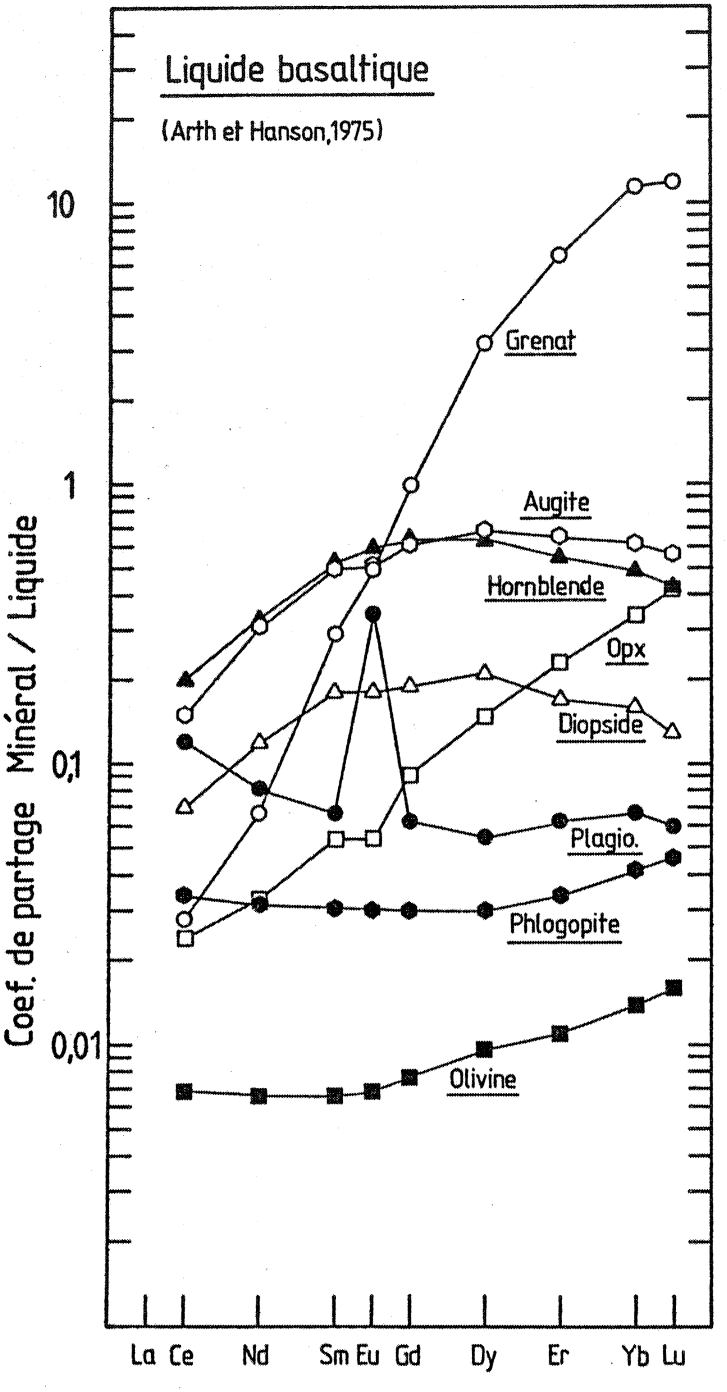


Figure n° I-3 :

Valeurs des coefficients de partage minéral-liquide (K_D) pour un liquide de composition basaltique.

A la vue de l'équation (3), l'on conçoit bien que K_D dépend de la température T.
Il dépend également de la composition initiale du solide(ou du liquide).

Donc pour une composition initiale donnée et à température constante, K_D est constant. Puisqu'il est à la base des calculs de fusion partielle et de cristallisation fractionnée, une connaissance précise de sa valeur est donc d'une extrême importance.

Les K_D sont le plus souvent déterminés directement sur des assemblages naturels en mesurant les concentrations en éléments traces dans les phénocristaux et dans le verre (qui est supposé représenter le liquide en équilibre) (Schnetzler et Philpotts, 1970 ; Paster et al, 1974 ; Nagasawa et Schnetzler, 1971 ; Hart et Davis, 1978 ; Nicholls et Harris, 1980 ; etc...). Ils sont également déterminés grâce à des études expérimentales qui tentent de reproduire des conditions naturelles (Shimizu et Kushiro, 1975 ; Shimizu, 1980 ; Drake et Weill, 1975 ; etc...). Il existe une assez forte dispersion des valeurs mesurées et ce pour un même type de liquide magmatique.

Dans la figure n° I-3, est représenté un certain nombre de coefficients de partage entre une phase minérale et un liquide de composition basaltique. Nous pouvons remarquer que les valeurs sont de façon significative très inférieures à 1 (exception faite du grenat) et qu'elles sont beaucoup plus faibles pour les Terres Rares légères que pour les Terres Rares lourdes (sauf pour le plagioclase).

Dans les liquides plus acides, les valeurs des K_D sont beaucoup plus élevées et plus variables (fig. n° I-4).

Les Terres Rares ont donc un comportement d'éléments plus incompatibles dans les liquides basiques que dans les liquides acides. C'est pourquoi, il est extrêmement important de bien choisir les valeurs de K_D quand on veut les utiliser pour établir des modèles pétrogénétiques.

2) Modèle de fusion partielle

Gast en 1968 a proposé des modèles quantifiant les processus

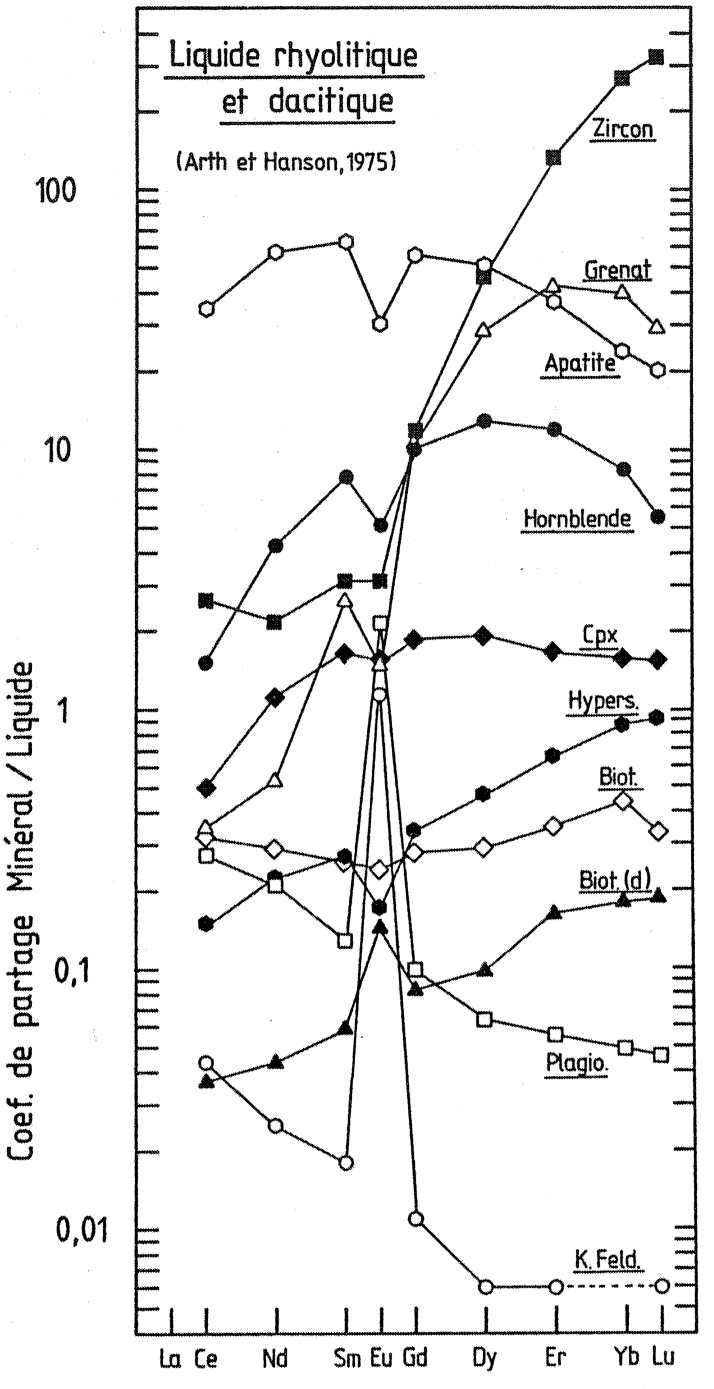


Figure n° I-4 :

Valeurs des coefficients de partage minéral-liquide (K_D) pour un liquide rhyolitique ou dacitique.

de fusion partielle et s'appliquant aux éléments traces. Ces modèles ont été repris par Shaw en 1970 qui en a donné des équations simplifiées.

a) Fusion modale

Chacune des phases minérales fond dans les proportions dans lesquelles elle existait dans le solide initial.

. équation 1 : l'ensemble du liquide formé est en équilibre avec le solide résiduel :

$$\frac{c^L}{C_o} = \frac{1}{D_o + F(1-D_o)}$$ (équation 11 de Shaw)

. équation 2 : le liquide formé est séparé à chaque instant de la source :

$$\frac{c^l}{c_o} = \frac{1}{D_o}(1 - F)^{(\frac{1}{D_o} - 1)}$$ (équation 8 de Shaw)

Si les liquides ainsi formés de façon incrémentale, se concentrent dans une chambre magmatique, la composition globale du liquide sera :

. équation 3 :

$$\frac{\bar{c}^l}{C_o} = \frac{1}{F}\cdot\left[1 - (1 - F)^{1/D_o}\right]$$ (équation 10 de Shaw)

Dans ces trois équations :

- c^L, c^l, $\bar{c}^l$, désignent la concentration de l'élément étudié dans le liquide
- Co sa concentration dans le solide initial
- F : le taux de fusion $(\frac{\text{masse de liquide}}{\text{masse de solide initial}})$
- D_o: coefficient de distribution de l'élément étudié entre l'ensemble des phases solides et la phase liquide. D_o est tel que :

$$D_o = \sum_{i=1}^{n} (X_o^i \cdot K_D^{i/liq})$$

avec : X_o^i = fraction massique de la phase minérale i dans le solide initial

$K_D^{i/liq}$ = coefficient de partage de l'élément entre la phase i et le liquide.

b) fusion non modale

Les phases minérales ne fondent pas dans les proportions dans lesquelles elles existaient dans le solide initial. Dans ce cas, D n'est plus constant ($D \neq D_o$) ; D varie en fonction du taux de fusion et des proportions entre phases minérales. Il faut alors introduire deux autres variables : P et D définies par :

$$P = \sum_{i=1}^{n} \left(p^i K_D^{i/liq} \right)$$

avec p^i : proportion de la phase i dans le liquide

$K_D^{i/liq}$: coefficient de partage entre la phase i et le liquide

$$D = \frac{D_o - PF}{1 - F} \qquad \text{(équation 12 de Shaw)} \quad (4)$$

Les équations 1, 2 et 3 s'écrivent alors :

(1) $$\frac{C^L}{Co} = \frac{1}{Do + F(1-P)} \qquad \text{(équation 15 de Shaw)} \quad (5)$$

(2) $$\frac{C^l}{Co} = \frac{1}{Do} \left(1 - \frac{PF}{Do} \right)^{(1/P-1)} \qquad \text{(équation 13 de Shaw)} \quad (6)$$

(3) $$\frac{\bar{C}^l}{Co} = \frac{1}{F} \left[1 - \left(1 - \frac{PF}{Do} \right)^{1/P} \right] \qquad \text{(équation 14 de Shaw)} \quad (7)$$

Si l'on porte l'équation (4) dans l'équation (5), l'on obtient :

$$\frac{C^L}{Co} = \frac{1}{D + F(1 - D)} \qquad (8)$$

avec D = coefficient global de partage entre l'ensemble du solide résiduel et le liquide.

Remarquons que, dans ce cas, aucune phase présente dans l'assemblage antérieurement à la fusion, n'exerce de contrôle sur les teneurs en élément trace du liquide produit si elle n'existe pas en tant que phase résiduelle au moment où le liquide est isolé.

C'est cette équation que nous utiliserons pour effectuer nos calculs de fusion partielle.

Notons que dans tous les cas, la composition du solide résiduel est donné par $C_S = D.C_l$

3) Modèle de cristallisation fractionnée

L'équation de base est celle qui a été proposée par Rayleigh en 1896 :

$$\frac{C^{liq}}{Co} = F^{(D - 1)}$$

où C^{liq} : concentration de l'élément dans le liquide résiduel

F : fraction de liquide restant

D : coefficient global de distribution (même chose que dans le cas de la fusion partielle)

Co : concentration de l'élément dans le liquide initial

de plus :

$C_S = D.C_l$

C_S : concentration de l'élément dans le solide formé

Cette loi n'est valable que lorsque l'ensemble du liquide résiduel est en équilibre avec la surface du solide en cours d'accroissement.

4) Mélange et contamination

Les processus de mélange et de contamination peuvent être décrits grâce à une équation générale (Vollmer, 1976) de la forme :

$$Ax + B\,xy + Cy + D = 0$$

C'est l'équation générale d'une hyperbole. Elle s'applique non seulement aux éléments traces ou majeurs mais aussi aux rapports isotopiques (ou d'éléments). En 1978, Langmuir et al en ont donné quelques appli-

cations. Ils ont montré que, si l'on conjugue plusieurs corrélations entre éléments, l'on peut déterminer si un mélange est à l'origine des roches étudiées. Néanmoins, le problème est parfois difficile à résoudre car le mélange est souvent associé à la fusion partielle ou à la cristallisation fractionnée ; les corrélations entre éléments peuvent être alors masquées.

5) Applications pétrogénétiques

La concentration des éléments traces dans un liquide dépend principalement de :

- la concentration de la source
- du taux de fusion
- du type de fusion
- des phases solides restant au moment de la séparation du liquide
- et des toutes les interactions telles que la contamination, le métasomatisme, etc...

Ce n'est donc pas la minéralogie de la roche qui en gouverne les teneurs en éléments traces, mais les processus qui lui ont donné naissance.

Les REE étant très bien connus ainsi que leurs coefficients de partage entre phase minérale et phase liquide, ils sont très souvent utilisés pour modéliser les processus pétrogénétiques. Leur étude permet soit de caractériser la forme du spectre de REE de leur source, soit de déterminer le type de fusion partielle ou de cristallisation fractionnée ou bien encore de savoir si des minéraux tels que le grenat, la hornblende, etc... qui ont des K_D crist./liq. très particuliers, (voir figs. n° I-3 et 4) ont participé à la phase solide de la fusion ou de la cristallisation.

Chapitre II : Géochimie du Nd et du Sr

Bien que l'étude isotopique des roches soit souvent considérée comme une science s'intéressant principalement à la détermination de l'âge des roches (géochronologie), elle est une branche de la géochimie et, à ce titre, elle donne des informations très importantes sur la structure interne des planètes et sur les processus qui ont permis leur formation.

Elle est la seule science en géologie qui permette d'étudier la Terre au cours des temps. C'est ainsi que si l'on couple une étude des propriétés géochimiques des éléments à une étude des variations des rapports isotopiques, l'on peut mieux comprendre la nature des processus de différentiation planétaire et l'on peut également mieux les situer dans le temps.

C'est pourquoi la méthode Samarium-Néodyme qui s'est développée récemment (Lugmair et al, 1974, 1975a, b) présente tant d'intérêt. En effet, le Sm et le Nd appartiennent tous deux au groupe des Terres Rares. Ce groupe d'éléments qui existe sous forme de traces dans les matériaux géologiques, est sans nul doute, le groupe le mieux étudié des éléments traces et celui dont on connaît le mieux le comportement au cours des phénomènes de différentiation.

Cette bonne compréhension du comportement des REE au cours des processus magmatiques a permis de développer immédiatement l'aspect de traceur géochimique du Nd.

A - LA METHODE SAMARIUM - NEODYME

Cette méthode a initalement été développée pour étudier les météorites (Notsu et al, 1973 ; Lugmair et al, 1974, 1975a) et les

roches lunaires (Lugmair (1975b). Ce n'est qu'ensuite qu'elle s'est appliquée aux échantillons terrestres.

Comme toutes les autres méthodes de datation, elle est basée sur la désintégration d'un isotope père : le 147 Sm qui donne un isotope fils : le 143 Nd et ce, avec une période de $1,06 \times 10^{11}$ ans (Gupta, 1970).

L'équation chronométrique est la suivante :

$$^{143}Nd = {}^{143}Nd_o + {}^{147}Sm\ (e^{\lambda T} - 1)$$

o : initial, non radiogénique

λ : constante de désintégration

$$\lambda = 6,54 \times 10^{-12}\ an^{-1}$$

Le Néodyme possède sept isotopes :

Nd 142, 143, 144, 145, 146, 148, 150.

Le ^{144}Nd qui a une période très longue ($T = 5 \times 10^{15}$ ans) est considéré comme un isotope stable et utilisé comme référence ; la relation s'écrit alors :

$$\left(\frac{143\ Nd}{144\ Nd}\right)_{act} = \left(\frac{143\ Nd}{144\ Nd}\right)_o + \left(\frac{147\ Sm}{144\ Nd}\right)(e^{\lambda T} - 1)$$

le rapport $\left(\frac{143\ Nd}{144\ Nd}\right)_{act}$ est mesuré ainsi que le rapport $\left(\frac{147\ Sm}{144\ Nd}\right)$.

Cette équation définit une droite appelée isochrone dans un diagramme dans lequel on reporte $\left(\frac{143\ Nd}{144\ Nd}\right)$ en fonction de $\left(\frac{147\ Sm}{144\ Nd}\right)$

Depuis les premières mesures par la méthode Sm-Nd, un nombre relativement faible de datations a été publié. La difficulté réside dans le fait que le rapport $\frac{Sm}{Nd}$ varie peu (facteur de 3 environ) dans les roches et encore moins dans une série de roches cogénétiques.

1) Applications cosmochimiques

Rappelons tout d'abord les travaux concernant les météorites. Notsu et al ont été les premiers en 1973 à obtenir un âge par cette

méthode ; leurs mesures sur Juvinas leur ont permis de calculer un âge isochrone de 4,3 ± 2,5 AE. pour cette météorite. Des données plus précises ont été obtenues par Lugmair et al en 1975(a) ; celles-ci leur ont permis de définir un âge de 4,56 ± 0,08 AE et un rapport initial (143 Nd/144 Nd) de 0,50677 ± 10 pour Juvinas.

Par la suite, plusieurs autres achondrites ont pu être datées. Elles ont toutes un âge de 4,55 à 4,60 AE (Lugmair et Marti, 1977 ; Unruh et al. 1977 ; Nakamura et al 1976(a)) sauf l'achondrite Stannern qui donne un âge de 4,48 ± 0,07 AE (Lugmair et Scheinin, 1975). Ces âges sont en bon accord avec les âges obtenus par la méthode U-Pb (Unruh et al 1977 ; Wasserburg et al, 1977) et permettent de déterminer de façon précise le moment de la formation des météorites. Mais le fait le plus important est que ces déterminations sur les achondrites ont permis d'établir le rapport initial $\frac{143\ Nd}{144\ Nd}$ des matériaux du système solaire, paramètre très important pour appliquer l'analyse des isotopes du Nd aux problèmes de l'évolution terrestre.

Outre les datations des achondrites, les premiers travaux utilisant la méthode Sm-Nd, se sont portés sur les échantillons lunaires (Lugmair et al 1975(b) Nakamura et al 1976(b) ; Nakamura et al 1977 ; Papanastassiou et al 1977). Il apparaît clairement, grâce à ces études, que le rapport initial $\frac{143\ Nd}{144\ Nd}$ de la lune, est le même que celui des achondrites et qu'aucun fractionnement entre le Sm et le Nd ne s'est produit au moment de la formation des planètes du système solaire.

Dans la figure n°II-1 tirée de De Paolo (1981), nous observons l'originalité de comportement du Nd par rapport au Pb et au Sr. Seul le Nd évolue de la même façon dans tout le système solaire et dans le temps. De cette particularité découle le fait que l'évolution globale du manteau terrestre est bien définie depuis sa formation : elle est la même que celle du réservoir chondritique uniforme: CHUR. Cette droite est une droite de référence qui permet de calculer

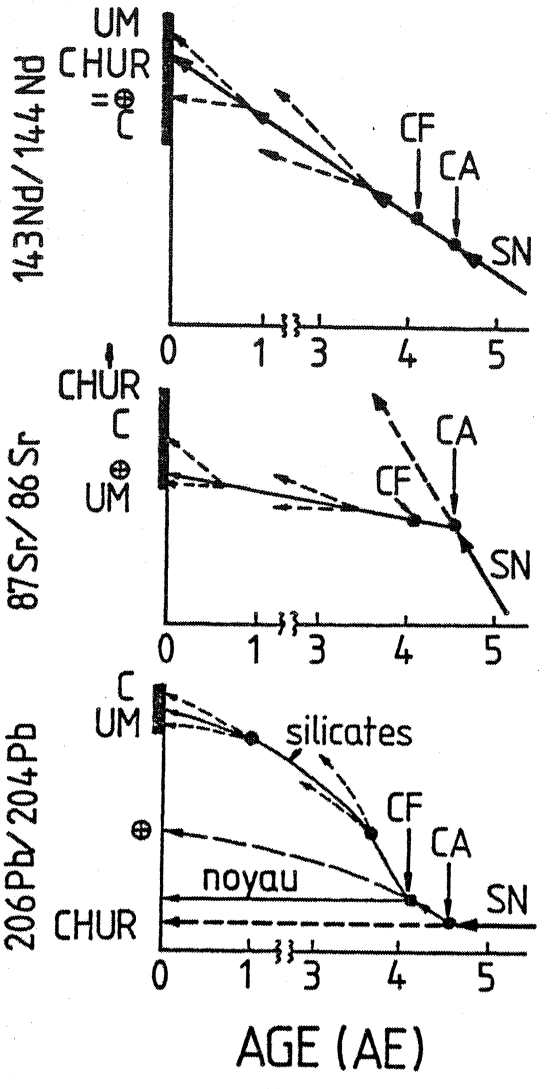


Figure n° II-1 (DePaolo, 1981) :

Croissance des rapports isotopiques du Pb, du Sr et du Nd en fonction du temps dans la nébuleuse solaire (SN) et la Terre (⊕), montrant les effets de la condensation et de l'accrétion planétaire (CA) et de la formation du noyau terrestre (CF) ainsi que ceux des processus magmatiques. Au temps T=0 sont représentées les valeurs actuelles des rapports isotopiques du manteau supérieur (UM), de la croute continentale (C) et leurs relations avec les valeurs de la Terre (⊕) et des météorites chondritiques (CHUR).

des âges modèles et de discerner l'origine mantellique ou non des roches.

2) Applications géochronologiques

Seules sept isochrones sur roches totales ont été jusqu'ici publiées. Elles concernent des formations archéennes terrestres :

* les gneiss granitiques et tonalitiques de l'Est de l'Inde

Age : 3,775 ± 0,089 AE I_{Nd} = 0,50798 ± 7; $\varepsilon(T)$ = + 3,3
(Basu et al, 1981)

* le supergroupe d'Isua, dans l'Ouest du Groenland

Age : 3,770 ± 0,042 AE I_{Nd} = 0,507831 ± 46; $\varepsilon(T)$ = + 0,9
(Hamilton et al, 1978)

* le sous-groupe Talga-Talga de Pilbara, en Australie

Age : 3,556 ± 0,032 AE I_{Nd} = 0,508109 ± 35; $\varepsilon(T)$ = + 1,0
(Hamilton et al, 1980)

3,56 ± 0,54 AE I_{Nd} = 0,50810 ± 39; $\varepsilon(T)$ = + 0,33
(Jahn et al, 1981)

* le supergroupe d'Onverwacht en Afrique du Sud

Age : 3,54 ± 0,03 AE I_{Nd} = 0,50809 ± 4; $\varepsilon(T)$ = + 0,2
(Hamilton et al, 1979b)

3,56 ± 0,24 AE I_{Nd} = 0,50818 ± 23 (2 σ); $\varepsilon(T)$ = +1,9
(Gruau et al, en préparation)

* les gneiss lewisiens en Ecosse

Age : 2,92 ± 0,05 AE I_{Nd} = 0,508959 ± 49; $\varepsilon(T)$ = + 1,7
(Hamilton et al, 1979a)

* les roches tholéiitiques et les komatiites de Munrow aux U.S.A.

Age : 2,765 ± 0,042 AE I_{Nd} = 0,50911 ± 7; $\varepsilon(T)$ = + 0,8
(Zindler et al, 1978)

* les ceintures de roches vertes de Rhodésie

Age : 2,64 ± 0,14 AE $\quad I_{Nd} = 0,50919 \pm 18; \varepsilon(T) = -0,8$ (Hamilton et al, 1977).

Ce faible nombre d'isochrones sur Roches Totales publiées s'explique grâce au comportement du Sm et du Nd au cours des processus magmatiques. En effet, comme ils appartiennent tous deux au groupe des REE, ils ne sont que très faiblement fractionnés par la fusion partielle et la cristallisation fractionnée. Ainsi, le rapport $\frac{Sm}{Nd}$ varie peu entre roches cogénétiques et les abscisses des points dans le diagramme isochrone sont toujours très proches les unes des autres. D'autre part, la constante de désintégration λ (147 Sm) étant très faible, le rapport $\frac{143\ Nd}{144\ Nd}$ évolue lentement au cours du temps. Ceci nécessite donc une très grande précision des mesures isotopiques au laboratoire. Un étalement sur l'axe des abscisses est obtenu si l'on mélange dans un même diagramme des roches acides et des roches basiques ou ultrabasiques (le problème de la cogénéité des échantillons est alors posé). De même, si l'on analyse les minéraux constitutifs d'une roche, l'on peut obtenir des points s'étalant le long de l'isochrone. C'est ce qui a été effectué par plusieurs auteurs. Citons ici DePaolo et Wasserburg (1979a) qui donne au complexe de Stillwater (U.S.A.) un âge de 2701 M.A., Griffin et Brueckner (1980) qui ont daté des éclogites de Norvège (T ≃ 425 M.A.), et Zindler et al (1981) qui attribuent aux gabbros de Shabogamo, Canada, un âge de 1379 M.A.. L'âge obtenu par isochrone de minéraux peut être interprété comme l'âge de la cristallisation magmatique ou celui de l'évènement métamorphique selon la nature (primaire ou métamorphique) des minéraux analysés . Cependant, il convient de comparer les résultats obtenus avec ceux donnés par d'autres méthodes géochronologiques : U-Pb, Th-Pb, Rb-Sr, en particulier si l'on s'intéresse à des roches ayant subi un métamorphisme intense.

3) Evolution du manteau terrestre et de la croûte

Si l'on reporte dans un diagramme (I,T), les rapports initiaux des roches en fonction de leur âge (fig. n° II-2), l'on peut voir que la grande majorité des roches anciennes proviennent d'une source mantellique ayant les mêmes caractéristiques que le "réservoir uniforme chondritique" (CHUR). Les roches volcaniques récentes sont elles, dispersées autour du CHUR (avec une majorité des données au-dessus de la droite) et traduisent l'existence de réservoirs mantelliques distincts quant au chimisme.

Concept d'âge modèle T_{CHUR} (DePaolo et Wasserburg, 1976b).

Si l'on admet que le manteau terrestre suit la même évolution dans le temps que le CHUR, l'on peut déterminer l'âge d'une roche d'origine mantellique par la simple intersection de deux droites (fig. n° II-3). Nous avons au moment de la différentiation de la roche, deux équations :

$$\left(\frac{143\ Nd}{144\ Nd}\right)_{CHUR} = \left(\frac{143\ Nd}{144\ Nd}\right)_{CHUR}^{i} + \left(\frac{147\ Sm}{144\ Nd}\right)_{CHUR} (e^{\lambda T} - 1) \qquad (1)$$

droite d'évolution du CHUR

et

$$\left(\frac{143\ Nd}{144\ Nd}\right)_{Ech} = \left(\frac{143\ Nd}{144\ Nd}\right)_{Ech}^{i} + \left(\frac{147\ Sm}{144\ Nd}\right)_{Ech} (e^{\lambda T} - 1) \qquad (2)$$

droite d'évolution de l'échantillon

avec $\left(\frac{143\ Nd}{144\ Nd}\right)_{CHUR}^{i} = \left(\frac{143\ Nd}{144\ Nd}\right)_{Ech}^{i}$

Nous pouvons alors déduire des équations (1) et (2) que

$$T_{CHUR} = T = \frac{1}{\lambda} \text{Log} \left[1 + \frac{\left(\frac{143\ Nd}{144\ Nd}\right)_{CHUR} - \left(\frac{143\ Nd}{144\ Nd}\right)_{Ech}}{\left(\frac{147\ Sm}{144\ Nd}\right)_{CHUR} - \left(\frac{147\ Sm}{144\ Nd}\right)_{Ech}} \right]$$

L'application de ce modèle n'est valable que si la roche est d'origine mantellique et qu'elle n'a subi aucun fractionnement depuis sa séparation du manteau.

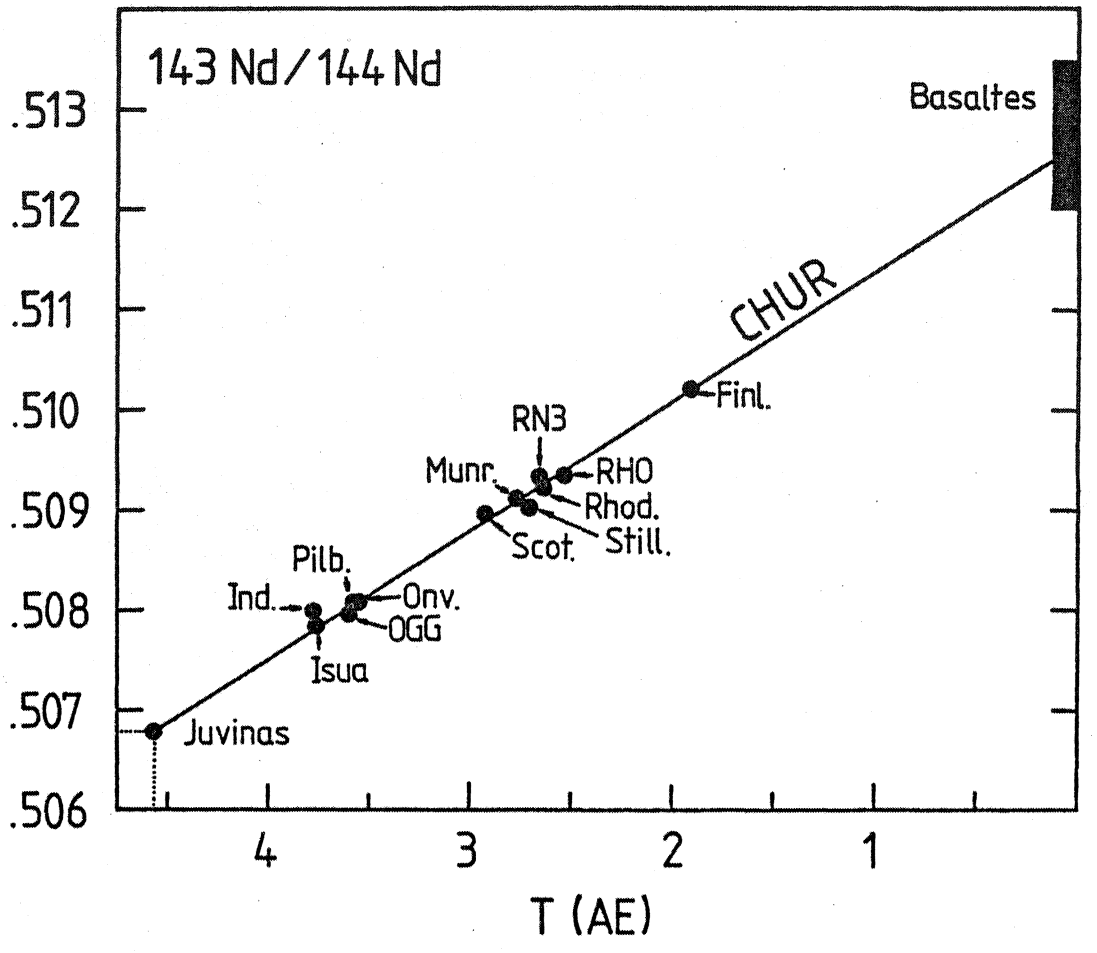


Figure n° II-2 :

Alignement des rapports initiaux des roches archéennes sur le CHUR. Notons que les valeurs mesurées sur les basaltes actuels se dispersent autour de la valeur actuelle du CHUR. Les données sont de :

- *OGG, RN3 et RHO : DePaolo et Wasserburg, 1976a,*
- *Juvinas : Lugmair et al, 1975a,*
- *Isua, Onverwacht (Onv.), Pilbara (Pilb.), Scotland (Scot.), Rhodésie (Rhod.) : Hamilton et al, 1977, 1978, 1979a, 1979b, 1980),*
- *Munrow (Munr.) : Zindler et al, 1978,*
- *India (Ind.) : Basu et al, 1981,*
- *Stillwater (Still.) : DePaolo et Wasserburg, 1979a,*
- *Finlande (Finl.) : Bernard-Griffiths et al, 1981.*

Rappelons ici quelques notations et valeurs dont l'usage est largement répandu (DePaolo et Wasserburg, 1976 a-b, 1977)

- $I_{Nd}(o) = \left(\frac{143\ Nd}{144\ Nd}\right)$ actuel d'un échantillon

- $I_{Nd}^{CHUR}(o) = \left(\frac{143\ Nd}{144\ Nd}\right)$ actuel du CHUR = 0,512643

- $\left(\frac{147\ Sm}{144\ Nd}\right)_{CHUR}$ = 0,1936 (Lugmair 1975a)

$$\varepsilon_{Nd}(o) = \left[\frac{I_{Nd}(o) - I_{Nd}^{CHUR}(o)}{I_{Nd}^{CHUR}(o)}\right] \times 10^4$$

$$\varepsilon_{Nd}(T) = \left[\frac{I_{Nd}(T) - I_{Nd}^{CHUR}(T)}{I_{Nd}^{CHUR}(T)}\right] \times 10^4$$

$\varepsilon_{Nd}(o)$ et $\varepsilon_{Nd}(T)$ mesurent la déviation du rapport $\left(\frac{143\ Nd}{144\ Nd}\right)$ par rapport au CHUR au temps 0 et T respectivement.

Ces mêmes termes ont été définis pour le Sr (DePaolo et Wasserburg, 1976b) :

$$\varepsilon_{Sr}(o) = \left[\frac{I_{Sr}(o) - I_{Sr}^{UR}(o)}{I_{Sr}^{UR}(o)}\right] \times 10^4$$

$$\varepsilon_{Sr}(T) = \left[\frac{I_{Sr}(T) - I_{Sr}^{UR}(T)}{I_{Sr}^{UR}(T)}\right] \times 10^4$$

avec $I_{Sr}^{UR}(o)$ = 0,7045

et $(Rb/Sr)_{UR}$ = 0,03

La dispersion des données sur les roches volcaniques actuelles traduit des hétérogénéités dans le manteau. En effet, si le manteau terrestre avait évolué jusqu'à l'heure actuelle en conservant un rapport $\frac{Sm}{Nd}$ chondritique, toutes ces roches devraient avoir un ε_{Nd} = 0. Or, la majorité des données concernant les basaltes actuels se situe dans le domaine de $\varepsilon_{Nd} > 0$. Ceci implique qu'une partie au

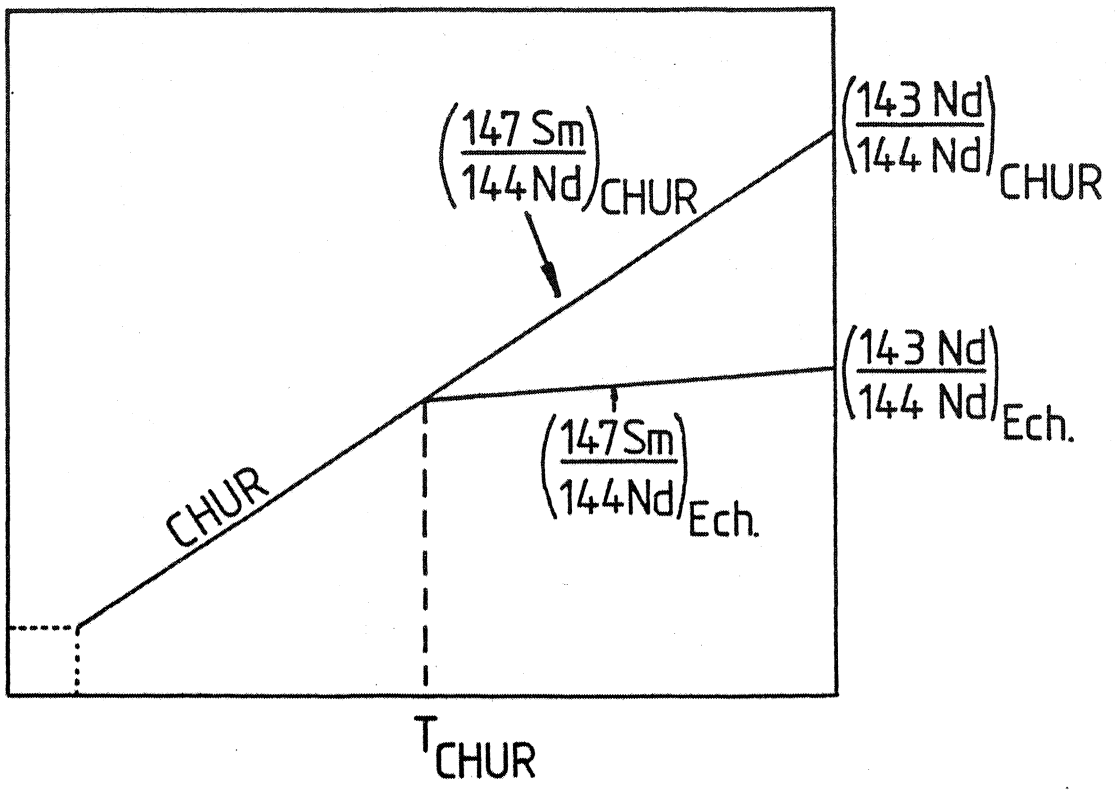


Figure n° II-3 :

Diagramme (143 Nd / 144 Nd) - (T). Détermination d'un âge modèle T_{CHUR}.

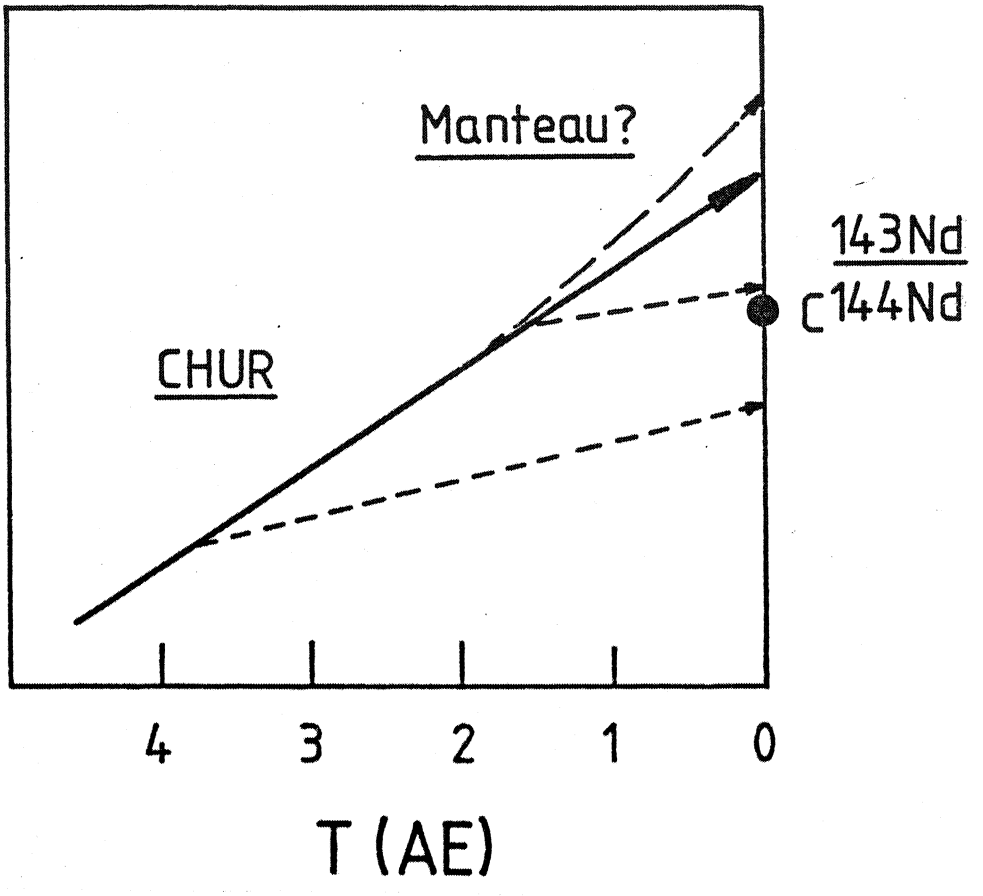


Figure n° II-4 :

Modèle d'évolution isotopique du manteau et de la croute terrestre. C = moyenne de la croute terrestre.

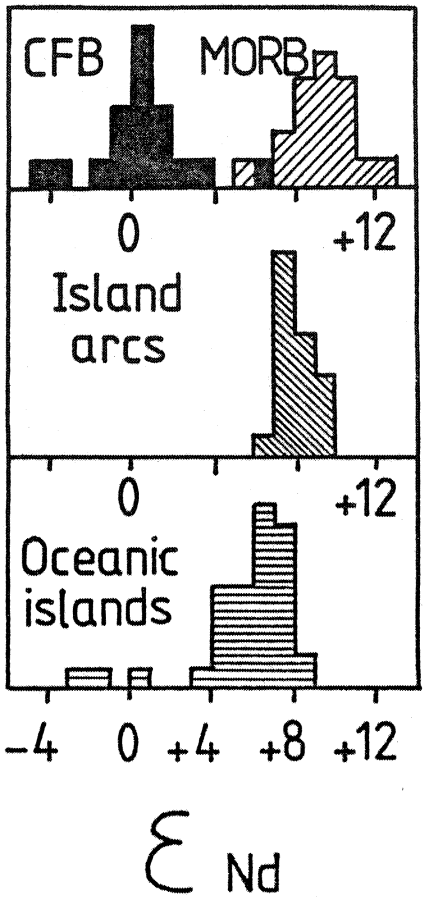


Figure n° II-5 :

Rapports isotopiques du Nd dans différents types de basaltes actuels.
- CFB : Continental flood basalts
- MORB : Mid-Ocean Ridge Basalts.

moins du manteau a un rapport $\frac{Sm}{Nd}$ supérieur au rapport chondritique. L'explication la plus simple peut être la suivante : la croûte continentale ayant un rapport $\frac{Sm}{Nd}$ inférieur à celui du CHUR , nous pouvons alors imaginer que sa formation depuis 3800 M.A. a progressivement appauvri le manteau en Nd par rapport au Sm et que celui-ci a désormais un rapport $\frac{Sm}{Nd}$ plus élevé que le CHUR (fig. n° II-4). Néanmoins, cette explication n'est que globale et c'est par une étude plus fine des roches volcaniques actuelles que l'on peut aborder le problème de la structure actuelle du manteau.

4) Applications pétrogénétiques et structure du manteau terrestre

Si l'on fait un histogramme des ε_{Nd} des basaltes actuels, l'on peut constater que, bien que les valeurs varient beaucoup dans leur ensemble, les ε_{Nd} sont très groupés pour chaque type de basalte, quelque soit leur origine dans le monde (fig. n° II-5). Ceci démontre une bonne homogénéisation de leurs sources mantelliques. Mais le "hiatus" qui existe entre elles doit être expliqué si l'on tente de modéliser la structure et la dynamique du manteau.

Wasserburg et DePaolo (1979) ont proposé un modèle à base de boites (fig. n° II-6). Les divers arrangements de ces boites leur permettent de donner une explication aux valeurs obtenues sur les différents types de basaltes actuels tout en tenant compte de leur localisation tectonique. Il faut néanmoins remarquer que ce modèle s'intéresse principalement aux isotopes du Nd et du Sr et qu'il ne prend pas en compte les données des éléments traces (en particulier les REE). Wasserburg et DePaolo (1979) distinguent un manteau inférieur caractérisé par un $\varepsilon_{Nd} = 0$ et un manteau supérieur (épaisseur $\simeq$ 600 à 1000 km) avec $\varepsilon_{Nd} = +10$. Les MORB (Mid Ocean Ridge Basalts) proviendraient directement du Manteau supérieur et les CFB (continental flood basalts) directement du Manteau inférieur. Ils expliquent les valeurs ε_{Nd} intermédiaires des îles océaniques, des arcs

insulaires et des marges continentales par des mélanges entre sources différentes (manteau inférieur, manteau supérieur et croûte subductée). Le modèle qu'ils proposent est très schématique et l'apport d'autres données peut permettre de le discuter et d'en affiner les contraintes. O'Nions et al (1980), par exemple, ont discuté les données du Pb, du K et de l'Ar et celles-ci leur font dire que ce n'est pas un quart du manteau qui est appauvri en éléments incompatibles comme l'avance DePaolo (1981), mais plutôt la moitié.

De même se pose le problème de l'importance relative du recyclage des matériaux de la croûte continentale et de la croûte océanique dans l'évolution du manteau.

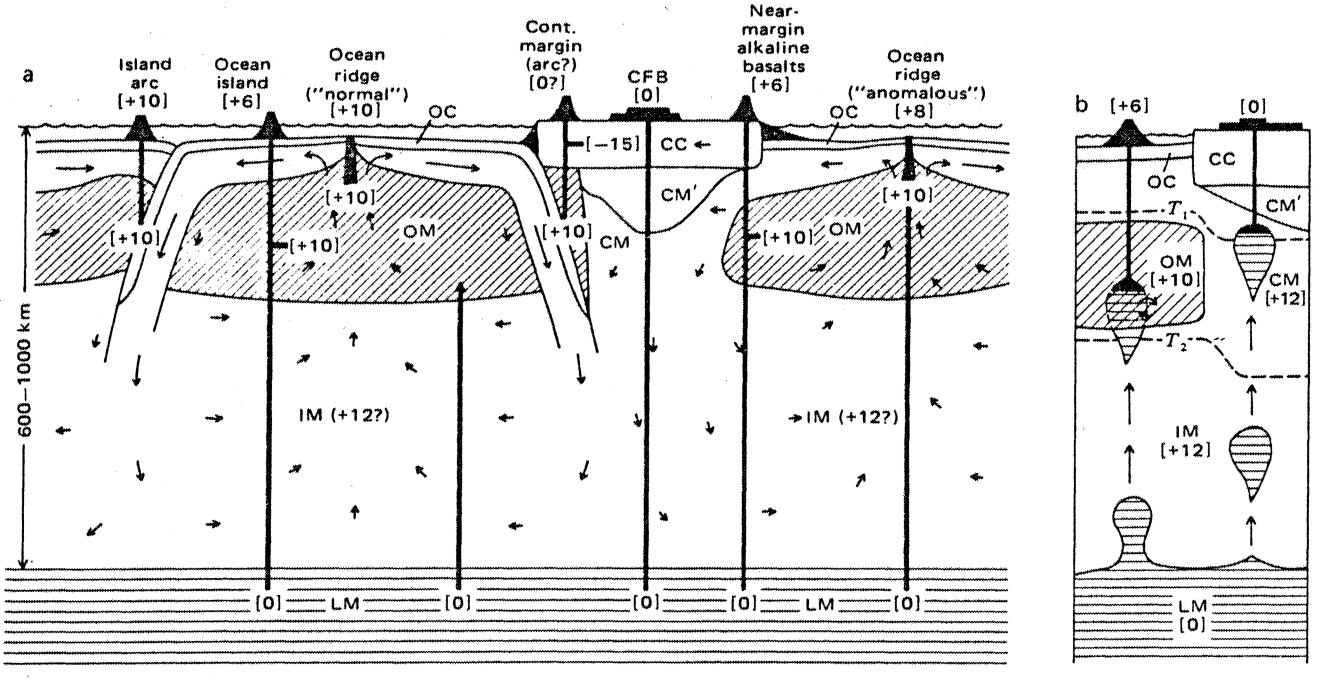


FIG. 3. (*a*) Earth structure model based on Nd isotopic data. Arrows show a plausible flow pattern for the mantle. IM, OM, and CM regions are chemically the same and matter is presumed to circulate between them. However, OM is fecund. Intermediate ϵ_{Nd} values result from mixing of LM-derived material with OM-derived magmas during transit through the fluid OM layer which is at or close to its melting point. (*b*) Difference between oceanic and continental regions. The partially molten state of OM ensures that any material passing through it will mix with OM magmas, resulting in blends. Due to the depressed isotherms (T_1, T_2) under continents, CM and IM are far from their melting temperatures and do not interact much with the LM-derived diapirs. CM′ represents mantle attached to CC over long times. Subducted slabs produce magmas similar in ϵ_{Nd} to MORB but with some continental and hydrospheric material added.

Figure n° II-6 (Wasserburg et DePaolo, 1979).

B - LA METHODE RUBIDIUM - STRONTIUM

1) Applications géochronologiques

Cette méthode géochronologique étant bien connue depuis longtemps (voir synthèse Faure et Powell 1972), nous ne rappelerons ici que les données importantes. Tout d'abord, l'équation radiométrique qui est la suivante :

$$\left(\frac{87\ Sr}{86\ Sr}\right)_{Ech} = \left(\frac{87\ Sr}{86\ Sr}\right)_{o} + \left(\frac{87\ Rb}{86\ Sr}\right)_{Ech} \quad (e^{\lambda T} - 1)$$

avec Ech : rapport actuel mesuré sur l'échantillon

O : rapport initial

T : âge de l'échantillon

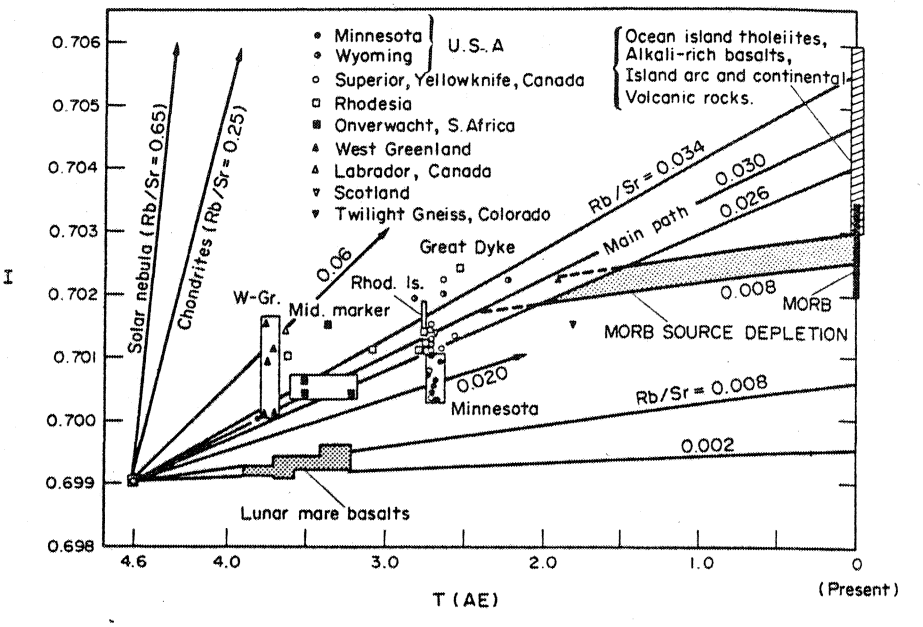
λ : constante de désintégration

$\lambda = 1{,}42 \times 10^{-11}\ an^{-1}$ (Steiger et Jäger, 1977).

Cette équation est celle d'une droite dans le diagramme isochrone.

D'autre part, rappelons que le Rb et le Sr sont deux éléments traces qui appartiennent respectivement au groupe des alcalins et au groupe des alcalins terreux. Leurs rayons ioniques sont différents: Rb(1,48 Å) se substitue assez facilement au K (1,33 Å) tandis que le Sr (1,13 Å) remplace le plus souvent le Ca(0,99 Å) dans ses sites. De ce fait, ils n'ont pas des comportements identiques au cours des processus magmatiques, le rapport $\frac{Rb}{Sr}$ varie donc beaucoup d'un type de roche à l'autre ou bien d'un minéral à l'autre. C'est pour cette raison que la méthode Rb-Sr est utilisée si fréquemment ; elle est en particulier très bien adaptée pour déterminer l'âge des massifs granitiques.

Néanmoins, elle a ses difficultés intrinsèques. En effet, le Rb et le Sr sont deux éléments qui sont plus mobiles que les Terres Rares, le Rb étant lui-même beaucoup plus mobile que le Sr. Le métamorphisme peut donc perturber le système Rb-Sr beaucoup plus facilement que le système Sm-Nd.



Sr isotopic evolution (I, T) diagram for terrestrial rocks. A field of lunar mare basalts is shown for comparison. I = initial Sr^{87}/Sr^{86} ratios, T = time in aeon (A.E. = 10^9 yrs). Data sources: see references given by Jahn and Nyquist (1976) and Moorbath (1976). Additional sources: Hurst *et al.* (1975), and Stueber *et al.* (1976).

Figure n° II-7 (Jahn et Sun, 1979) :

Evolution du rapport I (87 Sr / 86 Sr) dans le temps pour les roches terrestres.

Si le métamorphisme est de faible intensité, le système Roche Totale peut ne pas être perturbé alors que les minéraux le sont. L'on peut alors obtenir une isochrone roche totale donnant l'âge de la cristallisation de la roche et une isochrone minéraux donnant l'âge du métamorphisme. Si le métamorphisme est très intense, le système peut être entièrement perturbé et l'on observe alors une dispersion des points dans le diagramme isochrone ; mais il est également possible, qu'un métamorphisme très intense permette une ouverture du système et une homogénéisation isotopique. Les échantillons Roche Totale donnent alors l'âge du métamorphisme.

2) Applications géochimiques

Dans un diagramme $I_{Sr} = f(T)$ (fig. n° II-7, Jahn et Sun, 1979, Jahn et al, 1980c), les points représentatifs des roches archéennes ne s'alignent pas comme cela se produit pour I_{Nd}. Au contraire, ils sont dispersés et ne définissent qu'un champ d'évolution. Ce champ est par ailleurs totalement différent de la droite d'évolution des chondrites et de celle de la nébuleuse solaire (fig. n° II-7). L'existence d'un champ d'évolution et non d'une droite d'évolution comme dans le cas du Nd, peut être interprétée de plusieurs façons dont les suivantes :

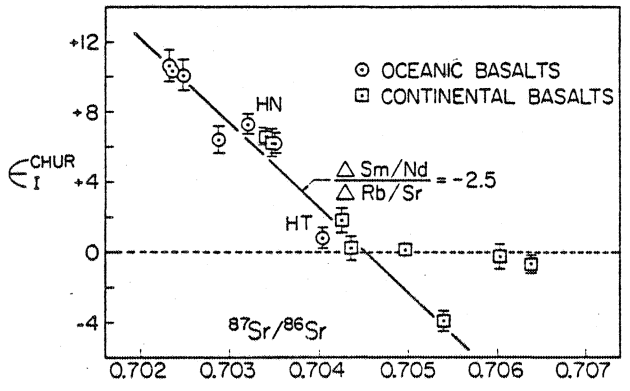
- le manteau terrestre est plus hétérogène en Rb-Sr qu'en Sm-Nd
- le système Rb-Sr est plus mobile que le système Sm-Nd ; il s'ouvre plus facilement. Ces ouvertures peuvent amener une dispersion des données.

L'évolution du rapport 87Sr/86Sr du manteau étant mal définie dans le temps, il est difficile, par cette seule approche, de distinguer l'origine mantellique (ou non) des roches anciennes. D'autre part, les basaltes actuels ont des I_{Sr} variant de 0,7025 à 0,7060. Les MORB sont caractérisés par des I_{Sr} très groupés entre 0,7025 et

0,7035 (Brooks et al, 1976 ; Hofmann et Hart, 1978), tandis que les basaltes d'îles océaniques, les basaltes continentaux et les basaltes d'arcs insulaires ont des I_{Sr} variant de 0,7030 à 0,706. Ces valeurs sont considérées comme primaires (c'est-à-dire mantelliques) et non pas comme étant dues à une contamination (Brooks et al, 1976). Deux groupes d'I_{Sr} peuvent donc être distingués : l'un représentant l'évolution d'un manteau indifférencié ; le "Main Path" (fig. n° II-7) et l'autre, l'évolution de la région source des MORB (avec un rapport Rb/Sr de l'ordre de 0,008). La différenciation de ces deux réservoirs mantelliques se serait produite il y a environ 1,5 à 2 AE (Jahn et Sun, 1979).

C - CORRELATION I_{Sr}-I_{Nd}

DePaolo et Wasserburg (1976b, 1977), Richard et al (1976) et O'Nions et al (1977) ont montré l'existence d'une corrélation négative entre les rapports isotopiques initiaux du Nd et du Sr dans les roches basaltiques récentes. L'alignement des points dans le diagramme $\varepsilon_{Nd} = f(\varepsilon_{Sr})$ définit une droite (fig. n° II-8 tirée de DePaolo et Wasserburg, 1976b). Selon ces auteurs, si l'on admet que la valeur $\varepsilon_{Nd} = 0$ caractérise la valeur actuelle d'un réservoir mantellique indifférentié, l'on peut déterminer graphiquement la valeur correspondante pour 87 Sr/86 Sr (= 0,7045 ± 5). A ce rapport isotopique du Strontium correspond un rapport $\frac{Rb}{Sr}$ de 0,029 ± 0,03 pour le réservoir mantellique. O'Nions et al (1977) grâce à des données supplémentaires donnent des valeurs très comparables :
$(87\ Sr/86\ Sr)_0 \simeq 0,705$ et $\frac{Rb}{Sr} = 0,032$ caractérisant le réservoir indifférencié. Ces valeurs de Rb/Sr sont cohérentes avec l'existence du Main Path proposée par Jahn et Nyquist (1976) basée sur les données des roches archéennes.



ϵ_I^{CHUR} *vs.* initial $^{87}Sr/^{86}Sr$ for young basalts. Included are two samples from *Richard*, et. al. (1976) (PD1P, ARP74) and BCR-1 ($^{87}Sr/^{86}Sr$ for BCR-1 from *Pankhurst* and *O'Nions*, 1973). The solid line shows the inferred trend of the correlation and the relative magnitudes of correlated variations of Rb/Sr and Sm/Nd necessary to produce such a trend. The dashed line indicates the trend defined by four continental basalt samples which have $\epsilon_I^{CHUR} \approx 0$ but different $^{87}Sr/^{86}Sr$, all lying to the right of the main correlation line. This trend may result from contamination of magmas with crustal radiogenic Sr or indicate the existence of magma sources which have become enriched in Rb relative to Sr, but have retained unchanged Sm/Nd. Should new data populate the correlation line to values of ϵ_I^{CHUR} much less than zero, it would require serious revision of the simple two-reservoir model.

Figure n° II-8 :
(DePaolo et Wasserburg 1976 b)

Diagramme montrant la corrélation négative qui existe entre ε_{Nd} *et 87 Sr / 86 Sr.*

La corrélation négative entre I_{Sr} et I_{Nd} n'a pas jusqu'ici été bien expliquée. Allègre et al (1979) proposent un modèle dans lequel la corrélation I_{Sr}-I_{Nd} résulte de phénomènes de fractionnement (continu, en un ou plusieurs stades), ce fractionnement étant dû à l'extraction de magmas du manteau terrestre. Ils notent également que la corrélation peut provenir d'un mélange de sources mantelliques. Cette interprétation (mélange de sources) est celle qui est avancée par DePaolo et Wasserburg (1979c). Ces auteurs définissent les deux termes du mélange de la façon suivante :

- une source (CHUR) avec ε_{Nd} et ε_{Sr} = 0 (spectre de REE plat et rapport Rb/Sr de 0,03)

- une source comparable à celles des MORB caractérisée par ε_{Nd} = + 12 et ε_{Sr} = - 30 (spectre de REE appauvri en LREE et rapport Rb/Sr de 0,008).

Malheureusement, si ce modèle explique bien les ε_{Nd} et ε_{Sr} mesurés sur les basaltes d'îles océaniques ($\varepsilon_{Nd} \simeq + 5$ et $\varepsilon_{Sr} \simeq - 15$), il ne rend pas compte des spectres de REE mesurés sur ces mêmes roches.

Chapitre III : Méthodes analytiques

A - DETERMINATION DES CONCENTRATIONS DES ELEMENTS TRACES PAR LA DILUTION ISOTOPIQUE

Le spectromètre de masse ne mesurant que des rapports isotopiques, il est impossible de déterminer directement la concentration d'un élément dans une roche. Pour obtenir cette concentration, il est nécessaire de recourir à une technique particulière : la dilution isotopique (Webster, 1960 ; Moore et al. 1973).

Cette méthode est basée sur la détermination de la composition isotopique d'un mélange formé d'une quantité connue de "spike" et d'une quantité inconnue d'élément normal.

Le spike est, dans notre cas, une solution liquide à concentration connue en un élément. La constitution isotopique de cet élément a été modifiée par un enrichissement très important en un des isotopes (Tabl. n° III-1, figs n° III-1 et III-2).

A un poids connu d'échantillon, nous ajoutons un volume connu de spike. Par la mesure des rapports isotopiques, il est possible de déterminer la concentration d'un élément dans la roche grâce aux équations suivantes :

Soit * un rapport isotopique R_M ($R_M = \frac{A}{B} = \frac{146\ Nd}{145\ Nd}$, $\frac{86\ Sr}{84\ Sr}$, etc...) mesuré au spectromètre de masse

* N, le nombre d'atomes de l'élément normal dans le mélange
* S, le nombre d'atomes de l'élément spike dans le mélange
* Ab_N^A , l'abondance atomique de l'isotope A dans l'élément normal
* Ab_S^A , l'abondance atomique de l'isotope A dans le spike.

Nous avons : $$R_M = \frac{Ab_N^A \cdot N + Ab_S^A \cdot S}{Ab_N^B \cdot N + Ab_S^B \cdot S} \qquad (1)$$

R_M est mesuré au spectromètre de masse et est donc connu.

Elément	Abondance atomique dans la nature (%)	Abondance dans le spike mesurée à Rennes (%)
Rb 85	72,165	2
87	27,835	98
Sr 84	0,558	99,783
86	9,865	0,109
87	6,955	0,019
88	82,622	0,089
La 138	0,089	6,775
139	99,911	93,225
Ce 136	0,193	0,013
138	0,250	0,017
140	88,48	5,926
142	11,07	94,044
Nd 142	27,169	0,479
143	12,198	0,253
144	23,793	0,599
145	8,290	0,687
146	17,176	97,676
148	5,748	0,226
150	5,626	0,080
Sm 144	3,16	0,028
147	15,07	0,369
148	11,27	0,773
149	13,84	97,714
150	7,47	0,557
152	26,63	0,388
154	22,53	0,171
Eu 151	47,77	96,84
153	52,23	3,16

Elément	Abondance atomique dans la nature (%)	Abondance dans le spike mesurée à Rennes (%)
Gd 152	0,20	< 0,01
154	2,15	< 0,01
155	14,73	0,111
156	20,47	0,070
157	15,68	99,71
158	24,87	0,107
160	21,90	< 0,01
Dy 156	0,0524	< 0,05
158	0,0902	< 0,05
160	2,294	0,211
161	18,88	95,90
162	25,53	2,476
163	24,97	0,870
164	28,18	0,541
Er 162	0,136	-
164	1,56	-
166	33,41	99,96
167	22,94	0,03
168	27,07	0,01
170	14,88	-
Yb 168	0,140	0,02
170	3,03	0,287
171	14,31	95,886
172	21,82	2,032
173	16,13	0,654
174	31,84	0,924
176	12,73	0,217
Lu 175	97,40	25,55
176	2,60	74,45

Tableau n° III-1 :
Compositions isotopiques des éléments naturels et de leurs spikes (Rb,Sr,REE).

Les valeurs des abondances naturelles sont tirées d'une compilation faite par la compagnie Micromass, exceptées celles correspondant au Sm (Standart Johnson-Matthey) et au Nd (BCR 1) qui ont été mesurées à Rennes

La seule inconnue est N. L'équation (1) peut s'écrire :

$$N = S \left[\frac{Ab_S^A - R_M Ab_S^B}{R_M Ab_N^B - Ab_N^A} \right] \qquad (2)$$

N et S étant exprimés dans l'équation (2) en nombre d'atomes, il est préférable de les convertir en masse suivant :

$$N_W = N \times \frac{W_N}{A} \quad \text{et} \quad S_W = S \times \frac{W_S}{A} \qquad (3) \text{ et } (3')$$

avec A : nombre d'Avogadro
W_N : masse atomique de l'élément normal
W_S : masse atomique du spike
N_W : masse de l'élément normal dans le mélange
S_W : masse de spike dans le mélange

Nous pouvons exprimer les équations (3) et (3') sous la forme :

$$N = N_W \times \frac{A}{W_N} \quad \text{et} \quad S = S_W \times \frac{A}{W_S} \qquad (4) \text{ et } (4')$$

Si l'on remplace N et S par ces valeurs dans l'équation (2), celle-ci devient :

$$N_W = \frac{S_W \times W_N}{W_S} \cdot \left[\frac{Ab_S^A - R_M Ab_S^B}{Ab_N^B \cdot R_M - Ab_N^A} \right] \qquad (5)$$

Gunter Faure, 1977

Pour obtenir la concentration de l'élément dans la roche, il suffit de diviser N_W par le poids de l'échantillon et ce, en utilisant les unités convenables.

Remarque : cette méthode ne peut être appliquée qu'à des éléments possèdant au moins deux isotopes. En ce qui concerne les Terres Rares, seuls dix éléments peuvent être dosés, les cinq autres étant monoisotopiques.

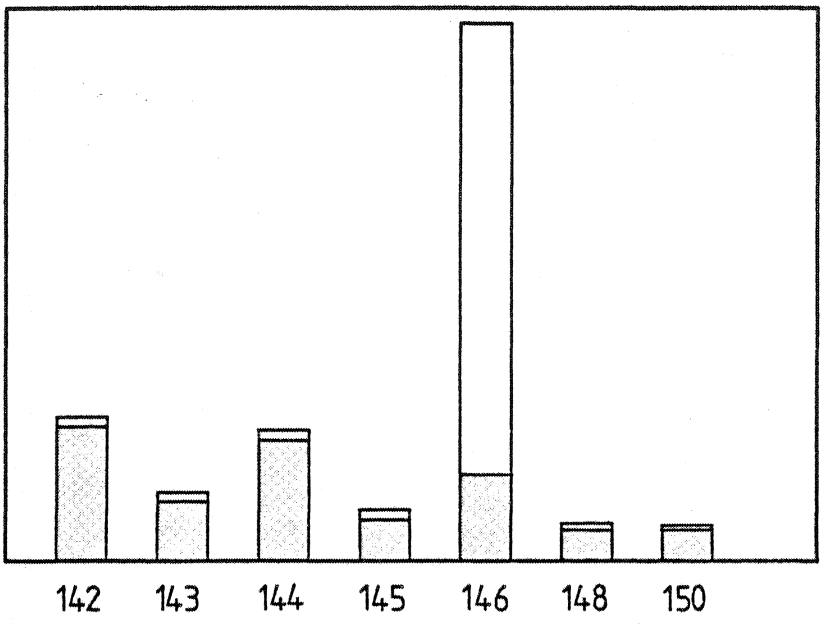


Figure n° III-1 :

Compositions isotopiques du Néodyme naturel (Gris) et du spike Néodyme (Blanc).

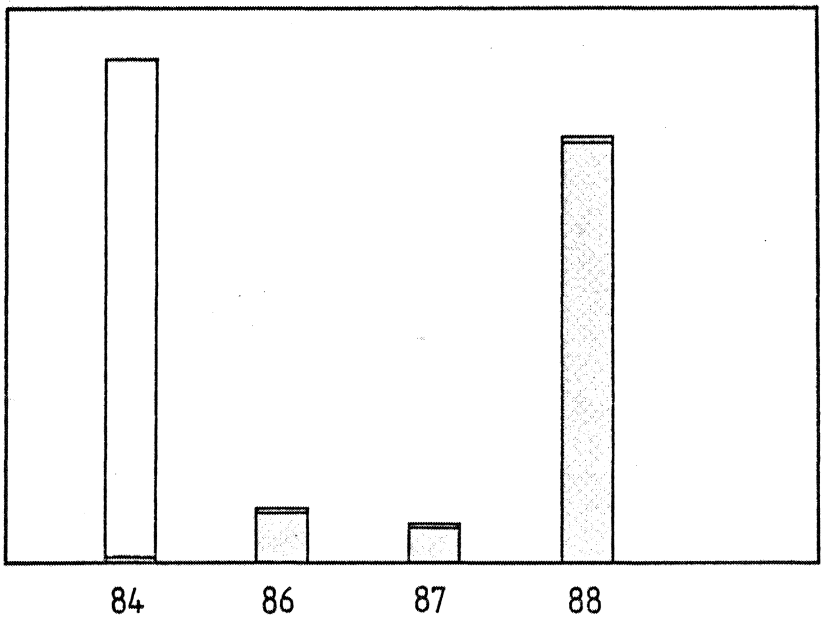


Figure n° III-2 :

Compositions isotopiques du Strontium naturel (Gris) et du spike Strontium (Blanc).

Le strontium et le rubidium sont également dosés de cette façon. Seuls quelques échantillons parmi ceux étudiés ont vu leur concentration en Sr et Rb déterminée par dilution isotopique.

Avantages de cette méthode de dosage :

. elle est très sensible. En effet, la quantité d'échantillon attaqué peut être adapté à la teneur de l'élément dans la roche.

. c'est la méthode analytique la plus précise puisqu'elle dépend principalement de la calibration du spike. La détermination de la concentration d'un élément est obtenue avec une erreur de l'ordre du 1 % pour les éléments dont les teneurs sont de l'ordre des ppm et peut atteindre 0,1 % lorsque les concentrations sont plus élevées.

. une récupération quantitative au cours du processus analytique n'est pas nécessaire puisque l'homogénéisation isotopique a lieu au tout début de l'attaque chimique.

Difficultés de la méthode :

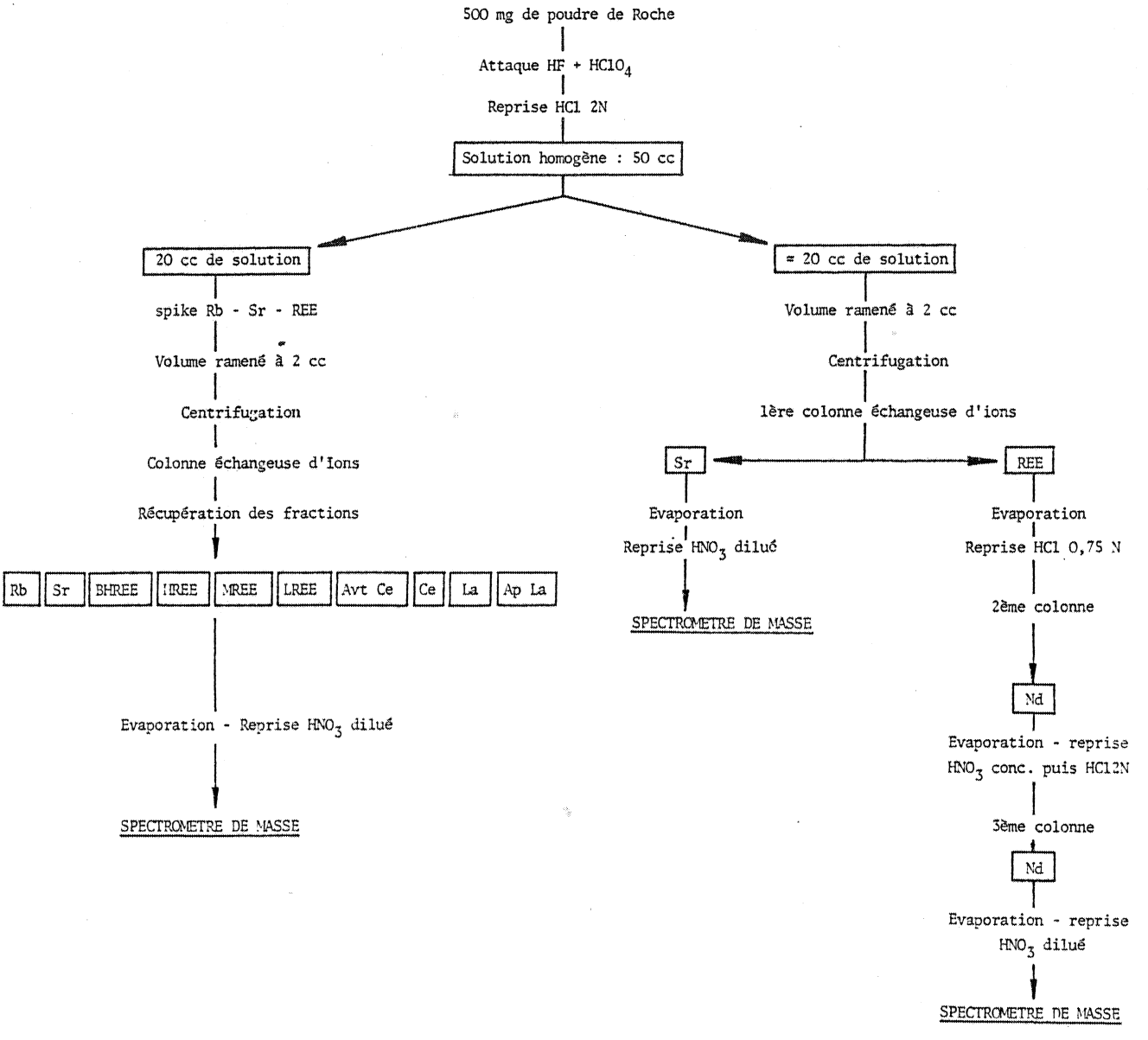
. la constitution isotopique ainsi que la concentration du spike doivent être connues de façon très précise.

. le rapport isotopique mesuré peut subir un fractionnement au cours de l'analyse au spectromètre de masse. Si l'élément mesuré n'a que deux isotopes ou bien s'il n'a pas deux isotopes stables, ce fractionnement ne peut être corrigé, ce qui amène une légère erreur sur la mesure.

. l'échantillon et le spike doivent être parfaitement mélangés. Ceci pose un problème d'attaque chimique lorsque l'élément analysé réside dans des minéraux réfractaires.

. le rapport entre la quantité d'élément de la roche et la quantité de spike doit s'approcher d'une valeur optimale qui permet une erreur analytique la plus faible possible.

. cette méthode nécessite une mise en oeuvre chimique complexe. Elle n'autorise aucune pollution et il faut donc opérer dans une pièce très propre et avec des réactifs très purs.



Détermination des teneurs en Rb - Sr - REE

Détermination des constitutions isotopiques du Sr et du Nd

Tableau n° III-2 :

Tableau synthétique montrant l'ensemble des procédures chimiques.

Malgré ces quelques difficultés, cette méthode de dosage est largement utilisée. Tout d'abord, elle permet de doser les Terres Rares avec une grande précision. Ceci autorise alors une étude géochimique très fine. De plus, elle est indispensable pour déterminer les âges basés sur la désintégration radioactive (méthodes Rb-Sr, Sm-Nd, U-Pb).

B - PROCEDURE CHIMIQUE (Terres Rares, Nd, Sr)

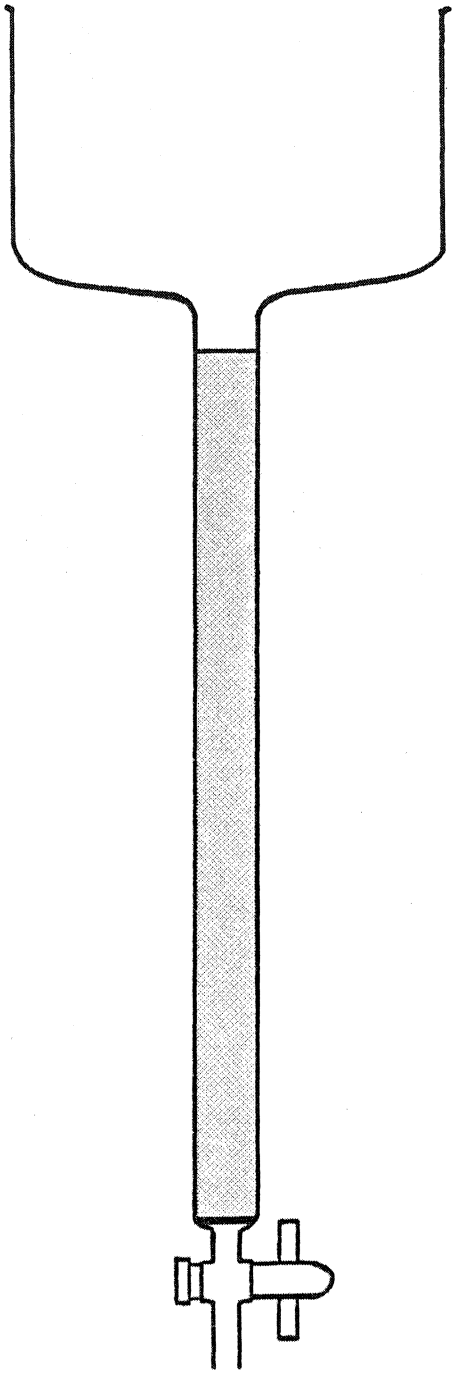
Voir tableau n° III-2.

De façon à minimiser les erreurs d'analyses découlant de l'hétérogénéité de la poudre de roche, nous ne faisons qu'une seule attaque. A partir de cette attaque, nous séparons deux fractions : l'une servant à déterminer les constitutions isotopiques du Strontium et du Néodyme, et l'autre permettant de doser les concentrations en Terres Rares. Pour cela, nous suivons la procédure suivante :

La roche est tout d'abord broyée et réduite en une poudre dont la taille des grains n'excède pas 74 µ.

Une attaque de ≃ 500 mg de poudre est effectuée dans un bécher en teflon. Elle se réalise en ajoutant à la roche quelques millilitres d'HF (acide fluorhydrique) et quelques gouttes d'$HClO_4$ (acide perchlorique). Elle s'effectue à chaud sur un bain de sable jusqu'à évaporation totale de la solution, le résidu ainsi obtenu est alors repris avec de l'HCl 2N jusqu'à obtention d'une solution limpide. Le volume total de solution est ensuite amené à 50 cc et mesuré dans une fiole jaugée.

Remarque : dans le cas où la roche renferme des minéraux réfractaires à l'attaque chimique, il est nécessaire d'effectuer cette attaque dans une bombe en téflon identique à celles qui sont utilisées pour attaquer les zircons (Krogh, 1973). A la poudre, nous ajoutons les mêmes acides, mais la réaction s'effectue en milieu clos, et sous pression puisque la bombe en téflon est enfermée dans une



Colonne en verre

Diamètre intérieur = 1cm
Hauteur de résine = 20 cm
Fritté en téflon

Résine : Biograd AG 50W-X8 Hform, 200-400 mesh, conditionnée dans HCl 2N.

Figure n° III-3 :

Représentation schématique de la colonne utilisée pour séparer le Rb, le Sr et les Terres Rares.

jacquette en acier et portée à haute température (≃ 150°C) pendant plusieurs jours, voire même plusieurs semaines.

Ce n'est qu'après l'attaque de la poudre que nous séparons la solution en deux parties : l'une d'entre elles sert à séparer le Nd et le Sr; la seconde permet de déterminer les teneurs en Terres Rares.

1) Dosage des Terres Rares, du Rb, et du Sr

La procédure de dosage a été rapportée brièvement par Jahn et al (1980,a).

Un volume de 20 cc est pipetté grâce à une pipette de haute précision dans la fiole de 50 cc. Le liquide prélevé est alors spiké en Terres Rares, Rb et Sr, la quantité de spike ajoutée étant pesée grâce à une balance électronique de précision. Cette solution est ensuite chauffée et ramenée à un volume total d'environ 2 ml. Elle est alors centrifugée et prête à être passée sur la colonne échangeuse d'ions (fig. n° III-3).

En se basant sur un profil d'élution préalablement déterminé grâce à un standard (fig. n° III-4), nous recueillons dix fractions

1- le "Rb"
2- le "Sr"
3- la fraction "avant les Terres Rares Lourdes"
4- "les Terres Rares Lourdes"
5- "les Terres Rares intermédiaires"
6- "les Terres Rares Légères"
7- la fraction "avant le Ce"
8- "le Ce"
9- "le La"
10- la fraction "après le La"

Ces dix fractions sont évaporées sur bain de sable et reprises par de l'HNO_3 (acide nitrique dilué). Elles sont alors prêtes pour l'analyse au spectromètre de masse.

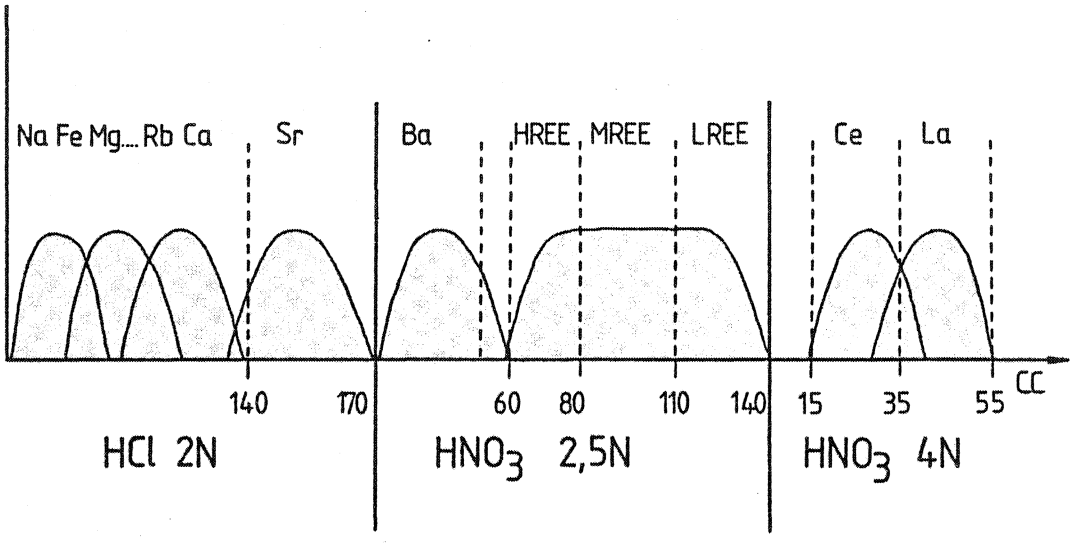


Figure n° III-4 :

Profil d'élution de la colonne échangeuse d'ions utilisée pour séparer le Rb, le Sr et les Terres Rares.

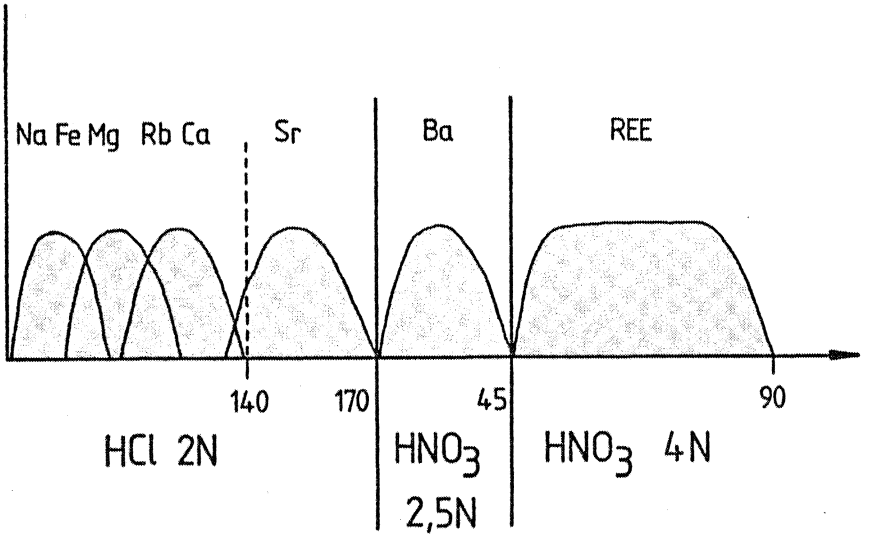


Figure n° III-5 :

Profil d'élution de la première colonne utilisée pour isoler le Nd.

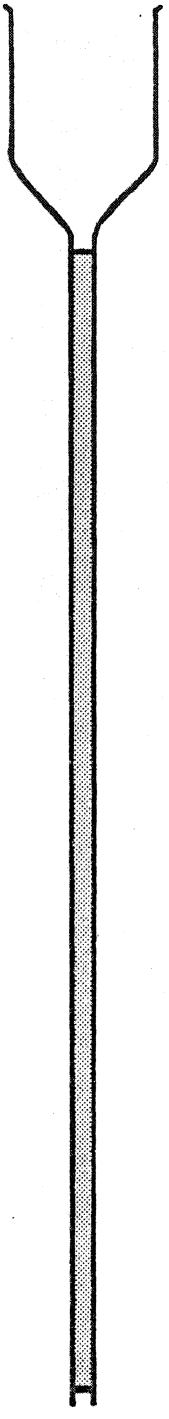
2) Isolation chimique du Néodyme et du Strontium

Nous utilisons la méthode publiée par Eugster et al en 1970. Une description brève a été donnée par Jahn et al (1980b), mais quelques modifications supplémentaires ont été introduites après cette publication.

Un volume approximatif de 20 cc est prélevé dans la fiole de 50 ml. Il est évaporé sur bain de sable jusqu'à ce qu'il ne reste plus que 2 ml de liquide.

Après centrifugation, le surnageant est déposé sur le sommet d'une première colonne échangeuse d'ions (fig. n° III-3) identique à celle utilisée pour séparer les Terres Rares. Nous recueillons tout d'abord 30 cc d'HCl 2N dans lesquels se trouve le Sr puis une large fraction d'HNO_3 4N dans laquelle se trouvent concentrées toutes les Terres Rares (fig. n° III-5). Ces deux fractions sont alors évaporées et la fraction Sr est reprise avec une goutte d'acide nitrique dilué, elle est prête à être analysée au spectromètre de masse. Quant à la fraction contenant les REE, elle est reprise avec une goutte d'HCl dilué (0,75 N). Cette goutte contenant les Terres Rares est chargée sur une seconde colonne échangeuse d'ions (fig. n° III-6) préalablement sédimentée et conditionnée en HIBA (acide 2-méthyllactique) 0,2 M - pH 4,43. Cette colonne permet de séparer le Néodyme des autres Terres Rares. En se basant sur un profil d'élution calibré par colorimétrie (fig. n° III-7), nous recueillons la fraction contenant le Nd. Celle-ci est évaporée sous hotte et en absence de vapeurs acides (elles favoriseraient l'apparition d'un complexe qui ne peut être dissous par l'acide nitrique).

Si le résidu n'est pas très ponctuel, nous devons le passer sur une troisième colonne (figs n° III-6 et III-8), qui permet d'éliminer l'HIBA restant. Après évaporation, le résidu est repris avec de l'acide nitrique dilué et l'échantillon peut alors être analysé au spectromètre de masse.



ⓐ

Colonne en verre
Diamètre intérieur = 2,5mm
Hauteur de résine = 30 cm
Fritté en téflon
Résine : Biograd AG 50W-X8
Hform, 200-400 mesh, conditionnée en HIBA.

ⓑ

Colonne en téflon
Diamètre intérieur = 3 mm
Hauteur de résine = 3 cm
Fritté en téflon
Même résine que précédemment mais conditionnée en HCl 2N.

Figure n° III-6 :

- *a : Schéma de la deuxième colonne utilisée pour isoler le Nd,*
- *b : Schéma de la troisième colonne utilisée pour éliminer l'HIBA.*

Remarque : pour obtenir une bonne mesure de la constitution isotopique du Néodyme, il est indispensable que le Néodyme soit parfaitement bien séparé des autres Terres Rares (et en particulier du Samarium qui a un isotope (144 Sm) de même masse qu'un isotope du Nd (144 Nd)). Pour cela, nous devons contrôler fréquemment le profil de la seconde colonne échangeuse d'ions, ce profil ayant tendance à fluctuer avec le temps.

Ce contrôle se fait grâce à un compteur de gouttes qui permet de recueillir ml par ml (ou goutte par goutte) l'acide sortant de la colonne. Dans les tubes ainsi récoltés, nous additionnons à l'acide de l'ammoniaque pour amener le pH de la solution à une valeur basique. Nous ajoutons ensuite quelques gouttes de Noir d'Eriochrome. Ce produit réagit avec les ions 3+ pour donner une coloration rose. Il est alors aisé de situer le volume d'acide dans lequel se trouve le Nd. Cette méthode a néanmoins le désavantage de n'être pas très précise. En effet, il faut une quantité importante d'ions 3+ pour obtenir la coloration rose et ceci nous contraint à effectuer le profil de calibration avec un échantillon fictif très fortement dopé en Nd et en Sm, ce qui ne correspond pas exactement aux conditions d'élution normales. Toutefois, cette méthode semble fiable puisque les échantillons analysés témoignent généralement d'une bonne séparation chimique.

3) Remarques concernant la pollution

Un certain nombre de précautions doit être pris pour éviter toute contamination que ce soit pour les autres échantillons analysés ou par le milieu ambiant :

a- les acides utilisés sont tous de qualité ultrapure. De plus, ils sont distillés dans un distillateur en quartz ou bien suivant le processus subboiling. Il en est de même pour l'eau qui est distillée quatre fois.

b- les béchers sont en téflon. Ils sont nettoyés plusieurs fois à l'acide et à chaud de façon à les décontaminer le mieux possible.

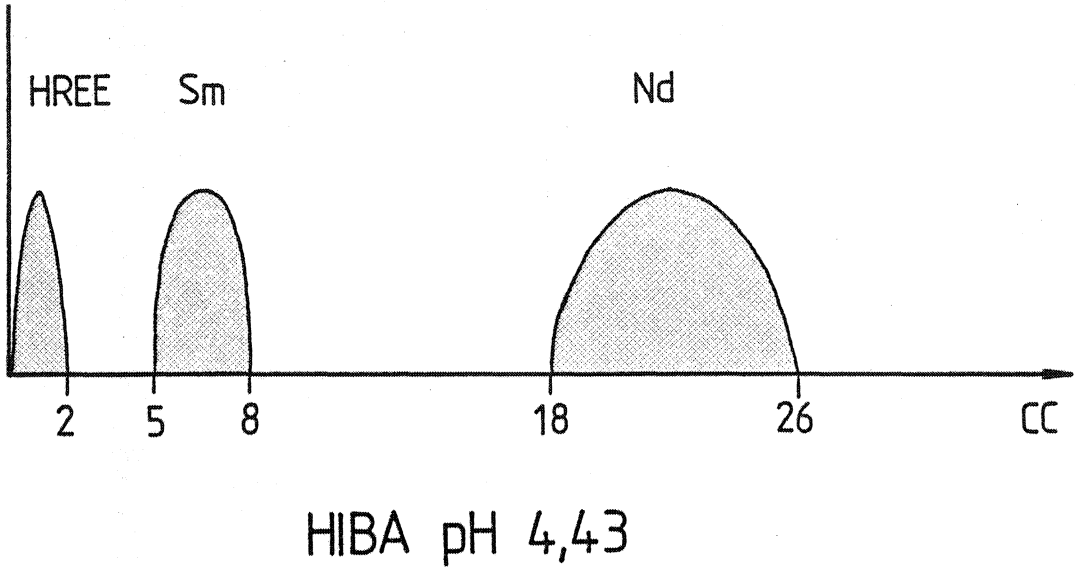


Figure n° III-7 :

Profil d'élution de la seconde colonne échangeuse d'ions utilisée pour isoler le Nd.

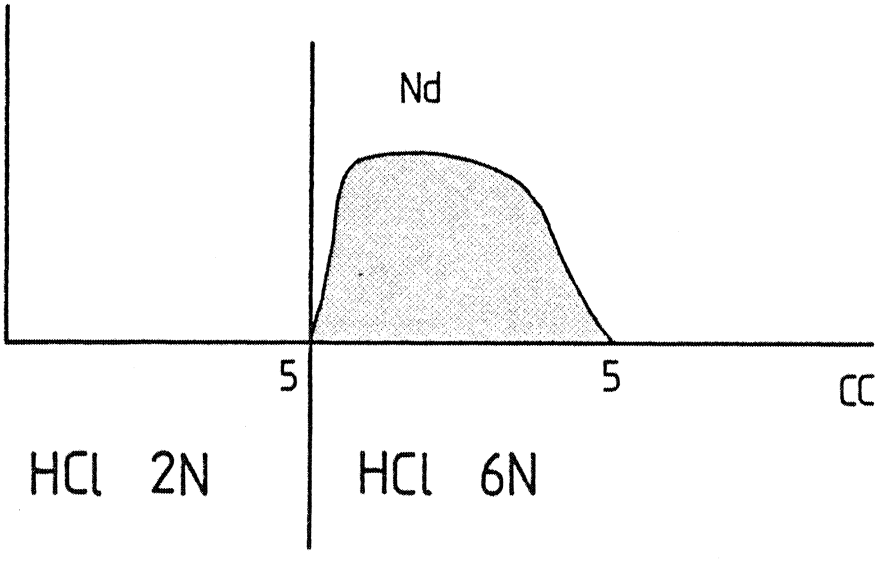


Figure n° III-8 :

Profil d'élution de la troisième colonne échangeuse d'ions utilisée pour éliminer l'HIBA.

c- les béchers et les colonnes utilisés pour isoler le Nd ne servent jamais aux manipulations concernant les Terres Rares et ne contiennent donc jamais de spike.
d- les colonnes sont toujours longuement nettoyées à l'acide nitrique entre deux passages d'échantillons.
e- la résine contenue dans la seconde et dans la troisième colonne est jetée après le passage de chaque échantillon. La séparation du Nd des autres Terres Rares se fait donc toujours grâce à une résine propre et vierge.
f- les acides utilisés en fin de manipulation chimique sont de qualité subboiling. Ceci permet de minimiser plus encore les risques de contamination.
g- la pièce dans laquelle se fait toute la chimie est une pièce propre maintenue en légère surpression pour éviter les contaminations venant de l'extérieur. Les fenêtres en sont condamnées. De plus, toutes les évaporations se font sous hotte aspirante.

4) Valeurs des blancs mesurés au laboratoire

a) Blancs Terres Rares

La = 0,002 (µg/analyse)
Ce = 0,001
Nd = 0,00075
Sm = 0,0002
Eu = 0,0002
Gd = -
Dy = 0,0001
Er = 0,0001
Yb = 0,00012
Lu = 0,00016

b) Blancs Nd

Le blanc total correspondant à la procédure chimique complète est de 1 ng/analyse environ. Cette valeur n'est pas très bonne ;

elle peut être expliquée par la valeur élevée (17 picogramme/ml) du blanc de l'HIBA. Malheureusement, cet acide organique, ne peut être distillé dans des conditions simples et il est donc difficile d'abaisser la valeur de ce blanc total sans changer totalement la procédure de séparation du Nd.

Néanmoins, une valeur de 1 ng/analyse reste assez faible et n'entâche pas les résultats obtenus d'une erreur significative.

C - SPECTROMETRIE DE MASSE - ENREGISTREMENT

1) Généralités sur le spectromètre de masse

Le spectromètre de masse est un appareil qui permet de mesurer des rapports isotopiques. Il comprend trois parties principales :

a) la source où les éléments sont ionisés puis accélérés
b) le système analyseur ou champ éléctromagnétique qui sépare les ions suivant leur rapport $\frac{\text{masse}}{\text{charge}}$ (m/q)
c) le système détecteur qui détermine l'intensité du faisceau ionique.

Ces trois parties sont sous vide, le vide n'étant pas de la même qualité partout : dans la source, il est de l'ordre de 10^{-7} à 10^{-8} Torr. et est assuré par une pompe à diffusion à laquelle est couplée une pompe à palettes. D'autre part, deux pompes ioniques assurent un vide d'au moins 10^{-8} Torr (< 5 µA) dans le tube analyseur.

a) la source.

L'échantillon est déposé sur un filament qui permet l'ionisation des éléments à analyser. Le faisceau ainsi formé, est accéléré et focalisé grâce à un système de plaques à potentiel décroissant du filament vers la fente source.

b) le tube analyseur

Il sépare les ions en fonction de leur $\frac{m}{q}$ grâce à un champ électromagnétique suivant :

$$B = \frac{143,95}{r} \sqrt[2]{\frac{mV}{q}}$$ (Faure, 1977)

avec B : vecteur d'induction magnétique en gauss

r : rayon moyen de la trajectoire ionique en cm

m : masse atomique de l'élément en u.m.a.

V : haute tension en Volts

q : charge de l'élément en unité de charge atomique.

Nous pouvons donc faire varier la trajectoire du faisceau en changeant la valeur du champ ou celle de la haute tension. Le faisceau ionique peut alors être dirigé sur la fente collectrice.

Les deux spectromètres de masse dont nous disposons au laboratoire de Rennes sont :

* un appareil "Idéfix" CAMECA TSN 206 S.A. (60° - 30 cm)
* un appareil "Agecannonix" CAMECA THN 206 (60° - 30 cm).

Tous deux ont leur haute tension fixée à 10 KV et c'est sur la valeur du champ électromagnétique que nous agissons pour faire défiler les masses devant la fente collectrice. Pour passer directement d'une masse à l'autre, ces deux spectromètres sont équipés d'un "peak switching" commandé par une calculatrice (HP 9825).

c) le système collecteur

Il se compose, quelque soit le spectromètre, d'une cage de Faraday qui se trouve derrière la fente collectrice. Les appareils sont en outre équipés de multiplicateurs d'électrons.

d) chaîne d'acquisition - enregistrement

Les deux spectromètres sont asservis par des calculatrices programmables Hewlett-Packard 9825 qui contrôlent le changement de

champ magnétique grâce aux "peack-switching". Elles commandent, enregistrent et traitent les données mesurées par des voltmètres numériques (3456 VN H.P. et 5328 H.P.).

La prise de mesure est du type :
$0, P_1, P_2, P_i \ldots, P_i, P_2, P_1, 0$. Le temps de mesure en sommet de pic est de 5 secondes. Entre chaque pic, nous laissons un délai de 4 secondes pour être sûr d'être bien calé sur le sommet du pic avant le début de la mesure suivante.

Exemple : prise de rapports pour le Nd. L'intensité des pics suivants sera mesurée : 0-143-144-146-(147-147)-146-144-143-0. Cette séquence est répétée 5 fois et l'on obtient neuf rapports $\frac{143}{144}$ Nd et $\frac{144}{146}$ Nd qui constituent un bloc. Les deux moyennes sont alors calculées ainsi que leurs écarts-type et erreurs probables. Pour une bonne détermination de la constitution isotopique du Nd, il est nécessaire de prendre au moins 60 blocs lorsque l'intensité est faible (< 200 mV, $\Omega = 10^{11}$). En fin d'enregistrement, nous calculons les moyennes des blocs avec leurs écarts-types et leurs erreurs probables. Ce sont ces valeurs qui sont retenues.

Notons qu'au cours de la dernière année, la méthode de calcul de la moyenne et de l'écart-type a été changée en ce qui concerne la constitution isotopique du Nd. Dorénavant, la valeur retenue comme moyenne n'est plus obtenue à partir des blocs mais en faisant le calcul statistique sur tous les rapports obtenus au cours de l'enregistrement. La moyenne est bien évidemment comparable, mais les écarts-types sont meilleurs car le calcul statistique s'adresse à un nombre plus grand de données.

2) Particularités relatives à l'émission du Nd

- le résidu obtenu après la séparation chimique est conditionné dans une microgoutte d'HNO_3 0,75 N ; il est alors déposé sur un filament de Tantale dégazé mais non oxydé. La solution est évaporée grâce à un chauffage correspondant à un courant d'environ 0,8 A.

- l'émission se fait grâce à deux filaments :

. le filament latéral en Tantale sur lequel est déposé l'échantillon est chauffé sous vide à une température d'environ 1200°C (I ≃ 2 A).

. le filament central en Rhénium sur lequel rien n'est déposé est porté, également sous vide, à une température d'environ 1800°C (I = 4 A).

Le filament latéral, chauffé à faible température, ne permet qu'une vaporisation du Nd et c'est le filament central qui ionise les atomes vaporisés.

- nous utilisons, à l'heure actuelle, deux types de géométrie pour les filaments (fig. n° III-9). Pour l'instant, le rendement semble être le même quelque soit la configuration utilisée.

- le Néodyme est émis sous forme métal $\left(\frac{Nd^+}{NdO^+} > 100 \right)$. Pour cela, il est nécessaire que le vide soit excellent. C'est pourquoi il est fréquent que nous utilisions de l'air liquide comme piège cryogénique pour améliorer le vide obtenu par la pompe à diffusion.

- la mise en émission se fait doucement de façon à acquérir une bonne pente ascendante. Généralement, le début de l'enregistrement s'effectue en mesurant le courant ionique grâce au multiplicateur d'électrons. Les corrections nécessaires sont alors réalisées directement par la calculatrice. Au bout de quelques heures d'émission, l'intensité du signal pour la masse Nd 144 est suffisamment grande pour pouvoir utiliser la cage de Faraday ; elle atteint alors des valeurs de l'ordre de 2 à 4 x 10^{-12} A (c.a.d. 200 à 400 mV avec une résistance de 10^{11} Ω).

- le fractionnement des masses dû au spectromètre est mesuré et corrigé en normalisant le rapport $\frac{Nd\ 146}{Nd\ 144}$ mesuré à la valeur $\frac{Nd\ 146}{Nd\ 144} = 0,7219$.

- d'autre part, la bonne séparation chimique du Néodyme des autres Terres Rares permet d'éviter les interférences de masse avec le

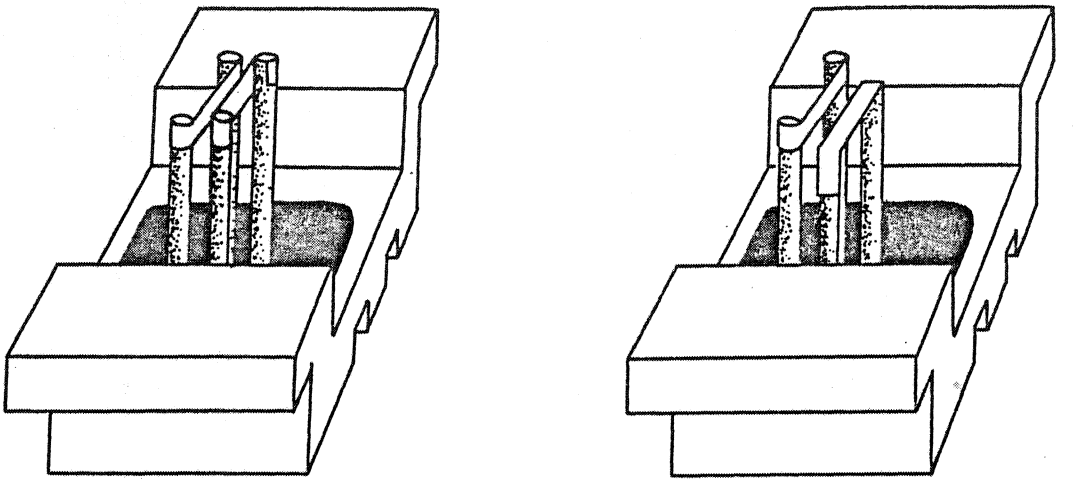


Figure n° III-9 :

Géométrie des filaments dans la source du spectromètre de masse :

- *a : Type //*
- *b : Type ⊥*

Samarium (Sm 144 en particulier). Néanmoins, il reste parfois des traces de Samarium et il devient nécessaire d'effectuer une correction. Celle-ci est faite directement par la calculatrice grâce à la mesure du pic 147.

- pour obtenir une bonne détermination du rapport $\frac{Nd\ 143}{Nd\ 144}$, nous mesurons un très grand nombre de rapports (au moins 500 à 600). Les données subissent alors un traitement statistique et le résultat final est exprimé sous la forme :

$$\frac{Nd\ 143}{Nd\ 144} = 0{,}512\ 000 \pm \sigma \qquad \text{écart-type}$$

$$\pm\ 2\ \sigma m \qquad \text{erreur probable}$$

avec $\sigma = \sqrt{\frac{\Sigma\ (x_i - \bar{x})^2}{N - 1}}$

et $2\sigma m = 2\left(\frac{\sigma}{\sqrt{N}}\right)$ N : nombre de données

3) Obtention des spectres de Terres Rares

Nous suivons la méthode couramment utilisée à Rennes (Jahn et al,1980a). Les différentes fractions séparées par la procédure chimique sont analysées. La fraction LREE nous permet d'obtenir les teneurs en Sm et Nd. Les concentrations en Eu, Gd, Dy, Er, Yb, Lu sont calculées à partir des fractions MREE et HREE. Le La et le Ce sont mesurés sur les fractions La et Ce.

Généralement, nous mesurons six à dix groupes de sept rapports sur chaque élément. Tous les éléments sont émis sous forme métal, à l'exception du La qui est émis sous forme oxyde pour éviter toute interférence avec le Baryum.

Pour chaque élément, les rapports mesurés sont choisis de façon à éviter toute interférence de masse avec d'autres éléments. Cependant, dans le cas du Lu et du Ce, nous devons parfois procéder à des corrections (tableau n° III-3), l'Ytterbium et le Néodyme possédant des isotopes de mêmes masses de celles que nous mesurons pour

le Lu et le Ce. Ces corrections sont généralement faibles ou inexistantes puisque les températures d'émission sont différentes (tableau n° III-3).

Elément	Courant (A) correspondant au chauffage du filt. central	Courant (A) correspondant au chauffage du filt. latéral
La	4	2 → 2,4
Ce	4	2,2 → 2,6
Nd	4	2,2 → 2,4
Sm	4	2,1 → 2,4
Eu	4	1,8 → 2,2
Gd	4	2,4 → 2,8
Dy	4	2,3 → 2,5
Er	4	2,3 → 2,5
Yb	4	1,8 → 2,2
Lu	4	2,4 → 2,6

$$\frac{142}{140}Ce = \frac{142}{140}_{m} \times \left[1 - \frac{(142/143)Nd}{(142/143)m}\right]$$

$$\frac{176}{175}Lu = \frac{176}{175}_{m} \times \left[1 - \frac{(176/174)Yb}{(176/174)m}\right]$$

Tableau n° III-3 : Températures d'émission des Terres rares et équations utilisées pour corriger les interférences sur le Ce et le Lu.

Un programme spécifique permet à la calculatrice de calculer les teneurs. Celles-ci sont tout d'abord exprimées en ppm puis nor-

malisées aux chondrites. Pour cela, nous adoptons les valeurs de Nakamura (1974) ou bien celles de Leedey (Masuda et al, 1973) mais divisées par 1,2.

4) Détermination de la constitution isotopique du Sr

Les mesures ont été principalement effectuées sur le spectromètre de masse TS N 206 Thomson-Houston "Agécannonix". Ce spectromètre de masse est en cours de rénovation.

- le résidu solide obtenu après la séparation chimique est repris avec de l'acide nitrique dilué (0,75 N). Quelques microgouttes sont alors déposées sur un filament simple de Tantale, préalablement dégazé et oxydé,
- ce filament est porté dans le spectromètre à une température d'environ 1250°C (I = 2,2 à 2,4 A),
- la mise en émission se fait lentement de façon à ce que l'enregistrement puisse durer longtemps,
- généralement, nous débutons les mesures lorsque l'intensité du signal pour la masse 88 atteint une valeur de 500 mV. Les écarts-types au sein des blocs sont alors inférieurs à 5×10^{-4},
- le fractionnement des masses dû au spectromètre est corrigé en normalisant le rapport $\frac{86\ Sr}{88\ Sr}$ mesuré à la valeur $\frac{86\ Sr}{88\ Sr} = 0{,}1194$,
- la présence de traces de Rubidium est systématiquement contrôlée et l'enregistrement ne débute que lorsque celles-ci n'existent plus,
- les résultats sont exprimés sous la même forme que ceux concernant la constitution isotopique du Néodyme. Notons cependant que les moyennes sont calculées à partir des valeurs des blocs et non à partir de tous les rapports mesurés. Pour obtenir une bonne précision sur les données ($2\ \sigma m < 1 \times 10^{-4}$), nous enregistrons généralement plus de vingt blocs de neuf rapports.

5) Etalons

Nous rapportons ici les valeurs obtenues par toute l'équipe du laboratoire de Rennes.

* rapport 143 Nd/144 Nd de l'étalon Johnson-Matthey Nd_2O_3

Date	Valeur mesurée
04/04/1978	0,511 138 ± 26 (2 σm)
30/10/1978	0,511 156 ± 64
31/10/1978	0,511 127 ± 63
6/11/1978	0,511 125 ± 66
13/11/1978	0,511 128 ± 40
14/11/1978	0,511 122 ± 41
28/11/1978	0,511 123 ± 49
29/01/1979	0,511 123 ± 67
05/02/1979	0,511 167 ± 06
07/02/1979	0,511 142 ± 15
04/09/1979	0,511 133 ± 58
18/09/1979	0,511 156 ± 20
27/12/1979	0,511 244 ± 98
06/02/1980	0,511 148 ± 76
16/04/1980	0,511 111 ± 70
13/06/1980	0,511 114 ± 58
18/07/1980	0,511 132 ± 48
28/10/1980	0,511 136 ± 33
07/01/1981	0,511 136 ± 50
16/04/1981	0,511 192 ± 54

sur vingt enregistrements qui se sont déroulés entre le 4/04/1978 et le 16/04/1981, la moyenne est de 0,511143 ± 13 (2 σm)

* rapport 87 Sr/86 Sr de l'étalon NBS 987

moyenne obtenue sur ving cinq enregistrements entre le 24/07/1979 et le 1/07/1981 sur "Agécannonix" : 0,71020 ± 4 (2 σm)

moyenne obtenue sur "Idéfix" : 0,71028 ± 4 (2 σm)

* rapport 87 Sr/86 Sr de l'étalon Eimer et Amend

moyenne obtenue sur neuf enregistrements entre le 26/07/1979 et le 23/09/1981 sur "Agécannonix" : 0,70814 ± 4 (2 σm)

moyenne obtenue sur "Idéfix" : 0,70814 ± 4 (2 σm)

D) Détermination des teneurs en éléments majeurs et en éléments traces (excepté les REE)

1) les éléments majeurs

Leurs concentrations (sauf celles de Na_2O et MgO) sont déterminées par la méthode XRF grâce à un spectromètre Siemens équipé d'un générateur Philips. Les oxydes de fer sont exprimés sous forme de Fe_2O_3. Na_2O et MgO sont mesurés par absorption atomique.

Les erreurs analytiques sont de l'ordre de 1 à 3 % pour les analyses par XRF et inférieures à 2 % pour l'absorption atomique. La précision sur la mesure de P_2O_5 n'est que de 10 %. Les volatiles ne sont pas différentiées ; seule la perte à 1000°C (L.O.I = loss on ignition) est mesurée.

2) les éléments traces (autres que les REE)

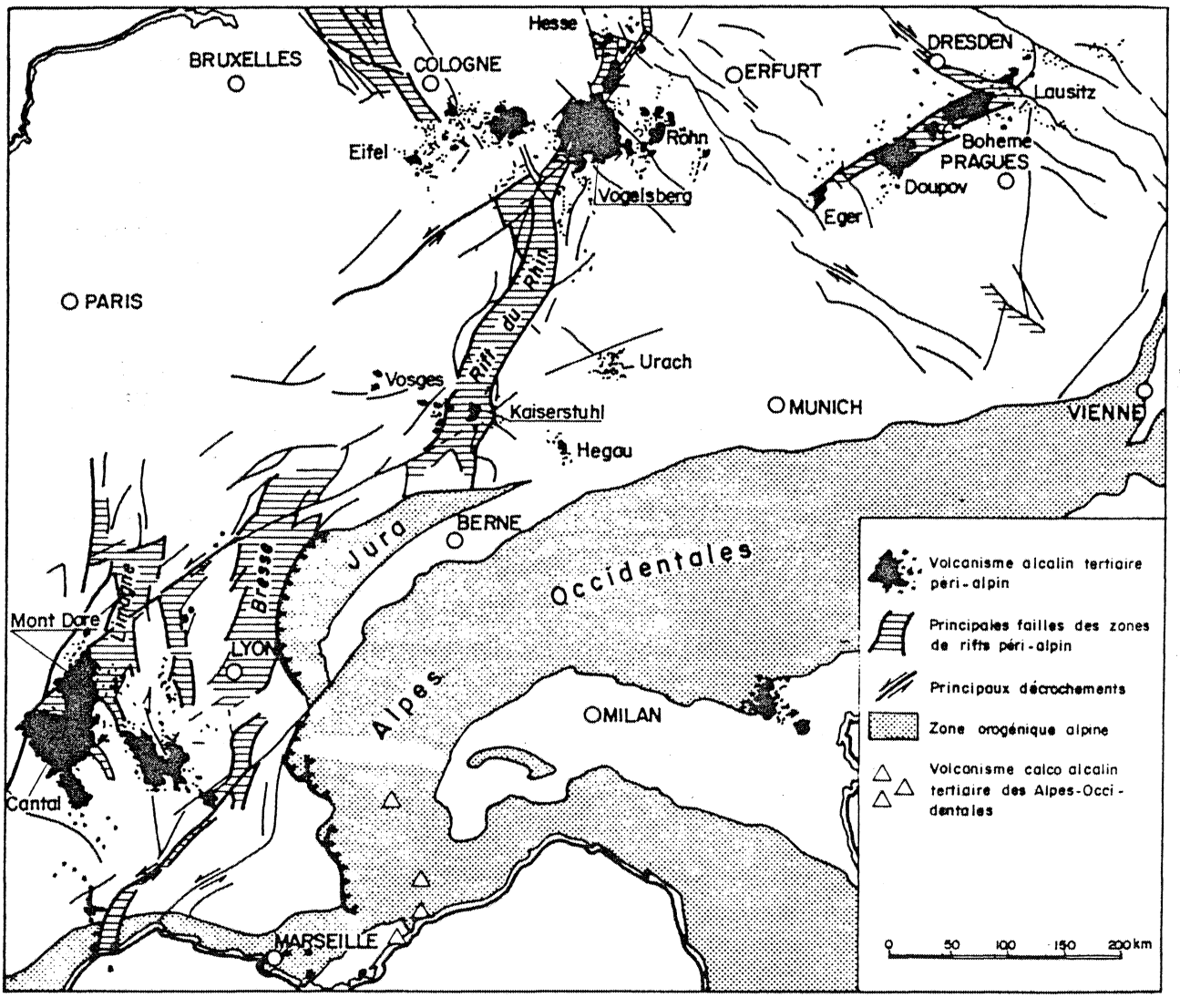
Les teneurs sont mesurées par la méthode XRF sur pastilles. Les corrections d'absorption de masse sont calculées à partir des teneurs en éléments majeurs. Les erreurs analytiques sont de l'ordre de 3 à 5 % pour les concentrations supérieures à 20 ppm et d'environ 10 % pour les teneurs inférieures à 20 ppm.

Chapitre IV : Le Massif Central

A - CONTEXTE GEOLOGIQUE

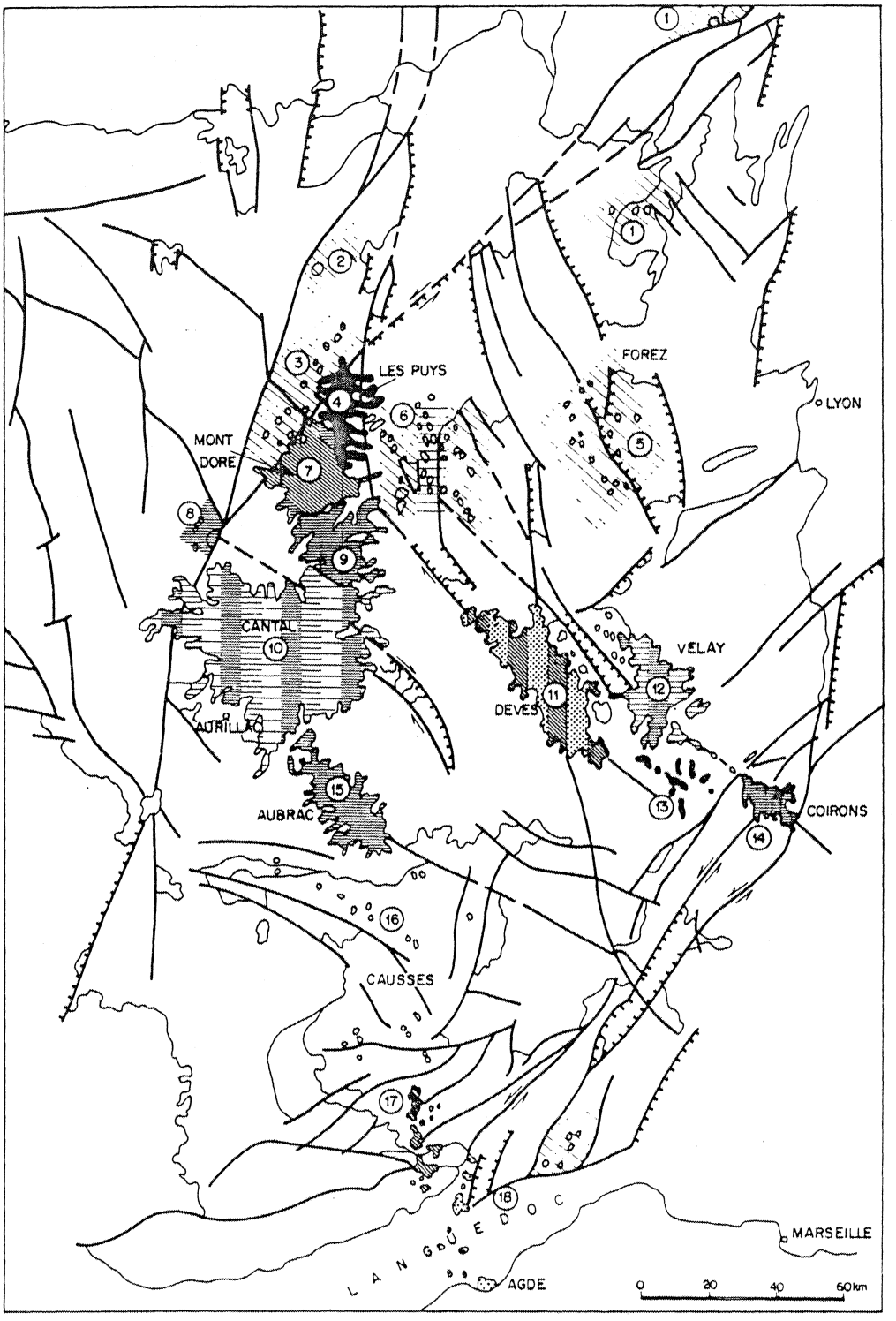
1) Généralités et structures

Le volcanisme récent du Massif Central français appartient au volcanisme périalpin de nature alcaline (fig. n° IV-1, tirée de Maury et Varet, 1980).



— Situation d'ensemble des volcanismes alpins et des volcanismes alcalins de la distension péri-alpine.

Figure n° IV-1 (Maury et Varet, 1980).



— Provinces volcaniques et âges du volcanisme dans le Massif central.

Figure n° IV-2 (Maury et Varet, 1980)

Celui-ci s'étend en arc autour de la zone orogénique alpine et va du Sud vers le Nord des Pyrénées orientales à la Bohème en passant par le Massif Central français, le graben rhénan et l'Ouest de l'Allemagne. Cet arc s'étend sur environ 1700 km avec une largeur maximale d'environ 350 km (Wimmenauer, 1974). Les principaux centres volcaniques se situent sur les blocs hercyniens mais toujours à proximité des grabens oligocènes : les grabens de la Limagne et du Forez dans le Massif Central français, le graben rhénan entre les Vosges et la Forêt Noire, le graben de Hesse plus au Nord en Allemagne et le graben nord-bohémien dans le massif de Bohème (fig. n° IV-1). Ces grabens résultent de phases d'extension qui ont affecté le socle cristallophyllien d'âge hercynien à l'oligocène (Maury et Varet, 1980).

En France, les régions volcaniques tertiaires et quaternaires sont concentrées, dans le Massif Central, le long de trois principales directions tectoniques : Nord-Ouest - Sud-Est, Nord-Sud et Nord-Est - Sud-Ouest (Jung et Brousse, 1962). Les édifices volcaniques sont essentiellement localisés entre le grand sillon houiller à l'Ouest et la vallée du Rhône à l'Est. Ils se présentent soit en grands massifs circulaires (massifs du Cantal et du Mont Dore), soit en chaînes plus ou moins concordantes avec une direction tectonique principale (Chaîne des Puys, Aubrac, Velay, Escandorgue), soit en une multitude de petits appareils simples éparpillés en une aire allongée (Limagne, Forez) (De Goer de Hervé et Mergoil, 1971) (voir fig. n° IV-2 tirée de Maury et Varet, 1980).

Les échantillons analysés ne provenant pas de l'ensemble des provinces volcaniques du Massif Central, nous ne détaillerons ici que les structures des édifices volcaniques qui nous intéressent directement.

a) Les strato-volcans : Cantal et Mont Dore

Ces deux grands volcans centraux atteignent des altitudes comparables (1854 m au Plomb du Cantal et 1886 m au Puy de Sancy) malgré des superficies inégales (2700 km^2 pour le Cantal et 600 km^2 pour le Mont Dore) (De Goer de Hervé et Mergoil, 1971). Par leurs dimensions, ils appartiennent aux plus vastes édifices volcaniques centrés d'Europe. Leur position est liée à l'individualisation de deux fosses volcano-tectoniques affectant le socle hercynien et déterminées par le rejeu de failles hercyniennes (De Goer de Hervé et Mergoil, 1971). L'évolution de ces deux grands volcans est assez complexe. Elle a été schématisée par Maury et Varet en 1980, en une histoire en quatre phases :

* la première correspond à l'individualisation du(ou des) réservoir(s) avec apparition d'un volcanisme fissural basaltique.

* la seconde marque l'évolution du réservoir avec en surface, un paroxysme volcanique et émission de magmas intermédiaires et différenciés sous forme de pyroclastites.

* la troisième phase est liée à l'effondrement du toit du réservoir. Ceci entraîne l'apparition d'une caldéra. A la fin de cet épisode, se mettent en place des dômes phonolitiques.

* la dernière phase est marquée par de nombreuses coulées de nature basaltique dans le Cantal (formation de plateaux basaltiques ou "planèzes"). Ces éruptions se situent au niveau des fractures majeures limitant la caldéra. Dans le Mont Dore, les épanchements sont de nature intermédiaire (mugéarites et benmoreîtes). Les dernières éruptions se produisent au niveau des points culminants actuels : Plomb du Cantal et Puy de Sancy.

b) le volcanisme fissural (Aubrac, Chaîne des Puys, Velay)

Les points d'émission sont alignés le long d'une (ou plusieurs) fissure(s), expression superficielle d'une fracture profonde.

Ils donnent alors naissance soit à un plateau basaltique comme dans l'Aubrac et le Devès (partie ouest du Velay) soit à une chaîne volcanique comme dans le cas de la Chaîne des Puys.

- *l'Aubrac* est un plateau basaltique couvrant une superficie d'environ 450 km^2 et s'allongeant suivant une direction Nord-Ouest - Sud-Est au Sud-Est du Cantal. L'absence de cônes de scories individualisés à la surface du plateau témoigne d'une explosivité faible.

- *le Devès* (ou Velay occidental) constitue le plus vaste plateau basaltique du Massif Central (850 km^2). Il s'étire sur 60 km de long et 20 km de large, parallèlement, à l'Aubrac. Il se distingue principalement de cette dernière région par la présence de nombreux cônes scoriacés (environ 150) typiquement stromboliens (De Goer de Hervé et Mergoil, 1971). D'autre part, il s'en rapproche par ses éruptions fissurales à magma fluide.

- *la Chaîne des Puys* qui constitue la partie Nord des édifices volcaniques du Massif Central, se singularise par un étirement linéaire Nord-Sud (environ 60 km). Elle est composée par la juxtaposition de plus de 80 évents indépendants dont l'essentiel se concentre sur une bande de 30 km de longueur . Les appareils volcaniques sont en majorité de type strombolien comportant cônes de scories et coulées.

2) Chronologie des éruptions

De très nombreuses études chronologiques et stratigraphiques ont été effectuées sur le volcanisme du Massif Central. Les méthodes utilisées sont diverses : datations absolues, paléontologie, paléomagnétisme, téphrostratigraphie, etc... Une synthèse de toutes ces données est délicate du fait de la complexité des structures volcaniques. Néanmoins, Brousse en 1971 et De Goer de Hervé et Mergoil en 1971, ont tenté de synthétiser toutes les données disponibles. Un tableau synthétique légèrement différent et s'appuyant sur des données K-Ar plus récentes, a été proposée par Maury et Varet en 1980 (Fig. IV-3).

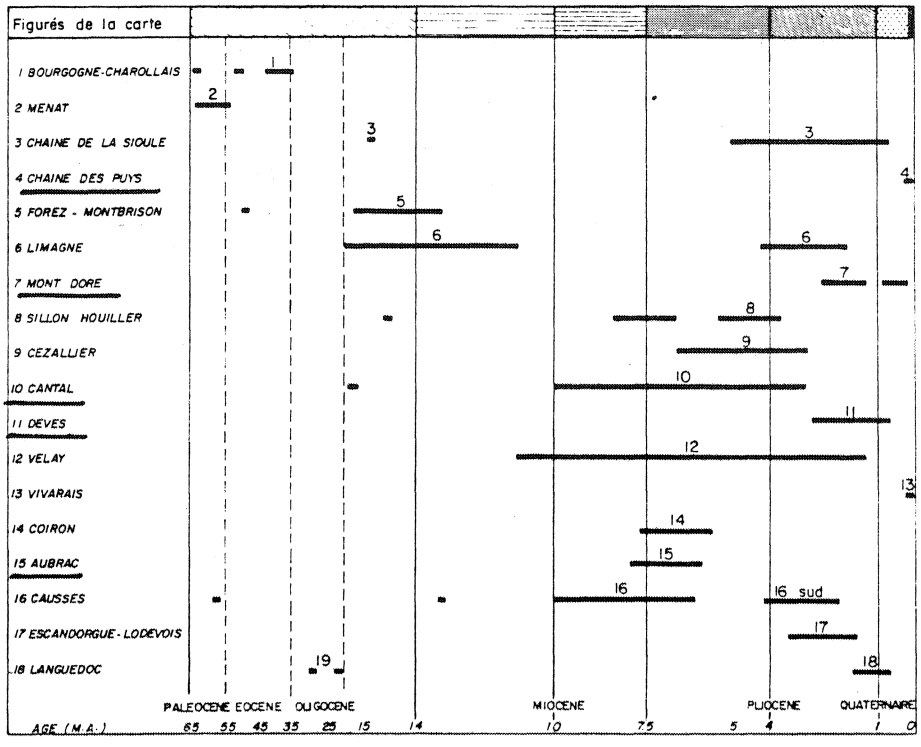


Figure n° IV-3

— Ages du volcanisme alcalin dans le Massif central.

Principales sources des âges utilisés : 1. Bellon H. et *al.*, 1974 ; 2. Vincent P. et *al.*, 1977 ; 3. Brousse R., 1974 ; 4. Brousse R. et *al.*, 1969 ; Camus G. et *al.*, 1975 ; 5. Bellon H., 1976 ; 6. Bellon H. et *al.*, 1971 ; Camus G. et *al.*, 1969 ; Baubron J.C., comm. pers., 1978 ; 7. Bellon H. et *al.*, 1972 ; Baubron J.C., comm. pers., 1978 ; 8. Brousse R., 1974 ; 9. Cantagrel J.M. et Thonat A., 1976 ; 10. Bellon H. et *al.*, 1972 ; Baubron J.C. et Demange J., 1977 ; 11. Cantagrel J.M. et Prévot M., 1971 ; 12. Cantagrel J.M. et Mergoil J., 1970 ; 13. Berger E. et *al.*, 1974 ; 14. Bandet Y. et *al.*, 1974 ; Brousse R., 1974 ; 15. Baubron J.C., comm. pers., 1978 ; 16. Gillot P.Y. et *al.*, 1972 ; Gillot P.Y., 1974 ; Baubron J.C. et *al.*, 1978*b* ; 17. Ildefonse J.P. et *al.*, 1972 ; Gillot P.Y., 1974 ; 18. Frechen J. et Lippolt H.J., 1965 ; Bellon H., 1976.

De façon générale, il n'apparaît aucune polarité géographique liée à l'âge du volcanisme. Retenons ici l'âge approximatif des cinq provinces volcaniques qui nous intéressent.

- *le Cantal* débute son activité par des éruptions ponctuelles au Miocène inférieur (≃ 20 M.A.) mais ce n'est qu'à partir du Miocène supérieur (≃ 10 M.A.) que le volcan commence à s'édifier. A la limite Miocène-Pliocène (7,5 à 5 M.A.), le volcanisme du Cantal atteint son paroxysme et cesse au Pliocène supérieur (≃ 4 M.A.) (Bellon et al, 1972a ; Baubron et Demange, 1974).

- *l'activité volcanique de l'Aubrac* ne s'est développée que pendant environ 2 M.A. (entre 8 et 6 M.A. approximativement) (Baubron et Demange, non publié).

- *de même, l'édifice volcanique du Devès* (Velay occidental) s'est formé en un laps de temps assez restreint : 2 M.A. (entre 3 M.A. et 1 M.A.) (Cantagrel et Prévot, 1971).

- *les éruptions du Mont Dore* s'étalent par contre sur environ 6 M.A. entre 6 M.A. et 250 000 ans (Bellon et al, 1972b ; Baubron et Cantagrel, non publié).

- *la chaîne des Puys* est l'édifice volcanique le plus récent de tous, puisqu'il s'est construit entre 50 000 ans et 4 000 ans (Brousse et al, 1969 ; Camus et al, 1975).

De façon générale, le volcanisme du Massif Central est donc récent (souvent plus jeune que 10 M.A.) et il est assez comparable au volcanisme alcalin d'Allemagne et de Tchécoslovaquie.

3) Données géophysiques

Les travaux de Perrier et Ruegg (1974) et de Souriau-Thévenard (1978) montrent l'existence sous les fossés d'effondrement d'une remontée du Moho de plus de 30 km à moins de 25 km de profondeur. De plus, Perrier et Ruegg (1974) ont démontré l'existence d'un "manteau anormal" sous le Massif Central, se traduisant par l'absence de Moho et l'apparition d'une zone de transition locale à la base de la "croûte amincie". D'autre part, Souriau -Thevenard (1978) a mis en évidence l'existence d'une zone à faible vitesse (70-240 km de profondeur) sous les régions volcaniques du Massif Central . Villemant en 1979 a tenté de synthétiser ces données dans un schéma (fig. IV-4) ; il dégage trois grands points concernant la stratification de la structure profonde du Massif Central sous l'axe majeur des Limagnes :
- une zone à faible vitesse équivalente d'une zone préalablement

soumise à une fusion partielle, mais qui ne correspond pas à l'Asthénosphère active à l'heure actuelle.

Schéma de la structure profonde du Massif Central

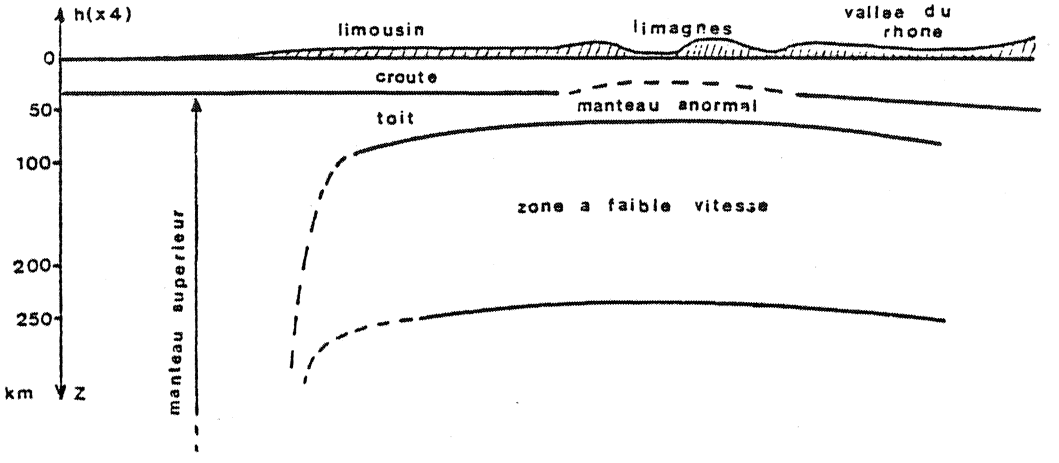


Figure n° IV-4 (Villemant, 1979)

- au-dessus, limité à la zone des Limagnes, absence de Moho qui est remplacé par une zone de transition ("manteau anormal").

- dans la croûte, présence d'une masse magnétique profonde s'étendant sous le centre du Massif Central.

Ces données peuvent être interprétées comme témoignant de l'existence de chambres magmatiques dans lesquelles se produisent les processus de cristallisation fractionnée.

4) Pétrologie du volcanisme alcalin

Depuis la découverte par Guettard en 1756 du volcanisme du Massif Central, de très nombreuses études pétrographiques et pétro-

logiques ont été effectuées et ce, principalement depuis 1960. Quelques essais de synthèse des données existantes ont été effectuées par Brousse en 1961, Jung et Brousse en 1962 et Brousse en 1971. D^r autre part, certains auteurs (Velde, 1967 ; Maury, 1976 ; Villemant et al, 1980) se sont intéressés à la compréhension de problèmes pétrogénétiques particuliers.

Le problème de la classification des roches reste à l'heure actuelle, une question délicate. De nombreuses propositions ont été faites ces dernières années par Jung et Brousse en 1962 , Velde en 1967, Brousse en 1971 , Maury en 1976, etc...

Dans ce travail, j'ai adopté la classification de Maury (1976) qui présente l'avantage d'être simple, bien définie et d'employer la terminologie internationale plutôt que la nomenclature française qui comporte de nombreux noms locaux. Cette classification est basée sur les analyses chimiques de majeurs. Les coupures sont faites grâce à l'index de différenciation (D.I.) de Thornton et Tuttle (1960) calculé à partir de la norme C.I.P.W. avec DI = Σ (Qz + Ne + Lc + Ab + Or normatifs).
Les normes C.I.P.W. sont calculées en fixant Fe_2O_3 à 1,5 % (Coombs, 1963 ; Kay et al, 1970).

D.I. $\leqslant$ 35	Basanite si Ne > 5 % Basalte alcalin si Ne $\leqslant$ 5 %
35 < D.I. $\leqslant$ 50	Hawaîte
50 < D.I. $\leqslant$ 65	Mugéarite
65 < D.I. $\leqslant$ 80	Benmoreite
D.I. > 80	Trachytes, Rhyolites, Phonolites

La saturation et la sous-saturation sont définies par la présence de quartz normatif ou de Néphéline normative. Au sein de la série saturée, l'on distingue les trachytes des rhyolites par leur pourcentage de quartz normatif (Quartz < 15 % ; Trachyte ; Quartz > 15 % Rhyolite). A cette nomenclature, il faut adjoindre le terme de potassique si $\frac{Na_2O}{K_2O} < 2$ (si $\frac{Na_2O}{K_2O} > 2$, la série est dite sodique).

Nature des magmas et des séries

1) les magmas basiques sont des basanites à olivine (Néphéline + Olivine normatives ; Ne > 5 %) et des basaltes alcalins à olivine (Ol + Ne ; Ne < 5 %) (Velde, 1967).

2) deux principales séries peuvent être distinguées (Brousse, 1971) :

- une série "sous-saturée" allant des basanites à analcime aux phonolites
- une série "saturée allant des trachy-basaltes (moins de néphéline normative que dans les basanites à analcime) aux rhyolites.

La série "sous-saturée" est considérée comme la série "normale" du Massif Central, alors que la série "saturée" pose de nombreux problèmes pétrogénétiques. Schématiquement, la série "saturée" (en particulier celle du Mont Dore), est interprétée comme :

- résultant d'un mélange entre le magma basaltique et un magma rhyolitique issu de la fusion du socle (Glangeaud, 1943 ; Glangeaud et Letolle, 1962 ; Letolle et Kulbicki, 1969 ; Javoy, 1971)
- résultant de la superposition d'une différenciation par cristallisation fractionnée et d'une contamination croissante par le matériel crustal au cours de la différenciation (Brousse, 1961, 1967, 1971)
- résultant d'une cristallisation fractionnée simple avec fractionnement déterminant d'amphiboles (Mervoyer et al, 1973 ;

Maury, 1976 ; Maury et al, 1980 ; Villemant et al, 1980).

La nature des roches varie suivant les provinces du Massif Central :

Dans le Velay, apparaît une série simple de différenciation allant des basanites aux phonolites (série "sous-saturée"). Une même différenciation simple est reconnue dans la Chaîne des Puys par Maury (1976), Maury et al (1980), et Villemant et al (1980), mais elle va des basaltes alcalins aux trachytes quartzifères (série "saturée"). Dans l'Aubrac, l'évolution magmatique ne va que des magmas basiques aux mugearites et aucun produit différentié n'apparaît. L'évolution du Cantal et du Mont Dore est beaucoup plus complexe puisque les produits volcaniques ont une composition allant d'une nature basanitique aux roches les plus différenciées. Ces produits différenciés sont très diversifiés (trachytes, phonolites, rhyolites). De plus, plusieurs cycles magmatiques se succèdent au cours de leur histoire.

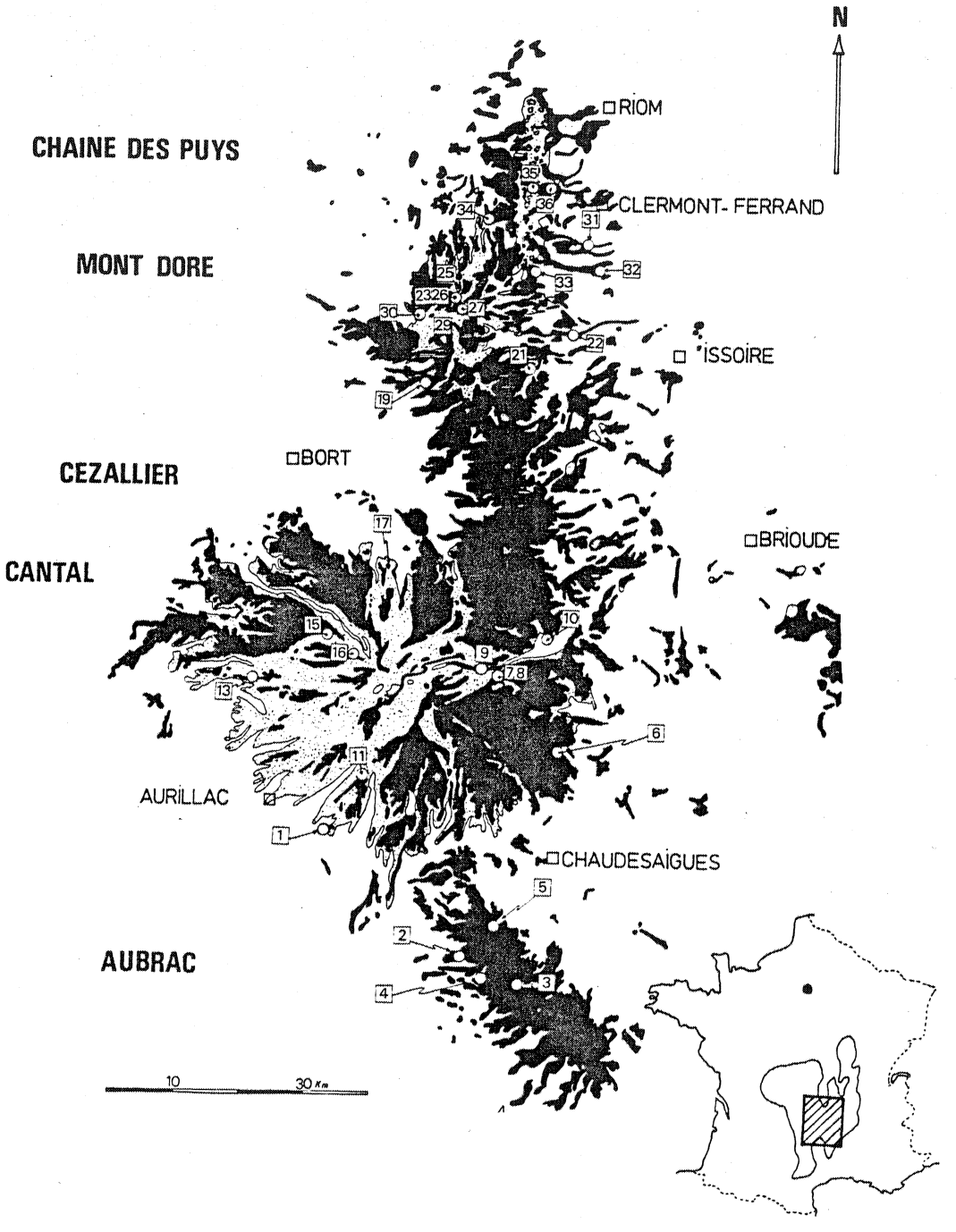


Figure n° IV-5 :
Localisation géographique de l'échantillonnage. Les numéros correspondent aux numéros des échantillons dans le tableau n° IV-1.

B - ECHANTILLONS ANALYSES

1) Localisation géographique de l'échantillonnage

Les roches étudiées ont toutes été prélevées dans des coulées de laves massives, les moins bulleuses possibles. Elles proviennent des quatre provinces volcaniques suivantes : le Cantal, l'Aubrac, le Mont Dore et la Chaîne des Puys. Un échantillon de nodule de péridotite a également été prélevé mais il provient du Devès (Velay occidental) et il a été échantillonné dans les laves du Mont Briançon (≃ 8 km à l'Est de Langeac). Les localisations géographiques des autres échantillons sont données d'une part dans la figure n° IV-5 et d'autre part dans l'annexe .

Onze échantillons proviennent du Cantal, quatre de l'Aubrac, huit du Mont Dore et sept de la Chaîne des Puys.

2) Pétrographie

Une description sommaire des lames minces concernant les échantillons analysés est donnée en annexe. A cette description est joint, si possible, l'âge de la roche compte-tenu des données précises disponibles dans la littérature.

3) Composition en éléments majeurs

Les données des éléments majeurs sont présentées dans le tableau n° IV-1.

Si l'on effectue une moyenne de tous les basaltes alcalins et basanites analysés, l'on obtient des valeurs comparables aux moyennes calculées par Maury et Varet (1980) sur l'ensemble des roches

Sample No.	MC 1	MC 6	MC10	MC13	MC16	MC17	MC 7	MC 8	MC 9	MC12	MC15
Analy. No.	5008	5009	5010	5011	5012	5013	5251	5252	5253	5254	5255
Rock type	B Ne	B Ne	Ha B	B Ne	BAB	ABAB	ABAB	ABAB	B B	B Ne	ABAB
SiO2	42.82	43.20	49.09	42.37	42.40	48.39	47.23	47.05	47.24	42.96	45.01
TiO2	2.78	3.00	2.41	3.08	2.97	2.05	2.35	2.35	2.35	2.81	2.89
Al2O3	13.52	13.47	15.24	12.52	11.58	13.99	13.67	13.79	13.45	13.17	13.67
Fe2O3	13.12	12.72	11.18	13.03	12.41	11.25	12.25	12.24	10.84	13.26	12.66
MnO	0.20	0.19	0.17	0.20	0.19	0.15	0.17	0.17	0.18	0.21	0.17
MgO	9.60	10.46	7.05	11.15	12.83	9.42	10.93	10.46	9.20	9.19	10.27
CaO	10.83	11.04	8.59	10.83	12.04	8.99	9.23	9.37	9.77	10.82	10.37
Na2O	3.08	4.12	4.11	4.01	3.13	3.36	3.34	3.13	3.20	3.07	2.39
K2O	1.90	1.10	1.83	1.10	1.39	1.00	1.29	1.30	2.12	1.94	0.87
P2O5	1.23	0.81	0.56	0.92	0.94	0.38	0.48	0.49	0.59	1.31	0.65
LOI	1.46	0.01	-0.29	0.09	0.36	1.20	-0.53	-0.23	1.44	1.29	1.42
Tot.	100.54	100.11	99.94	99.30	100.24	100.18	100.41	100.12	100.38	100.05	100.37
mg	63.0	65.7	59.5	66.6	70.7	66.1	67.5	66.6	66.4	61.8	65.4
Qz	-	-	-	-	Le 1.26	-	-	-	-	-	-
Or	11.24	6.51	10.82	6.51	6.62	5.91	7.63	7.69	12.54	11.47	5.15
Ab	5.17	5.49	25.58	4.50	-	27.23	19.26	19.71	16.03	6.37	18.53
An	17.42	14.99	17.70	12.89	13.42	20.11	18.47	19.71	16.04	16.39	23.97
Ne	11.31	15.90	4.96	15.93	14.34	0.63	4.86	3.66	5.97	10.61	0.90
Di	23.62	28.32	17.63	28.61	32.77	18.02	19.80	19.34	23.39	24.08	19.14
Ol	18.90	18.04	14.50	19.46	20.41	19.10	22.05	21.36	16.02	18.14	20.95
Hy	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ap	2.91	1.92	1.33	2.18	2.22	0.90	1.14	1.16	1.40	3.10	1.54
Ilm	5.28	5.70	4.58	5.85	5.64	3.90	4.47	4.47	4.47	5.34	5.49
Mt	2.18	2.18	2.18	2.18	2.18	2.18	2.18	2.18	2.18	2.18	2.18
Cor	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
D.I.	27.7	27.9	41.4	26.9	22.2	33.8	31.7	31.1	34.5	28.4	24.6

Tableau n° IV-1 :
Composition en éléments majeurs des échantillons du Massif Central (%).

AUBRAC

	MC 2 5124 Ha B	MC 3 5125 B B	MC 4 5126 AB B	MC 5 5127 B B
SiO2	49.85	45.59	46.24	45.40
TiO2	2.44	2.89	3.00	2.74
Al2O3	16.76	14.32	14.99	13.72
Fe2O3	10.40	12.59	12.60	12.78
MnO	0.19	0.19	0.19	0.19
MgO	4.43	8.25	7.37	9.98
CaO	7.12	10.93	9.37	10.94
Na2O	4.52	3.57	3.32	2.86
K2O	2.44	0.65	1.64	1.42
P2O5	0.76	0.64	0.73	0.52
LOI	0.08	0.32	0.52	-0.23
Tot.	98.99	99.94	99.97	100.32
mg	49.8	60.4	57.7	64.5
Qz	-	-	-	-
Or	14.43	3.84	9.70	8.40
Ab	31.20	18.67	20.23	11.34
An	18.20	21.10	21.12	20.37
Ne	3.80	6.24	4.24	6.95
Di	10.43	23.91	17.22	25.01
Ol	11.41	15.59	16.26	18.73
Hy	-	-	-	-
Ap	1.80	1.51	1.73	1.23
Ilm	4.64	5.49	5.70	5.21
Mt	2.18	2.18	2.18	2.18
Cor	-	-	-	-
D.I.	49.4	28.7	34.2	26.7

Tableau n° IV-1 (suite)

	MC19	MC21	MC23	MC25	MC26	MC27	MC29	MC30
	5256	5301	5302	5303	5304	5305	5306	5307
	B B	Ha Ne	B Ne	Ph	B Ne	Mu	Ph	B Ne
SiO2	45.09	45.98	45.63	59.65	44.90	54.79	59.99	43.47
TiO2	2.98	3.16	2.90	0.71	3.05	1.89	0.52	3.07
Al2O3	15.05	16.17	15.19	19.87	14.26	16.63	19.42	14.03
Fe2O3	12.46	11.52	12.48	3.39	12.58	7.84	2.86	12.03
MnO	0.18	0.18	0.19	0.14	0.19	0.15	0.37	0.19
MgO	7.19	5.63	7.67	0.72	8.30	3.65	0.34	6.40
CaO	10.73	10.43	11.15	2.83	10.77	6.24	2.23	10.94
Na2O	3.35	4.19	3.73	5.73	3.33	4.33	5.56	2.63
K2O	1.64	2.25	1.75	5.56	1.83	3.83	5.71	2.43
P2O5	0.72	0.74	0.66	0.11	0.59	0.49	0.04	0.73
LOI	0.83	-0.12	-0.33	1.53	-0.02	0.45	2.28	4.15
Tot	100.22	100.13	100.64	100.24	98.78	100.29	99.32	100.07
mg	57.4	53.2	58.9	33.1	60.6	52.0	21.6	55.4
Qz	-	-	-	-	-	-	0.28	-
Or	9.70	13.31	10.35	32.89	10.82	22.65	33.77	14.37
Ab	13.18	11.66	9.62	45.58	9.33	36.60	46.99	7.53
An	21.15	18.63	19.50	12.02	18.52	14.58	10.84	19.26
Ne	8.20	12.87	11.87	1.54	10.20	-	-	7.97
Di	22.75	23.55	26.04	1.12	25.57	11.04	-	25.19
Ol	13.80	9.32	13.64	1.59	14.89	6.89	-	10.90
Hy	-	-	-	-	-	0.55	1.66	-
Ap	1.70	1.75	1.56	0.26	1.40	1.16	0.09	1.73
Ilm	5.66	6.00	5.51	1.35	5.80	3.59	0.99	5.83
Mt	2.18	2.18	2.18	2.18	2.18	2.18	2.18	2.18
Co	-	-	-	-	-	-	0.10	-
D.I.	31.1	37.8	31.8	80.0	30.3	59.2	81.0	29.9

Tableau n° IV-1 (suite)

	CHAINE DES PUYS							VELAY
	MC22	MC31	MC32	MC33	MC34	MC36	MC35	MC41
	5128	5129	5130	5131	5132	5133	5308	5702
	Ha B	B B	Ha B	B B	Ha AB	Ha B	Tr	
SiO2	47.34	44.90	47.18	45.00	50.40	47.80	66.91	45.16
TiO2	2.40	2.73	2.42	2.58	2.07	2.33	0.45	0.14
Al2O2	15.94	15.27	15.82	14.80	17.61	16.93	17.24	3.51
Fe2O2	12.11	13.32	12.11	12.72	10.98	12.07	2.88	9.60
MnO	0.21	0.20	0.20	0.19	0.20	0.20	0.21	0.14
MgO	6.37	7.20	6.50	7.89	3.84	5.24	0.53	38.20
CaO	9.89	11.05	9.93	10.95	7.97	9.23	1.42	3.13
Na2O	3.58	3.11	3.58	3.09	4.00	3.64	5.62	0.30
K2O	1.68	1.62	1.65	1.41	2.19	1.80	4.71	0.00
P2O5	0.69	0.59	0.69	0.54	0.87	0.76	0.11	0.06
LOI	-0.41	-0.52	-0.46	-0.41	-0.42	0.00	0.50	-0.52
Tot.	99.80	99.47	99.62	98.76	99.71	100.00	100.58	99.72
mg	55.1	55.7	55.6	59.1	44.9	50.3	30.1	
Qz	-	-	-	-	-	-	12.39	
Or	9.94	9.58	9.76	8.34	12.95	10.64	27.86	
Ab	20.43	10.93	20.06	12.52	33.08	23.13	47.50	
An	22.42	22.88	22.19	22.31	23.58	24.50	6.40	
Ne	5.33	8.32	5.53	7.37	0.39	3.59	-	
Di	18.55	23.47	18.89	23.55	9.04	13.91	-	
Ol	14.14	14.96	14.21	15.59	12.04	13.79	-	
Hy	-	-	-	-	-	-	1.98	
Ap	1.63	1.40	1.63	1.28	2.06	1.80	0.26	
Ilm	4.56	5.19	4.60	4.90	3.93	4.43	0.86	
Mt	2.18	2.18	2.18	2.18	2.18	2.18	2.18	
Cor	-	-	-	-	-	-	0.53	
D.I.	35.7	28.8	35.3	28.2	46.4	38.4	87.7	

Tableau n° IV-1 (fin) :

Définitions : - Les noms des roches sont données sous la forme X/Y avec X : classification de Maury (1976)
Y : déduit de la figure n° IV-7.
B : basanite, A B : basalte alcalin, Ha : hawaiite, Mu : mugéarite, Ph : phonolite, Ne : néphélinite.
- D.I. : index de différentiation = ε (Quartz + Néphéline + Leucite + Albite + Orthose normatifs).
- mg : rapport atomique $Mg^{2+}/(Mg^{2+}+Fe^{2+})$. Fe^{2+} est calculé en prenant $Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Fe^{3+})=0,15$.
- les compositions normatives sont calculées en bloquant Fe_2O_3 à 1,5% (Coombs, 1963).

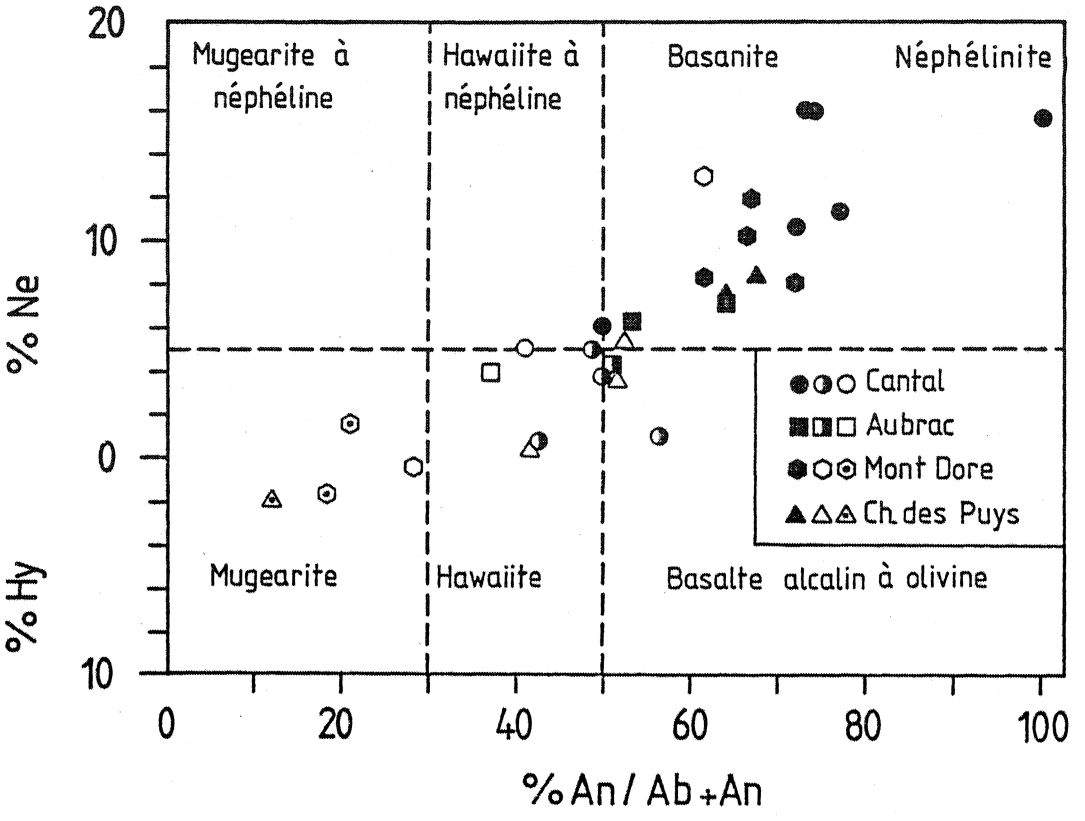


Figure n° IV-6 :

Diagramme portant le pourcentage de néphéline ou d'hypersthène en fonction de la composition normative du plagioclase. Les limites des champs sont de Best et Brimhall (1974) et de Coombs et Wilkinson (1969). Notons la relativement bonne cohésion entre cette classification et celle de Maury (1976) représentée ici par les figurés suivant :

- *Symbole noir : basanite*
- *Symbole à moitié noir : basalte alcalin*
- *Symbole blanc : hawaiite et mugéarite*
- *Symbole blanc avec un point central noir : Roches différenciées (phonolites et trachyte).*

Remarquons néanmoins que les roches très différentiées (phonolites et trachyte) ne sont pas distinguées des mugéarites dans ce diagramme.

basiques du Massif Central.

	Nos analyses 19 échantillons	Moyenne de Maury et Varet (1980)
SiO_2	44,99 ± 1,77 (σ)	43,92 ± 1,42 (σ)
TiO_2	2,77 ± 0,30 "	2,43 ± 0,53 "
Al_2O_3	13,92 ± 0,93 "	14,11 ± 1,16 "
Fer total	12,49 ± 0,62 "	12,38
MnO	0,19 ± 0,01 "	0,15 ± 0,04 "
MgO	9,15 ± 1,66 "	9,07 ± 1,61 "
CaO	10,59 ± 0,80 "	10,37 ± 0,85 "
Na_2O	3,25 ± 0,42 "	3,32 ± 0,34 "
K_2O	1,49 ± 0,45 "	1,59 ± 0,28 "
P_2O_5	0,71 ± 0,24 "	0,64 ± 0,22 "

Notons les fortes teneurs en alcalins (Na_2O = 3,25 ± 0,42 % et K_2O = 1,49 ± 0,45 %) en TiO_2 (2,77 ± 0,30 %) et P_2O_5 (0,71 ± 0,24 %). Ces compositions chimiques sont typiques des basaltes alcalins (au sens large).

Les valeurs de mg ($Mg^{2+}/(Mg^{2+} + Fe^{2+})$) varient entre 55 et 71 pour les basaltes alcalins et les basanites. De telles valeurs (mg < 68) témoignent sans doute d'une cristallisation fractionnée à partir de magmas plus primitifs.

Le calcul des normes C.I.P.W. (en bloquant Fe_2O_3 à 1,5 % comme l'a fait Maury (1976) pour les échantillons du Massif Central) font apparaître de la néphéline normative dans presque tous les échantillons (tableau n° IV-1). Les roches étudiées couvrent presque la totalité des types de roches de la série alcaline du Massif Central.

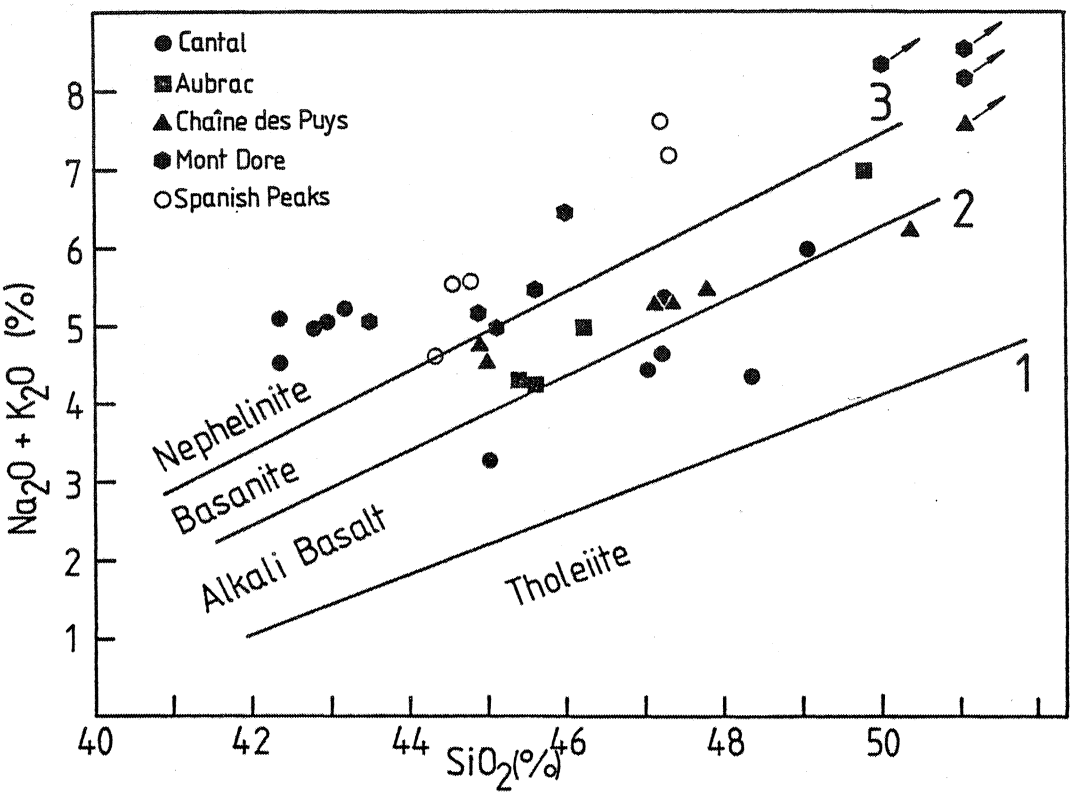


Figure n° IV-7 :

Diagramme ($Na_2O + K_2O$) - SiO_2. Les roches du Massif Central sont représentées par les symboles noirs. Les lamprophyres du Spanish Peaks (Colorado) ont été figurées pour comparaison. Les lignes séparant les types de roches sont de Macdonald et Katsura (1964) :1, Strong (1972) : 2, Saggerson et Williams (1964) : 3.

En effet, seul le type "benmoréite" n'apparaît pas. Les échantillons se répartissent entre les basanites, les basaltes alcalins, les hawaiites, les mugéarites, les phonolites et les trachytes (nous avons adopté ici la classification de Maury (1976) telle qu'elle a été présentée dans le paragraphe A 4) de ce même chapître). Remarquons néanmoins que les roches les plus primaires de la série (basanites et basaltes alcalins) sont "surreprésentées" dans notre échantillonnage (19 sur 30) puisque l'objet de ce travail est d'étudier l'origine de ces roches et non l'évolution (par cristallisation fractionnée ou autre processus) de la série alcaline du Massif Central. La classification de Maury (1976) est en assez bon accord avec celle utilisée par Barr et MacDonald (1981) pour les basaltes cénozoïques du Sud-Est asiatique (fig. n° IV-6). Par contre, la nomenclature basée sur le diagramme alcalins-silice diffère et ne rend pas bien compte de l'évolution interne de la série alcaline (fig. n° IV-7).

Le problème de la cristallisation fractionnée au sein des provinces du Massif Central ne sera pas abordé ici et nous renvoyons le lecteur au paragraphe B 7) de ce chapître à ce sujet.

4) Les éléments traces

a) les Terres Rares

Les données sont présentées dans le tableau n° IV-2 et illustrées dans la figure n° IV-8 (a, b, c, d).

Les spectres de REE des échantillons sont tous très fractionnés avec un rapport (La/Yb)N allant de 10 à 25. Les teneurs en Terres Rares lourdes sont assez uniformes avec $Lu_N \simeq 7$ à 12 . Par contre, les teneurs en Terres Rares légères sont plus variables, se situant entre 80 et 300 fois les chondrites pour le Lanthane. Ces teneurs et ce fractionnement sont typiques des basaltes alcalins (au sens large) (Gast, 1968 ; Zielinski et Frey, 1970 ; Kay et Gast, 1973 ; Sun et Hanson, 1975 ; Shimizu et Arculus, 1975 ; Frey et al

CANTAL

	MC 1	MC 6	MC10	MC13	MC16	MC17	MC 7	MC 8	MC 9	MC12	MC15
	5008	5009	5010	5011	5012	5013	5251	5252	5253	5254	5255
Rb	53 51.8	54 54.9	46 42.0	167 162	45 46.0	25 23.8	29	29	54	51	12
Sr	967 970	873 865	895 909	979 942	967 941	486 488	577	598	866	1010	814
Ba	733	710	699	643	665	308	417	430	663	763	577
Y	33	29	27	30	32	22	26	27	27	38	28
Zr	363	302	335	368	388	170	191	195	278	361	252
Nb	120	110	100	123	122	55	60	59	94	129	92
V	246	243	194	263	290	201	216	217	209	254	246
Cr	274	339	222	342	574	363	383	378	331	258	397
Ni	151	181	117	219	284	208	219	203	222	146	214
Co	47	49	40	53	57	51	52	51	49	45	53
La	77.3	58.5	73.5	68.9	73.4	25.6					
Ce	149.6	121.5	138.6	142.8	149	51.4					
Nd	65.9	56.9	53.6	64.3	69.8	25.2					
Sm	11.42	10.48	9.00	11.33	12.09	5.46					
Eu	3.35	3.22	2.71	3.38	3.59	1.77					
Gd	9.32	8.70	7.31	9.62	9.92	5.28					
Dy	6.13	6.29	5.56	6.52	6.58	4.17					
Er	3.06	2.76	2.65	2.78	2.82	1.99					
Yb	2.48	2.18	2.31	2.15	2.30	1.60					
Lu	0.371	0.321	0.356	0.315	0.332	0.237					
$\frac{La}{Yb}_N$	19.7	17.7	21.0	21.1	21.1	10.1					

Tableau n° IV-2 :

Teneurs en éléments traces des roches du Massif Central.

AUBRAC

	MC 2	MC 3	MC 4	MC 5
	5124	5125	5126	5127
Rb	59 58.1	150	36	30
Sr	1011 1037	691 707	760 809	613 628
Ba	599	391	397	371
Y	26	28	26	23
Zr	412	259	262	181
Nb	114	71	81	50
V	141	309	245	316
Cr	44	329	213	526
Ni	41	124	103	171
Co	28	48	43	51
La	66.7	44.6	48.9	32.2
Ce	127.8	94.5	104.9	67.7
Nd	55.5	46.2	49.1	34.6
Sm	9.87	8.84	9.16	6.98
Eu	3.09	2.67	2.85	2.22
Gd	8.20	7.24	7.55	6.13
Dy	5.77	5.26	5.69	4.74
Er	2.71	2.61	2.62	2.21
Yb	2.20	2.06	2.17	1.78
Lu	0.334	0.312	0.331	0.278
$\frac{La}{Yb}_N$	21.1	15.1	15.1	11.4

Tableau n° IV-2 (suite)

MONT DORE

	MC19 5256	MC21 5301	MC23 5302	MC25 5303	MC26 5304	MC27 5305	MC29 5306	MC30 5307
Rb	38	67	47	180	59	117	183	50
Sr	1009	922	791	531	782	692	502	887
Ba	555	692	554	781	595	738	1065	585
Y	29	31	29	17	28	25	15	31
Zr	239	286	259	609	258	389	556	303
Nb	70	100	81	106	78	110	120	99
V	294	323	323	52	330	164	36	315
Cr	173	86	166	9	256	40	(4)	205
Ni	103	45	79	8	99	29	(2)	75
Co	43	38	44	5	46	20	(2)	42
La	47.5	59.6	46.8	69.2	50.7			62.0
Ce	-	115.5	100.1	101.4	104.6			125.7
Nd	47.3	51.3	48.1	27.3	48.5			55.4
Sm	8.96	9.33	8.79	3.85	9.00			9.87
Eu	2.91	2.89	2.72	1.13	2.70			2.95
Gd	7.65	7.88	7.22	2.70	7.45			8.05
Dy	5.59	5.86	5.28	2.52	5.71			5.79
Er	2.53	2.74	2.62	1.59	2.70			2.64
Yb	2.00	2.27	2.21	1.85	2.24			2.17
Lu	0.301	0.344	-	0.327	0.345			0.329
$\frac{La}{Yb}_N$	15.9	17.6	14.2	25.1	15.1			19.1

Tableau n° IV-2 (suite)

	CHAINE DES PUYS							VELAY
	MC22	MC31	MC32	MC33	MC34	MC36	MC35	MC41
	5128	5129	5130	5131	5132	5133	5308	5702
Rb	43	41	49	39	47	53	136	(1) (0,25)
Sr	710 748	661 684	788	608	891	776	321	12.5 (11,53)
Ba	586	534	528	487	722	654	1200	(3)
Y	27	24	26	24	32	29	35	(3)
Zr	260	198	234	201	320	265	526	16
Nb	75	71	68	64	90	83	156	(0.5)
V	291	355	255	343	170	247	(2)	75
Cr	98	150	171	185	27	41	(6)	2790
Ni	48	71	65	82	17	33	6	2045
Co	37	44	36	48	24	30	(2)	109
La	50.5	42.8	46.3	40.5	66.8	54.8	99.9	0.241
Ce	98.3	81.7	88.7	75.6	124.6	103.9	169.6	0.855
Nd	43.3	37.7	42.4	33.4	52.9	44.9	55.8	0.725
Sm	7.97	7.17	7.75	6.95	9.38	8.09	8.03	0.254
Eu	2.47	2.26	2.44	2.23	2.74	2.49	2.20	0.102
Gd	6.74	6.31	6.62	5.95	7.60	6.81	5.70	0.379
Dy	5.49	5.12	5.20	4.94	6.03	5.51	4.90	0.487
Er	2.77	2.52	2.57	2.47	3.09	2.83	2.65	0.326
Yb	2.43	2.18	2.18	2.10	2.77	2.52	2.75	0.332
Lu	0.377	0.336	0.334	0.311	0.426	0.393	0.434	0.053
$\frac{La}{Yb}_N$	13.9	13.1	14.2	12.8	16.1	14.6	24.3	0.49

Tableau n° IV-2 (fin) :

Note : - les concentrations sont données en ppm.
- $(La/Yb)_N$ = rapport des valeurs normalisées aux chondrites du La et de l'Yb.
- lorsque deux valeurs sont indiquées pour le Rb et le Sr, la seconde valeur est celle qui a été obtenue par dilution isotopique.

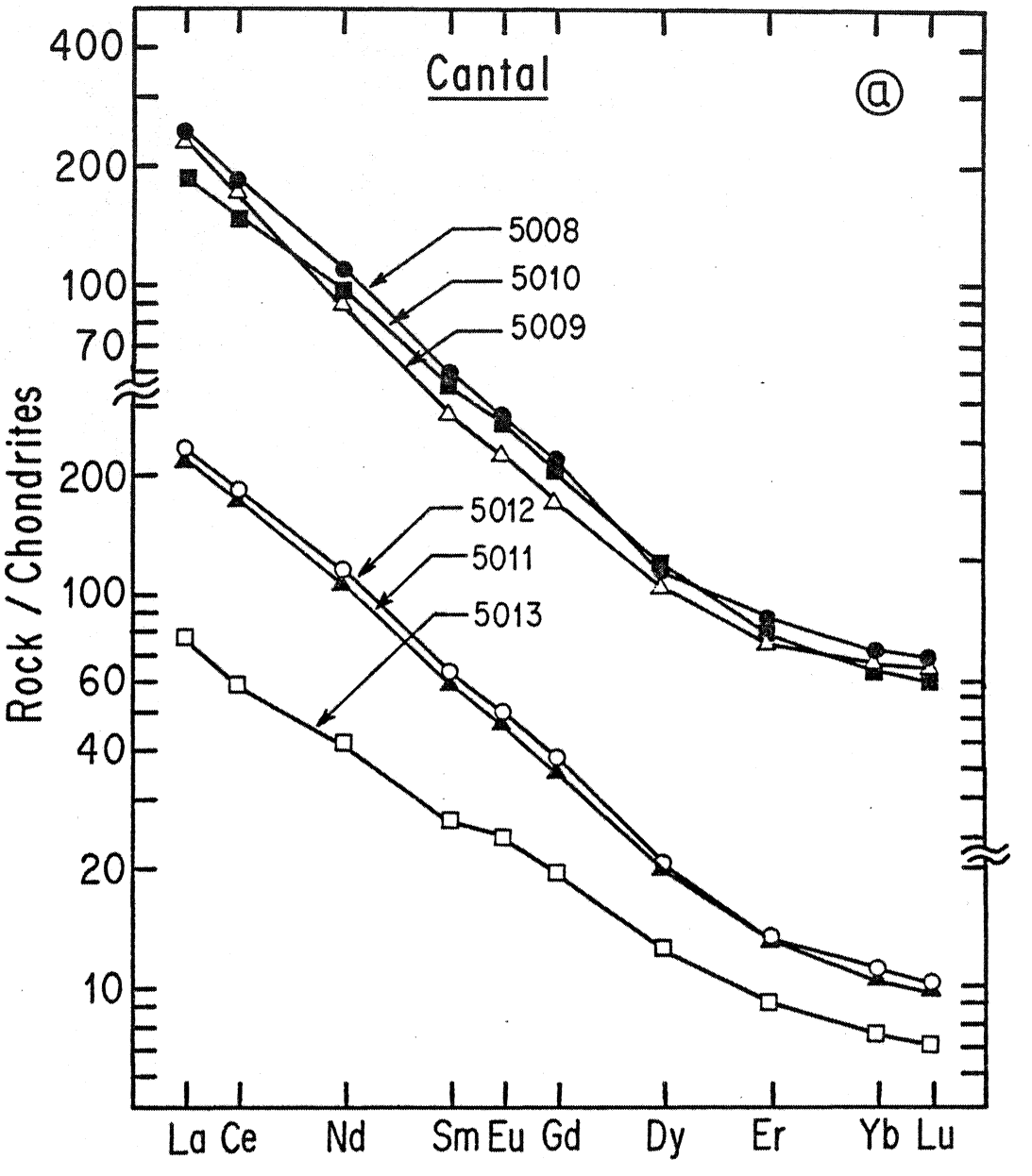


Figure n° IV-8 :

Spectres de Terres Rares des roches du Massif Central.

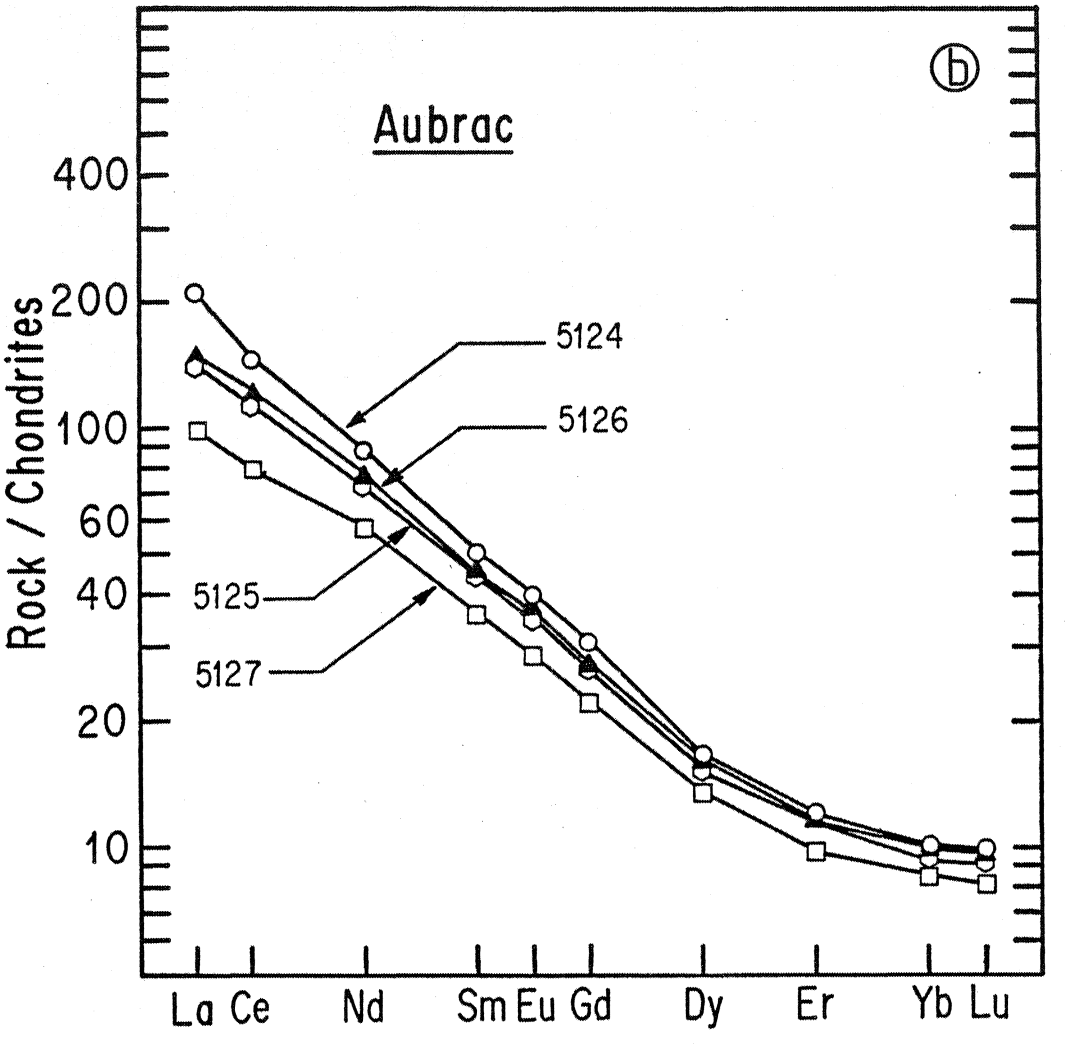


Figure n° IV-8 :

Spectres de Terres Rares des roches du Massif Central.

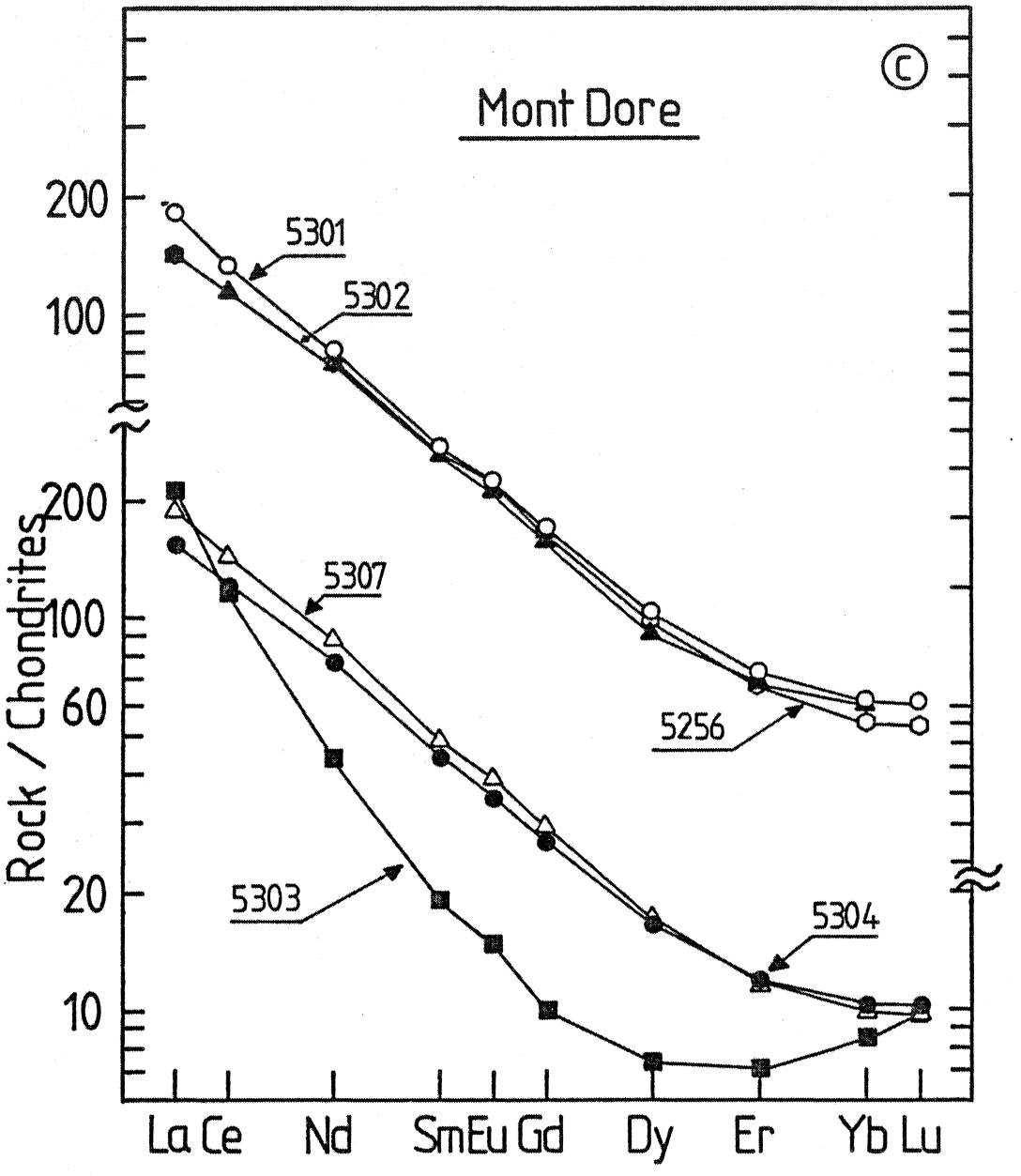


Figure n° IV-8 :

Spectres de Terres Rares des roches du Massif Central.

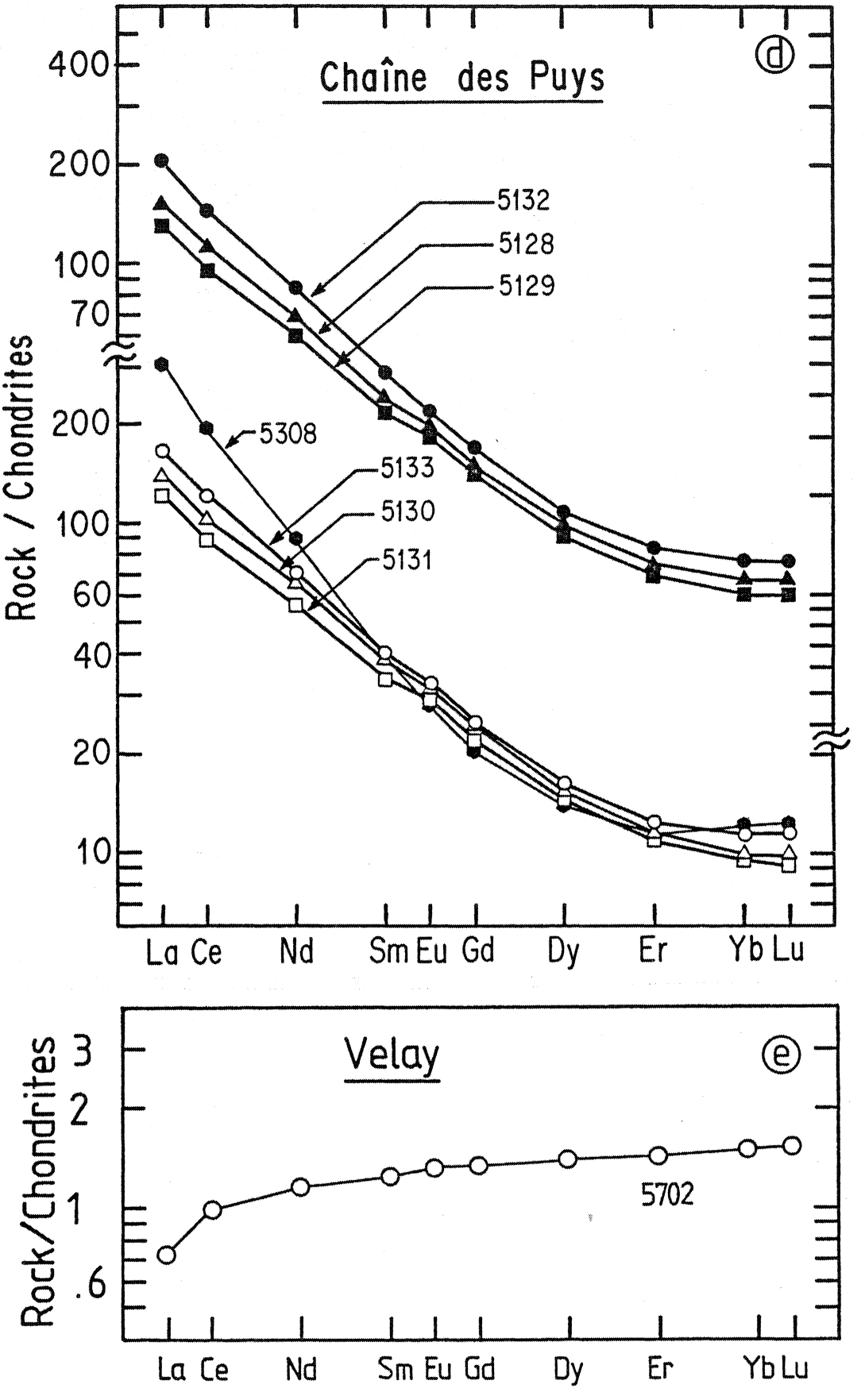


Figure n° IV-8 :

Spectres de Terres Rares des roches du Massif Central.

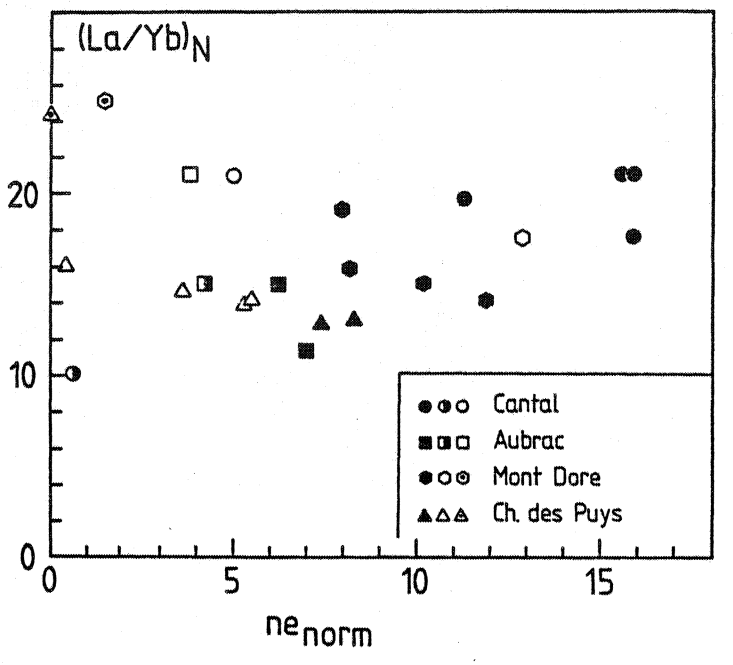


Figure n° IV-9 :

Diagramme montrant l'inexistance de corrélation positive entre (La/Yb)$_N$ et Ne. Les échantillons de la Chaîne des Puys présentent plutôt une corrélation négative.
Les figurés noirs correspondent aux basanites, les figurés à moitié noirs aux basaltes alcalins, les figurés blancs aux hawaiites et aux mugéarites et enfin les figurés blancs avec un point noir au centre aux roches les plus différenciées (trachyte et phonolites).

UNIVERSITÉ DE RENNES
BIBLIOTHÈQUE
INSTITUT DE GÉOLOGIE

1978 ; Jahn et al 1979 ; Terakado, 1980 ; Clague et Frey, sous presse). Comme cela a été remarqué par de nombreux auteurs (Zielinski et Frey, 1970 ; Loubet et al, 1972 ; Kay et Gast, 1973 ; Eby, 1975; Sun et Hanson, 1975 ; Mitchell et Bell, 1976 ; Cullers et Medaris, 1977 ; Frey et al, 1978 ; Jahn et al, 1979 ; Terakado, 1980) en ce qui concerne les basaltes alcalins, les basanites, les néphélinites les basaltes potassiques, les lamprophyres, les carbonatites et les kimberlites, les spectres des basaltes alcalins (s.l.) du Massif Central ne présentent pas d'anomalie en Europium (ou bien une très légère anomalie positive). Cette légère anomalie positive (2 - 5 %) en Europium a été interprétée par Sun et Hanson (1975) comme témoignant de l'absence de plagioclase dans le manteau péridotitique (ayant une distribution de REE chondritique) qui, en fondant, a donné naissance au liquide basaltique. En d'autres termes, cette légère anomalie en Eu (ou son absence) dans les basaltes alcalins (sens large) suggère que le plagioclase n'est pas une phase importante dans le solide résiduel (fusion partielle) ou dans le cumulat (cristallisation fractionnée). Les fortes teneurs en strontium (tableau n° IV-2) de ces roches sont compatibles avec cette interprétation.

Notons ici qu'aucune corrélation positive n'existe entre le fractionnement des spectres (représenté par le rapport $(La/Yb)_N$) et la teneur en néphéline normative, contrairement à ce que Clague et Frey (sous presse) ont montré pour la série volcanique d'Honolulu. Au contraire, une tendance inverse semble se dessiner dans la Chaîne des Puys (fig. n° IV-9).

D'autre part, remarquons l'existence d'une corrélation négative entre la teneur partielle en REE (somme des teneurs en ppm des dix éléments analysés) et la teneur en MgO (fig. n° IV-10) pour les roches de la Chaîne des Puys et de l'Aubrac. Cette corrélation négative suggère que les roches peuvent être liées entre elles par une cristallisation fractionnée au sein de chaque province volcanique.

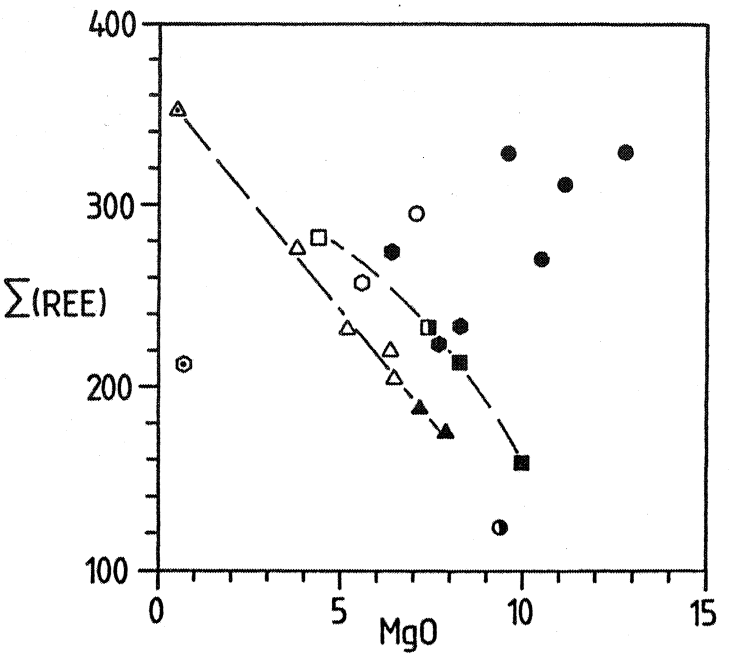


Figure n° IV-10 :

Diagramme ε(REE) - MgO. ε(REE) représente la somme des teneurs (en ppm) des dix éléments analysés. Les figurés sont les mêmes que dans la figure n° IV-9. Les échantillons de la Chaîne des Puys et de l'Aubrac ont des teneurs croissantes en REE quand MgO diminue.

Les roches du Mont Dore suivent une évolution plus complexe avec un appauvrissement en REE en fin de différenciation. Cette corrélation n'existe pas pour les échantillons du Cantal ; peut-être est-ce dû à une plus grande dispersion géographique et dans le temps des échantillons et/ou à des hétérogénéités de leurs sources mantelliques.

Les deux échantillons représentant les roches les plus différenciées (5303 =phonolite et 5308 = trachyte) ont des spectres de Terres Rares différents des autres roches (fig. n° IV-8c, 8d).

* le fractionnement des spectres est plus important : $(La/Yb)_N$ = 25,1 pour la phonolite et = 24,3 pour la trachyte,

* la forme des spectres n'est pas la même avec :

- pour la phonolite(n° 5303) un moins fort enrichissement en MREE (middle REE) et une concavité marquée au niveau des HREE, (heavy REE). Une légère anomalie positive en Eu peut également être observée (fig. n° IV-8c)

- pour la trachyte (n° 5308) un enrichissement en LREE (light REE) supérieur à celui des autres échantillons de la Chaîne des Puys et une concavité au niveau des HREE (fig. n° IV-8d). Cette concavité est néanmoins beaucoup moins prononcée que pour la phonolite. Aucune anomalie en Eu n'est observable pour cet échantillon.

Ces deux spectres de Terres Rares montrent l'apparition de nouveaux minéraux dans la phase solide résiduelle. Ce problème sera discuté plus loin dans ce chapître.

b) les autres éléments traces

Leurs concentrations sont données dans le tableau n° IV-2. Remarquons les fortes teneurs en éléments incompatibles : Rb ≃ 50 ppm, Sr ≃ 800 ppm, Ba ≃ 600 ppm. Ces teneurs élevées sont à rapprocher des fortes concentrations en REE et en particulier en LREE.

Grâce à des diagrammes de corrélation entre éléments (fig. n° IV-11), l'on peut constater l'enrichissement ou l'appauvrissement relatif d'un élément par rapport à l'autre et par rapport au rapport mantellique. Les valeurs mantelliques utilisées ici (tableau n° IV-3) sont de Nakamura (1974) , Sun et Nesbitt (1977), Sun et al. (1979) et Sun (1981, sous presse). En conjuguant de nombreux diagrammes (fig. n° IV-11), il est possible d'établir un degré d'enrichissement croissant entre tous les éléments :

$V < Yb < Y < Dy < TiO_2 < Zr < P_2O_5 < Sr < Ce < Rb \simeq Ta \simeq Ba < Nb$

Cet ordre d'enrichissement croissant est tout à fait comparable à l'ordre d'incompatibilité des éléments traces dans les basaltes établi par Sun et al (1979).

La : 0,658	ppm	Sr : 22	ppm
Ce : 1,728	"	Y : 4,4	"
Nd : 1,260	"	Ti : 1 300	"
Sm : 0,406	"	V : 87	"
Eu : 0,154	"	Cr : 3 000	"
Gd : 0,552	"	Mn : 1 100	"
Dy : 0,686	"	Co : 110	"
Er : 0,450	"	Ni : 2 000	"
Yb : 0,440	"	P : 92	"
Lu : 0,0678	"	K : 230	"
Ba : 7,02	"	Rb : 0,66	"
Nb : 0,78	"	Zr : 11,8	"

Tableau IV-3 :

Les valeurs des REE sont les valeurs chondritiques de Nakamura (1974) multipliées par deux ; les valeurs des autres éléments sont de Sun et Nesbitt (1977), Sun et al (1979) et de Sun (1981, sous presse).

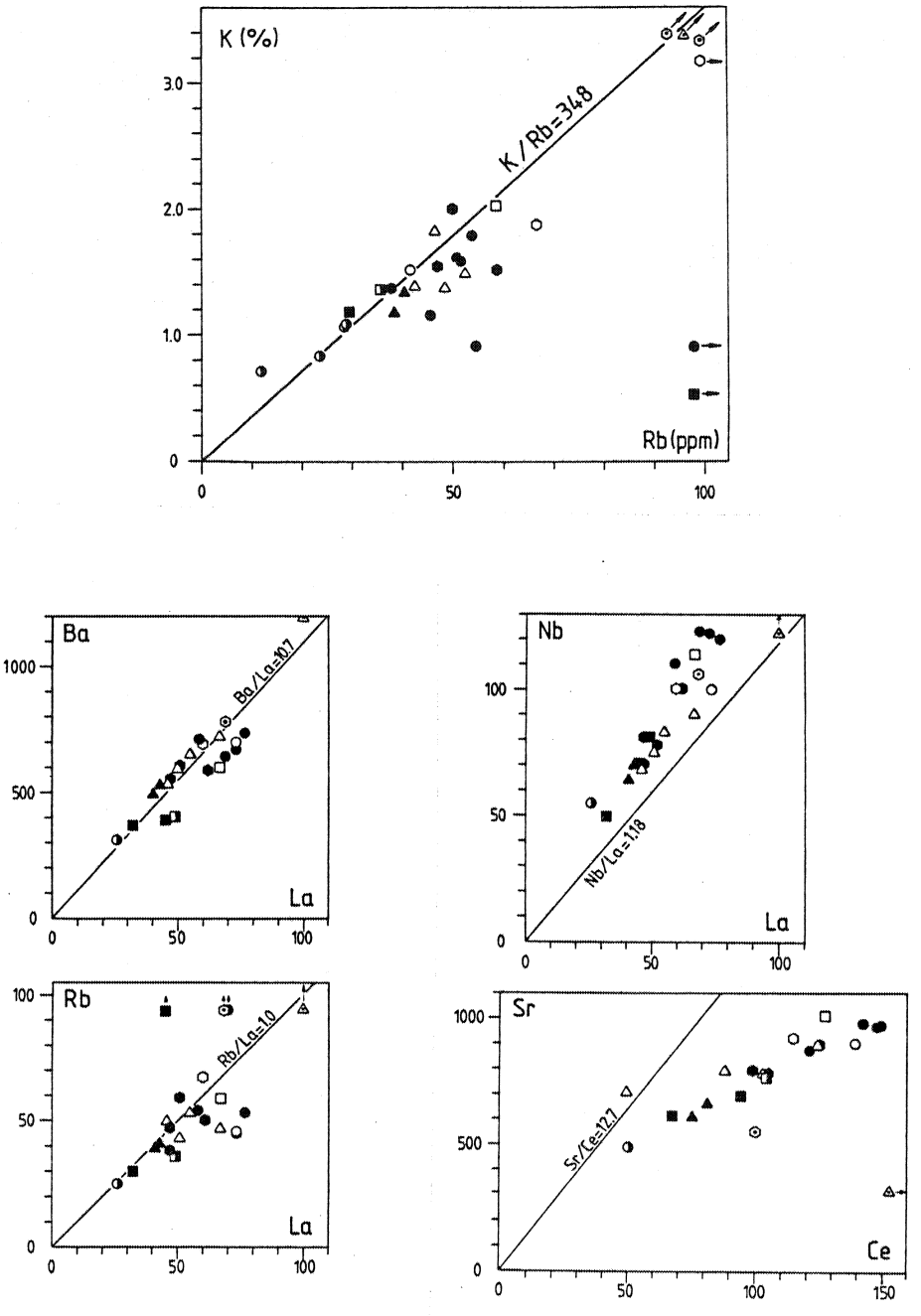


Figure n° IV-11 :

Diagrammes de corrélation entre les éléments. Les rapports mantelliques sont figurés dans chaque diagramme. Mêmes figurés que dans la figure n° IV-9

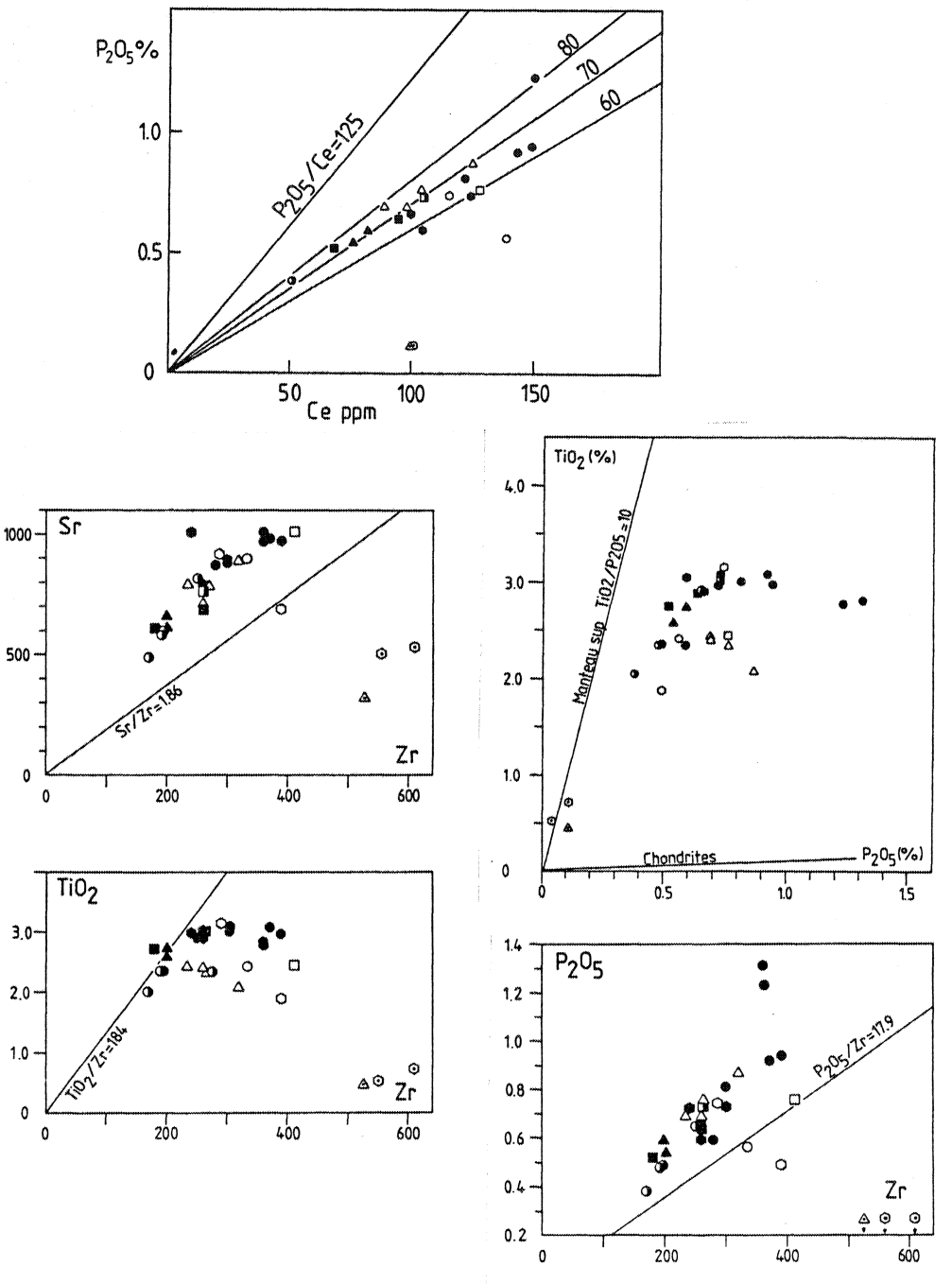


Figure n° IV-11 (suite)

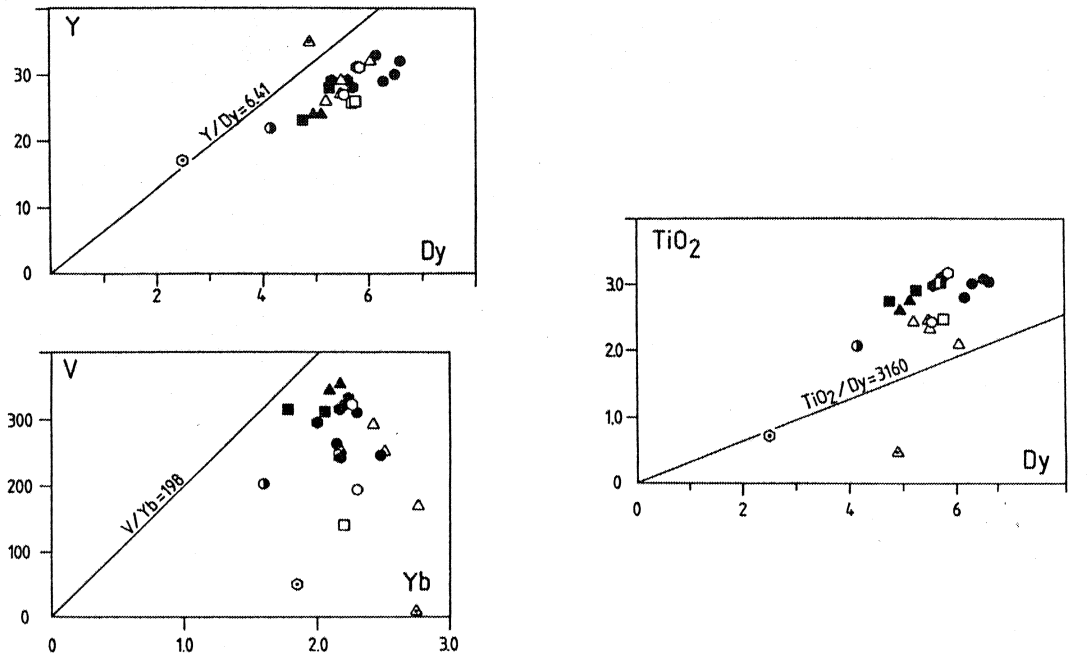


Figure n° IV-11 (suite)

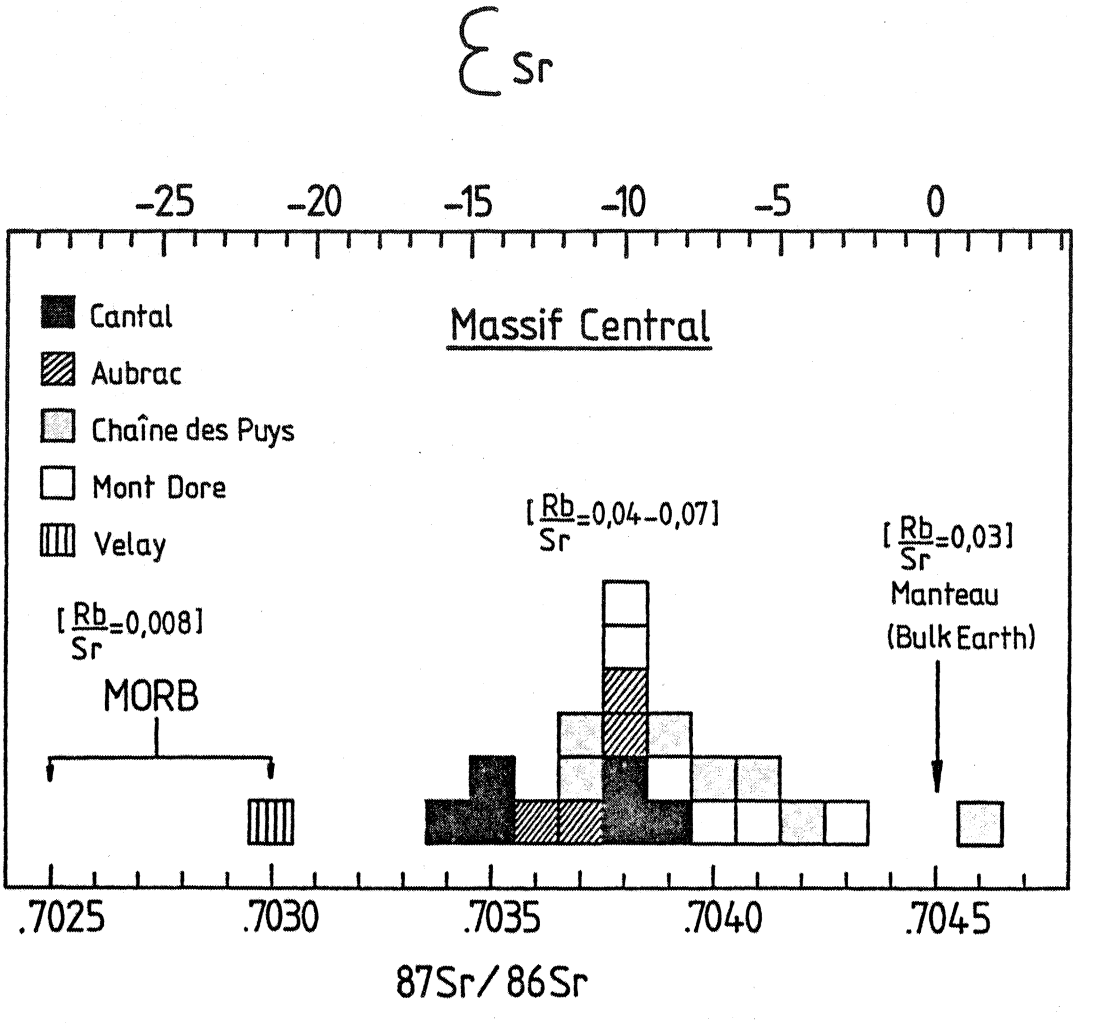


Figure n° IV-12 :

Histogramme des valeurs 87Sr / 86 Sr des roches du Massif Central.

5) Les compositions isotopiques du Sr et du Nd

Les résultats des analyses isotopiques sont présentées dans le tableau n° IV-4. Les rapports 87 Sr/86 Sr mesurés varient de 0,7034 à 0,7046 (fig. n° IV-12). Cette variation est bien supérieure aux erreurs analytiques et ne peut d'autre part, être réduite par des corrections d'âge (les corrections maximales concernent les échantillons 5011, 5125 et 5303 et sont inférieures à 0,00007 ; pour les autres échantillons, les corrections d'âge sont inférieures aux erreurs analytiques). Cette variation du rappport isotopique 87 Sr/86 Sr suggère donc que les régions sources sont relativement hétérogènes.

Remarquons que les valeurs 87 Sr/86 Sr mesurées sur les basaltes alcalins du Massif Central sont tout à fait comparables à celles des basaltes d'îles océaniques et celles de basaltes alcalins continentaux (Peterman et Hedge, 1971 ; O'Nions et Pankhurst, 1974 ; Sun et Jahn, 1975 ; Brooks et al, 1976a ; White et al, 1976; Hofman et Hart, 1978 ; Calvez et Lippolt, 1980 ; etc...). De même, les rapports 87 Rb/86 Sr varient entre 0,11 et 0,22 (excepté les échantillons 5011 et 5125 ainsi que la phonolite 5303 et la trachyte 5308), valeurs typiques des basaltes alcalins (voir Brooks et al, 1976b pour compilation).

Si l'on prend comme valeurs du réservoir mantellique uniforme un rapport 87Sr/86Sr de 0,7045 et un rapport 87 Rb/86 Sr de 0,0868 (DePaolo et Wasserburg, 1976a ; O'Nions et al, 1977), l'on peut calculer des âges modèles comparables aux âges modèles Nd (voir chapitre II). Les âges obtenus varient de 200 à 1200 millions d'années dans le futur (tableau n° IV-4). De tels âges montrent bien l'incohérence qui existe entre les rapports 87 Sr/86 Sr qui témoignent d'une région source appauvrie en Rb par rapport au réservoir mantellique uniforme et les rapports 87 Rb/86 Sr qui sont beaucoup plus élevés que celui du réservoir uniforme (fig. IV-14).

Sample	$\frac{87Rb}{86Sr}$	$\frac{87Sr}{86Sr}$	ε_{oSr}	$\frac{147Sm}{144Nd}$	$\frac{143Nd}{144Nd}$	ε_{oNd}	T^{Nd}_{CHUR}	T^{Sr}_{UR}
CANTAL								
5008	0.154	0.70378 ±7	-10.2	0.1055	0.512982 ±41	+6.6	-590 Ma	- 761 Ma
5009	0.179	0.70338 ±5	-15.9	0.1133	0.512943 ±34	+5.9	-583 Ma	- 863 Ma
5010	0.133	0.70381 ±4	- 9.8	0.1022	0.512857 ±36	+4.2	-358 Ma	-1064 Ma
5011	0.497	0.70350 ±6	-14.2	0.1072	0.512988 ±36	+6.7	-612 Ma	- 172 Ma
5012	0.142	0.70353 ±8	-13.8	0.1054	0.512916 ±45	+5.3	-469 Ma	-1253 Ma
5013	0.141	0.70393 ±5	- 8.1	0.1318	0.512833 ±36	+3.7	-471 Ma	- 747 Ma
AUBRAC								
5124	0.162	0.70375 ±6	-10.6	0.1096	0.512908 ±35	+5.2	-492 Ma	- 708 Ma
5125	0.628	0.70379 ±5	-10.1					- 92 Ma
5126	0.137	0.70365 ±4	-12.1	0.1142	0.512950 ±23	+6.0	-605 Ma	-1207 Ma
5127	0.142	0.70376 ±5	-10.5	0.1239	0.512886 ±31	+4.7	-544 Ma	- 954 Ma
MONT DORE								
5256	0.109	0.70435 ±9	- 0.02	0.1167	0.512878 ±37	+4.6	-477 Ma	- 482 Ma
5301	0.210	0.70378 ±8	-10.2	0.1186	0.512919 ±37	+5.4	-574 Ma	- 413 Ma
5302	0.172	0.70381 ±7	- 9.8	0.1114	0.512902 ±33	+5.0	-492 Ma	- 574 Ma
5303	0.980	0.70397 ±6	- 7.5	0.0858	0.512826 ±35	+3.6	- 26 Ma	- 42 Ma
5304	0.218	0.70411 ±7	- 5.5	0.1131	0.512966 ±35	+6.4	-614 Ma	- 210 Ma
5307	0.163	0.70387 ±4	- 8.9	0.1084	0.512912 ±25	+5.2	-483 Ma	- 586 Ma

Tableau n° IV-4 :

Compositions isotopiques du Sr et du Nd des basaltes alcalins (s.l.) du Massif Central.

Sample	$\frac{87Rb}{86Sr}$	$\frac{87Sr}{86Sr}$	ε_{oSr}	$\frac{147Sm}{144Nd}$	$\frac{143Nd}{144Nd}$	ε_{oNd}	T^{Nd}_{CHUR}	T^{Sr}_{UR}
CHAINE DES PUYS								
5128	0.175	0.70388 ±5	- 8.8					- 498 Ma
5129	0.179	0.70366 ±4	-11.9	0.1155	0.512891 ±39	+4.8	- 495 Ma	- 646 Ma
5130	0.180	0.70403 ±5	- 6.8					- 357 Ma
5131	0.186	0.70373 ±7	-10.9	0.1185	0.512838 ±32	+3.8	- 405 Ma	- 528 Ma
5132	0.153	0.70422 ±7	- 4.0	0.1080	0.512871 ±27	+4.4	- 415 Ma	- 299 Ma
5133	0.198	0.70406 ±6	- 7.0	0.1100	0.512788 ±29	+2.8	- 270 Ma	- 312 Ma
5308	1.225	0.70458 ±6	+ 1.1	0.0876	0.512775 ±25	+2.6	- 191 Ma	+ 5 Ma
VELAY								
5702	0.062	0.70305 ±5	-20.6	0.2133	0.512989 ±36	+6.7	+2668 Ma	+3970 Ma

Tableau n° IV-4 (fin)

Définitions : - *les erreurs sur les constitutions isotopiques sont données à 2σm.*
- *les ε donnés dans le tableau sont les ε calculés sans correction d'âge.*

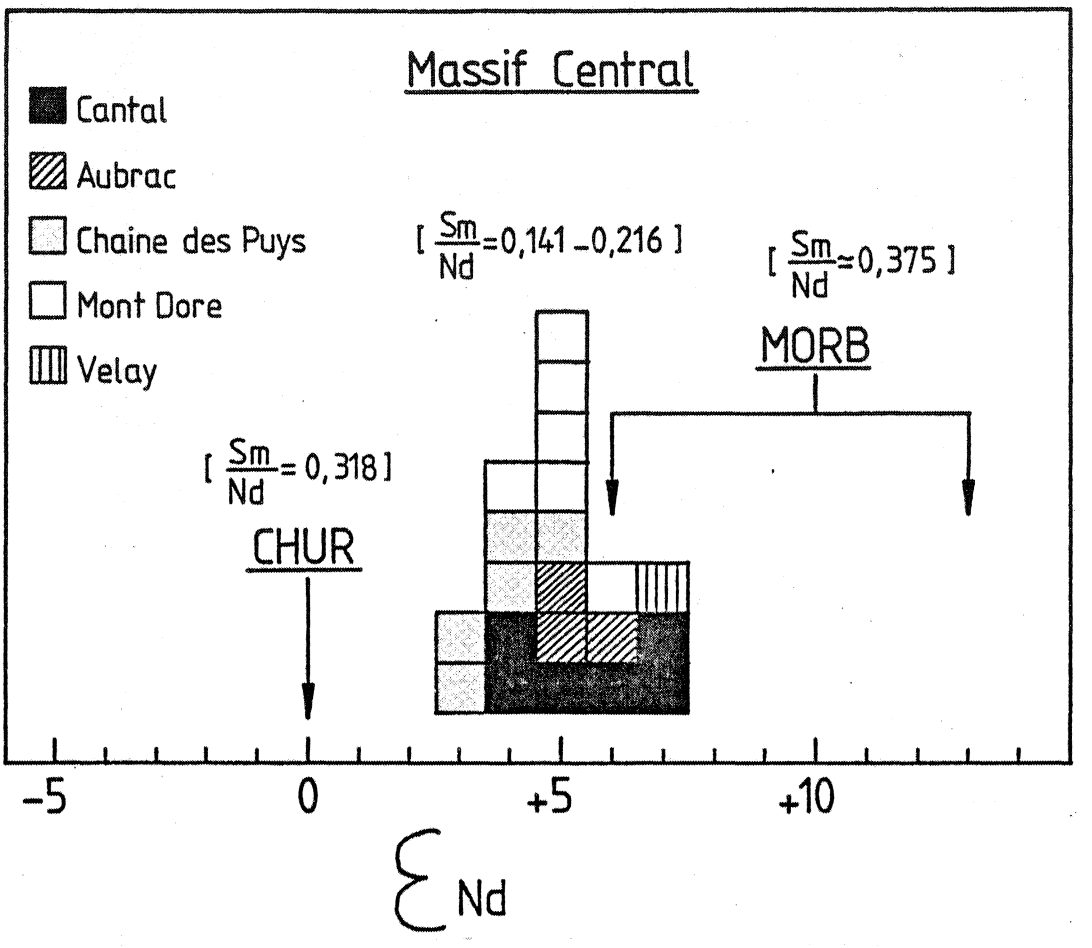


Figure n° IV-13 :

Histogramme des ε_{Nd} des roches du Massif Central.

Les constitutions isotopiques du Nd sont présentées sous forme d'histogramme dans la fig. n° IV-13. Les ε_{Nd} (définis dans le chapitre II) varient de + 2,6 à + 6,7,avec une valeur moyenne de + 5. Ces valeurs sont tout à fait comparables à celles mesurées sur les basaltes d'îles océaniques (DePaolo et Wasserburg, 1976a, b ; O'Nions et al, 1977; White et Hofman, 1978 ; Menzies et Murthy, 1980a) et sur quelques basaltes alcalins continentaux (Norry et al, 1980 ; Allègre et al, 1981). Elles sont intermédiaires entre les valeurs ε_{Nd} des MORB (mid-ocean ridge basalts) et la valeur ε_{Nd} = 0 du CHUR (Chondritic uniform reservoir) (fig. n° IV-13).

Les âges modèles calculés vont de 270 à 605 millions d'années dans le futur (tableau n° IV-4). Comme pour le Sr, ces âges modèles montrent la différence entre la région source des basaltes alcalins du Massif Central, qui est "time-integrated" appauvrie en Nd par rapport au Sm (comme le témoignent les C.I. Nd) et les échantillons qui ont des rapports $\frac{Sm}{Nd}$ < CHUR (fig. n° IV-14).

Corrélation ε_{Nd}-ε_{Sr}

L'existence d'une corrélation négative entre les ε_{Nd} et ε_{Sr} des basaltes actuels a été démontrée ces dernières années (De Paolo et Wasserburg, 1976b ; Richard et al, 1976 ; O'Nions et al, 1977). Les échantillons du Massif Central se situent dans le "Mantle Array" et leurs positions sont comparables à celles des basaltes alcalins d'îles océaniques (fig. n° IV-15). Leur position dans le diagramme ε_{Nd} - ε_{Sr} corrobore l'existence de la corrélation négative et du "Mantle Array". Cependant, l'interprétation de cet alignement des données (Wasserburg et DePaolo, 1979 ; Allègre et al, 1980) reste un problème délicat. Il sera en partie discuté dans le chapitre suivant.

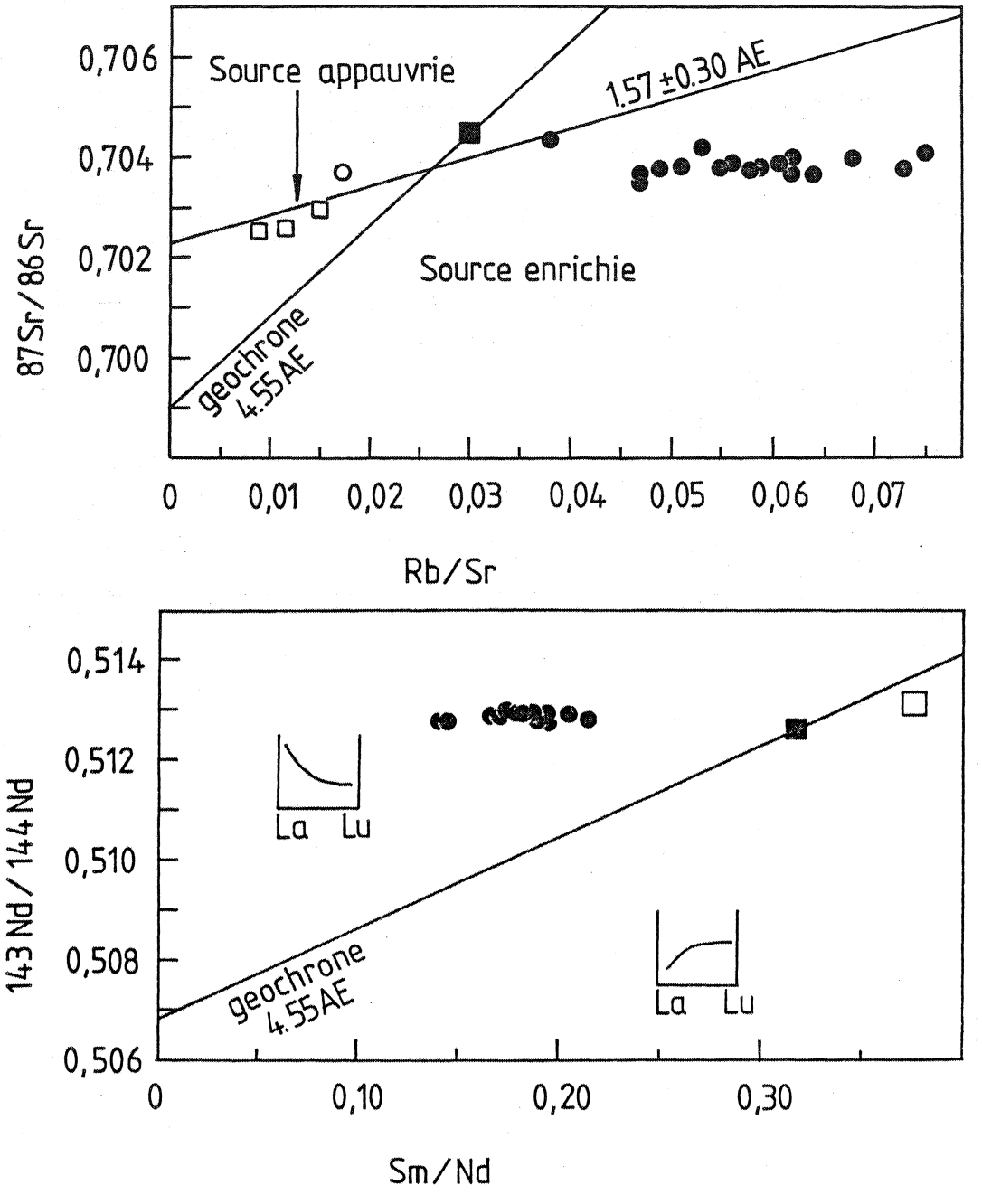


Figure n° IV-14 :

Diagramme isochrone Rb-Sr (a) et Sm-Nd (b). Les carrés blancs représentent des valeurs moyennes de MORB, les cercles noirs les basaltes alcalins du Massif Central et le cercle blanc la valeur moyenne des basaltes d'Hawaii. La géochrone à 4,55 AE est représentée avec comme rapport initial BABI pour le Sr et JUVINAS pour le Nd. Le carré noir correspond à la valeur actuelle du UR (Rb/Sr) et du CHUR (Sm/Nd). L'isochrone "mantellique à 1,6 AE de Broocks et al (1976) est également figurée. Les échantillons se situant à droite de la géochrone Rb-Sr témoignent d'une source enrichie en Rb par rapport au Sr. Les échantillons enrichis en Nd par rapport au Sm se situent à gauche de la géochrone Sm-Nd.
Ces deux figure n'impliquent pas que la source mantellique est enrichie ou appauvrie depuis longtemps. Elle ne met en relief que l'enrichissement ou l'appauvrissement de la source juste avant la fusion partielle.

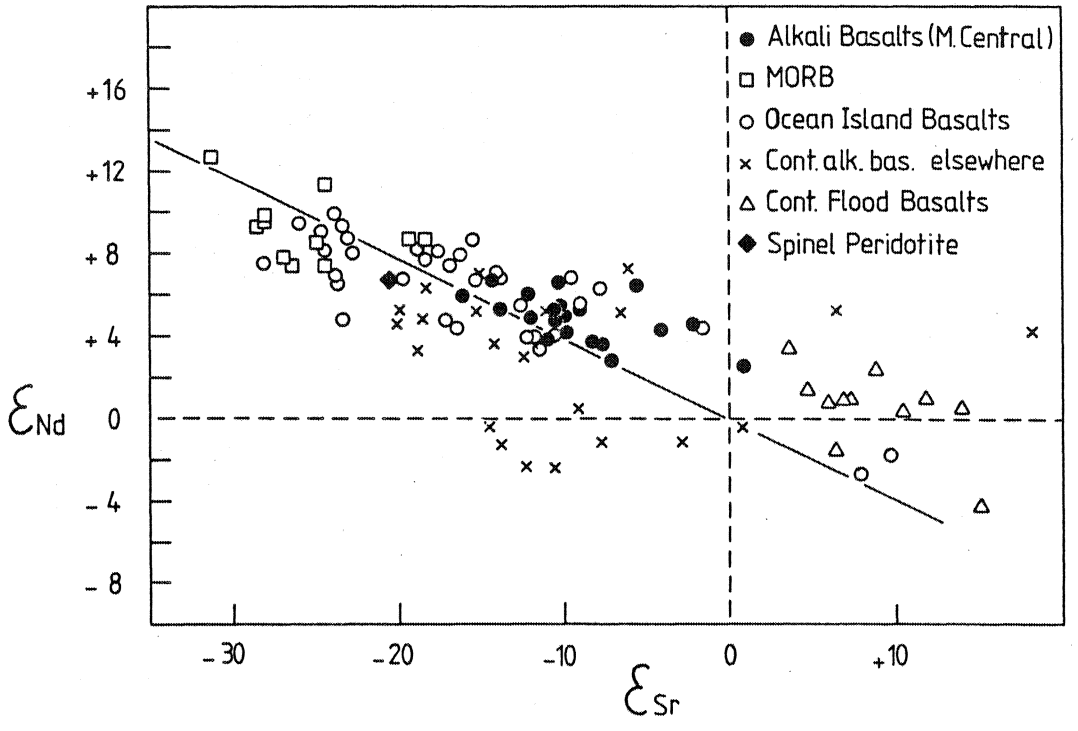


Figure n° IV-15 :

Diagramme $\varepsilon_{Nd} - \varepsilon_{Sr}$.

Les roches du Massif Central se situent dans le champ mantellique ("Mantle Array") au même niveau que les basaltes alcalins d'îles océaniques. Le point qui dévie le plus du champ de corrélation est une trachyte. Sources des données :

- *Massif Central : ce travail*
- *MORB : Cohen et al (1980), les autres données disponibles dans la littérature (DePaolo et Wasserburg, 1976; Richard et al, 1976; O'Nions et al, 1977; Carlson et al, 1978; Jahn et al, 1980 b; etc) n'ont pas été reportées par souci de clarté.*
- *Basaltes d'îles océaniques : O'Nions et Pankhurst, 1974, O'Nions et al, 1977, White et Hofmann, 1978, Menzies et Murthy, 1980 a.*
- *Continental flood basalts : DePaolo et Wasserburg, 1979 b.*
- *Basaltes alcalins continentaux : Norry et al, 1980, Allègre et al, 1981, Menzies et Murthy, 1980 a.*

6) Le nodule de lherzolite à spinelle (n° 5702)

Ce nodule échantillonné dans une lave du Devès (Velay occidental) est principalement constitué d'olivine, d'orthopyroxène, de clinopyroxène, de spinelle et d'opaques.

Sa composition en éléments majeurs (tableau n° IV-1) est comparable à celle d'autres lherzolites à spinelle (Irving, 1980 ; Stosch et Seck, 1980) mais surtout à celle de la pyrolite de Ringwood (1975).

	Stosch et Seck (1980) 16 analyses	Irving (1980) 8 analyses	Ringwood (1975) Pyrolite
SiO_2	43,51	43,56	45,1
TiO_2	0,04	0,12	0,2
Al_2O_3	1,89	2,91	4,6
Cr_2O_3	0,39	0,43	0,3
Fer total	7,58	10,02	7,9
MnO	0,13	0,16	0,1
MgO	43,45	39,40	38,1
NiO	0,28	0,24	0,2
CaO	1,61	2,50	3,1
Na_2O	0,14	0,166	0,4
K_2O	0,02	0,02	0,02
P_2O_5		0,02	

Les éléments traces (tableau n° IV-2) peuvent être divisés en deux groupes : le premier contient le Ni, le Co et le Cr ; ces éléments compatibles ont des teneurs très élevées dans ce nodule. Leurs concentrations sont pratiquement égales aux valeurs mantelliques (tableaux n° IV-2 et IV-3). Les autres éléments traces présentent des

teneurs très faibles qui sont à rapprocher de celles des REE. Le nodule a un spectre de Terres Rares appauvri en Terres Rares légères avec des teneurs en HREE d'environ 1,5 x chondrites (fig. n° IV-8e). Cet appauvrissement en LREE est comparable à l'appauvrissement en Ba, Sr, Rb et Nb .

Les compositions isotopiques du Sr et du Nd ont également été mesurées :

$$87\ Sr/86\ Sr = 0,70305 \pm 5\ (\varepsilon_{Sr} = -20,6)$$

$$143\ Nd/144\ Nd = 0,512989 \pm 36\ (\varepsilon_{Nd} = +6,7).$$

Alors que la composition isotopique du Sr est de façon significative inférieure à celles des basaltes alcalins, la valeur ε_{Nd} est comparable aux valeurs les plus élevées des basaltes alcalins (tableau n° IV-4). On pense généralement que les nodules de péridotites sont facilement sujets à une altération, cette altération se traduisant par une valeur élevée de la constitution isotopique du Sr. La valeur 87 Sr/86 Sr mesurée ici est basse et va à l'encontre d'une altération ou d'une contamination par le socle. En effet, la teneur en Sr du nodule étant très faible (11,5 ppm), le moindre apport de Sr radiogénique par le socle serait immédiatement visible.

Les données obtenues sur cet échantillon de péridotite permettent de penser qu'il s'agit non pas d'un résidu de fusion partielle mais plutôt d'une péridotite assez primitive. En effet, les teneurs en CaO et Al_2O_2 ainsi que le rapport CaO/Al_2O_3 d'environ 0,9 sont caractéristiques d'un manteau primitif. Le pourcentage de MgO (38 %) est également comparable à la valeur de la pyrolite (Ringwood, 1975). Les teneurs en éléments traces (et en particulier en REE) montrent que ce manteau est appauvri en LREE, Rb, Sr, Ba. La constitution isotopique du Nd est d'ailleurs cohérente avec cet appauvrissement. Cependant, ce nodule ne peut être considéré comme témoignant de la région source des basaltes alcalins (voir discussion dans le chapitre suivant).

7) Cristallisation fractionnée et contamination

a) la cristallisation fractionnée

Dans la figure n° IV-16 sont représentées les variations des éléments majeurs en fonction de l'index de différenciation (D.I.). Ces diagrammes sont comparables à ceux rapportés par Maury (1976) bien que nous ayons ici reporté tous les échantillons, quelque soit leur province d'origine, dans le même diagramme . Remarquons que la teneur en silice augmente avec D.I. puisque le D.I. mesure le degré de différenciation. Les teneurs en Al_2O_3 croissent assez rapidement au niveau des basanites et des basaltes alcalins et moins rapidement ensuite. Les teneurs en Fe, MgO et CaO diminuent régulièrement avec l'indice de différenciation alors que Na_2O et K_2O augmentent en fin de différenciation. MnO a des teneurs constantes quelque soit la valeur du D.I. et enfin P_2O_5 et TiO_2 semblent avoir un comportement assez compatible puisque leurs concentrations diminuent quand D.I. augmente. Le comportement de TiO_2 peut être expliqué par un fractionnement d'oxydes opaques alors que celui de P_2O_5 peut être interprété par un fractionnement tardif d'apatite.

De même, les éléments traces présentent des variations en fonction de MgO qui sont caractéristiques (fig. n° IV-17).

les teneurs en Co, Cr et Ni diminuent rapidement pour les teneurs les plus élevées en MgO et montrent les effets du fractionnement d'olivine et de Cpx. Les autres éléments traces ont des comportements d'éléments incompatibles puisque leurs concentrations augmentent quand MgO diminue (MgO peut être considéré ici comme inversement proportionnel au taux de cristallisation fractionnée).

les teneurs en Rb sont assez constantes pour des MgO de 4 à 13 % avec cependant deux exceptions, les échantillons 5011 et 5125. Les fortes teneurs de ces deux roches sont sans doute dues à des apports en Rb postérieurs à la mise en place des roches puisqu'aucun autre élément trace ou majeur ne semble perturbé. Les concentrations en Rb des roches les plus différenciées (phonolites et rhyolite) sont

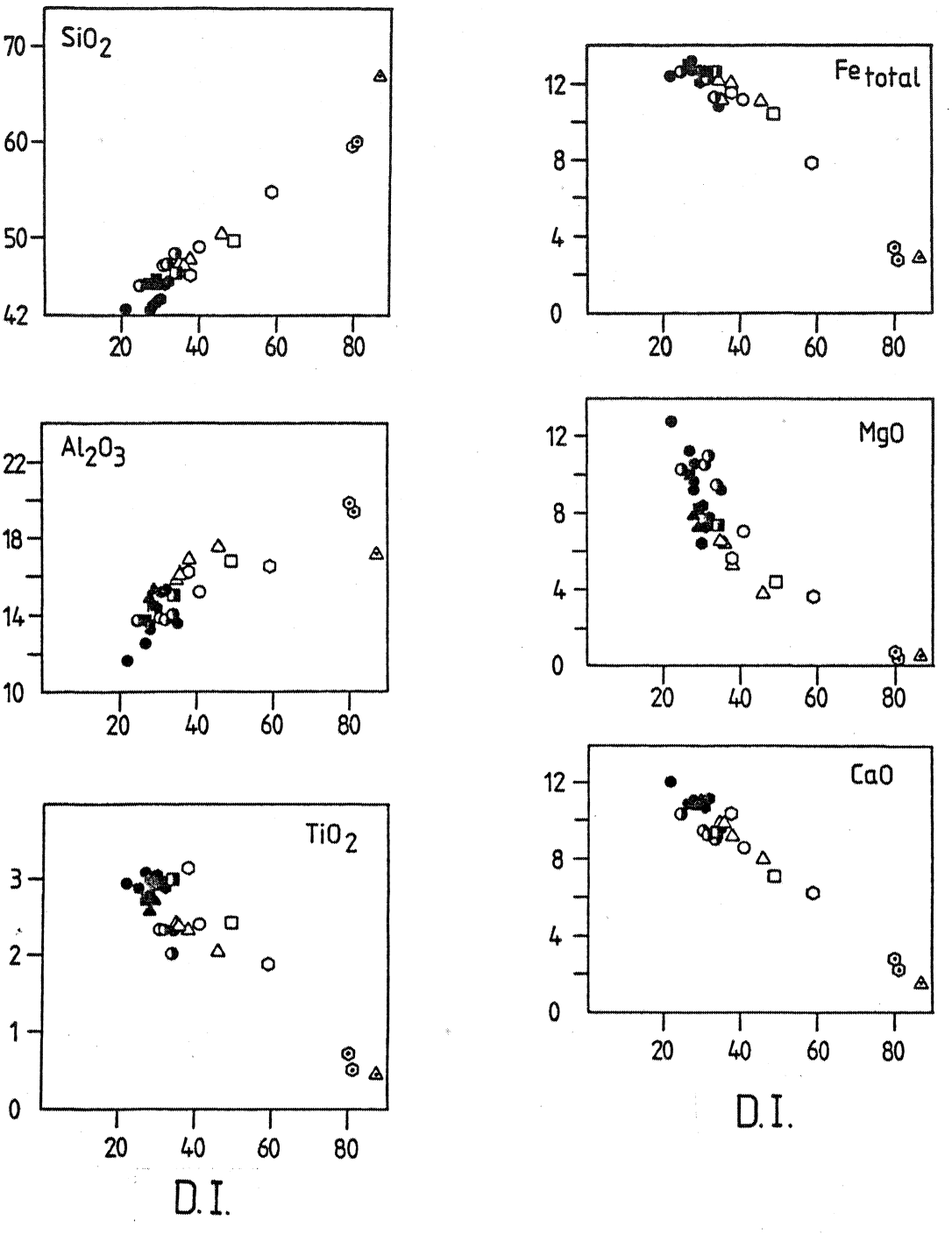


Figure n° IV-16 :

Variations des teneurs en éléments majeurs en fonction de l'index de différentiation (D.I.). Mêmes figurés que dans la figure n° IV-9.

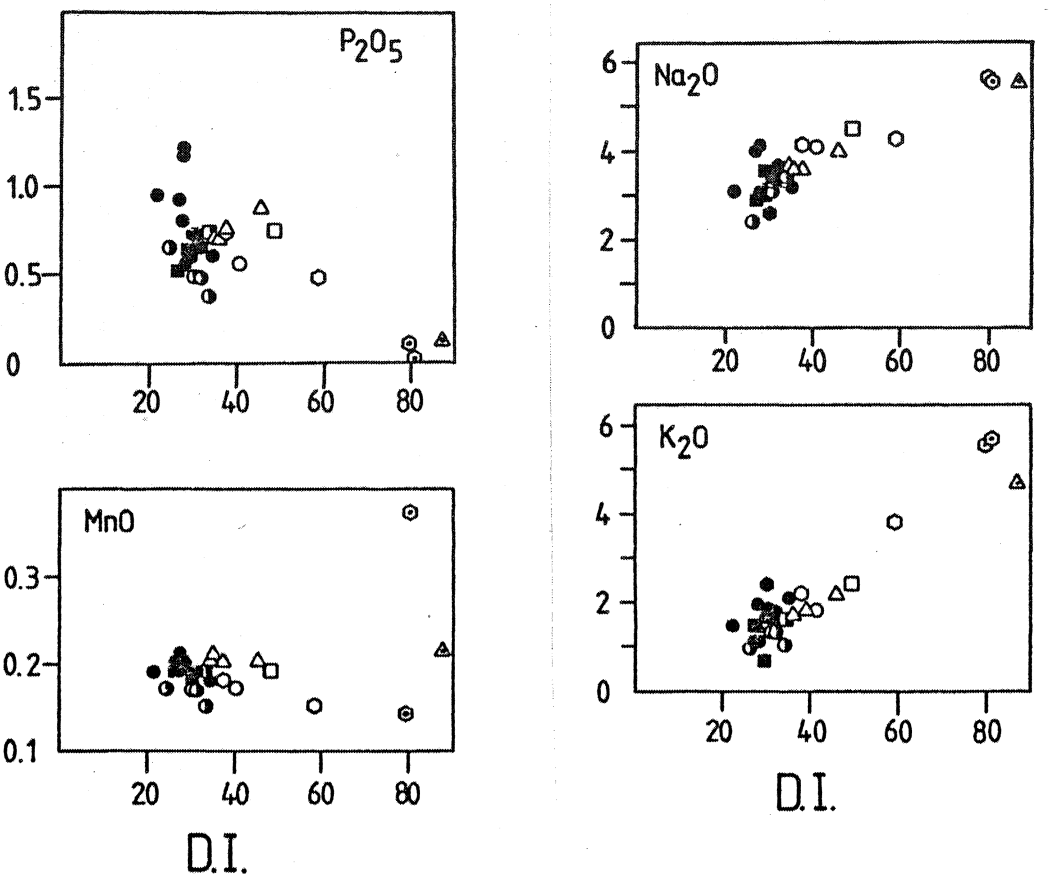


Figure n° IV-16 (suite) :

Variation des teneurs en éléments majeurs en fonction de l'index de différentiation (D.I.). Mêmes figurés que dans la figure n° IV-9.

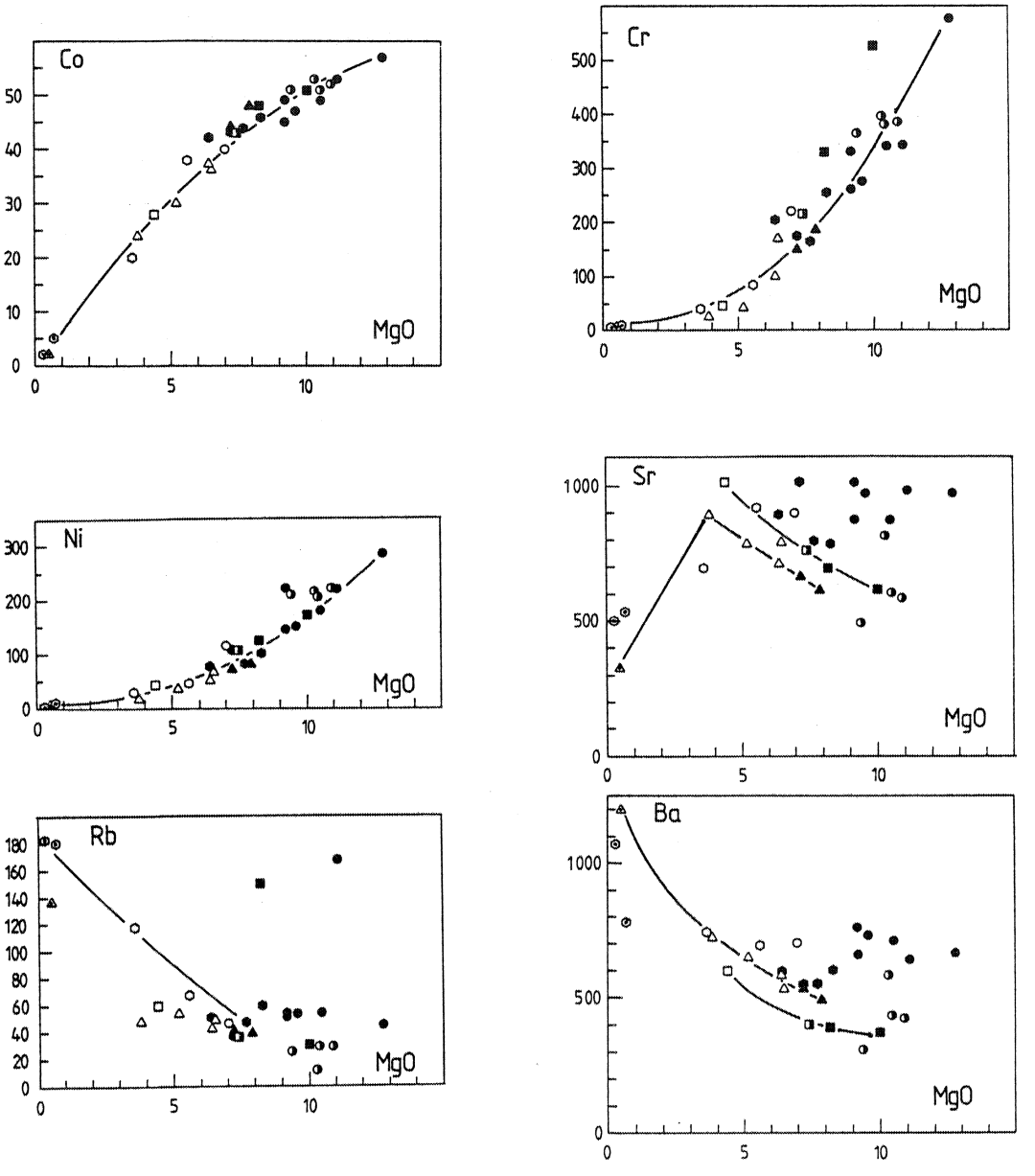


Figure n° IV-17 :

Variations des teneurs en éléments traces en fonction de MgO (MgO est inversement proportionnel à la différentiation par cristallisation fractionnée). Les figurés sont les mêmes que dans la figure n° IV-9.

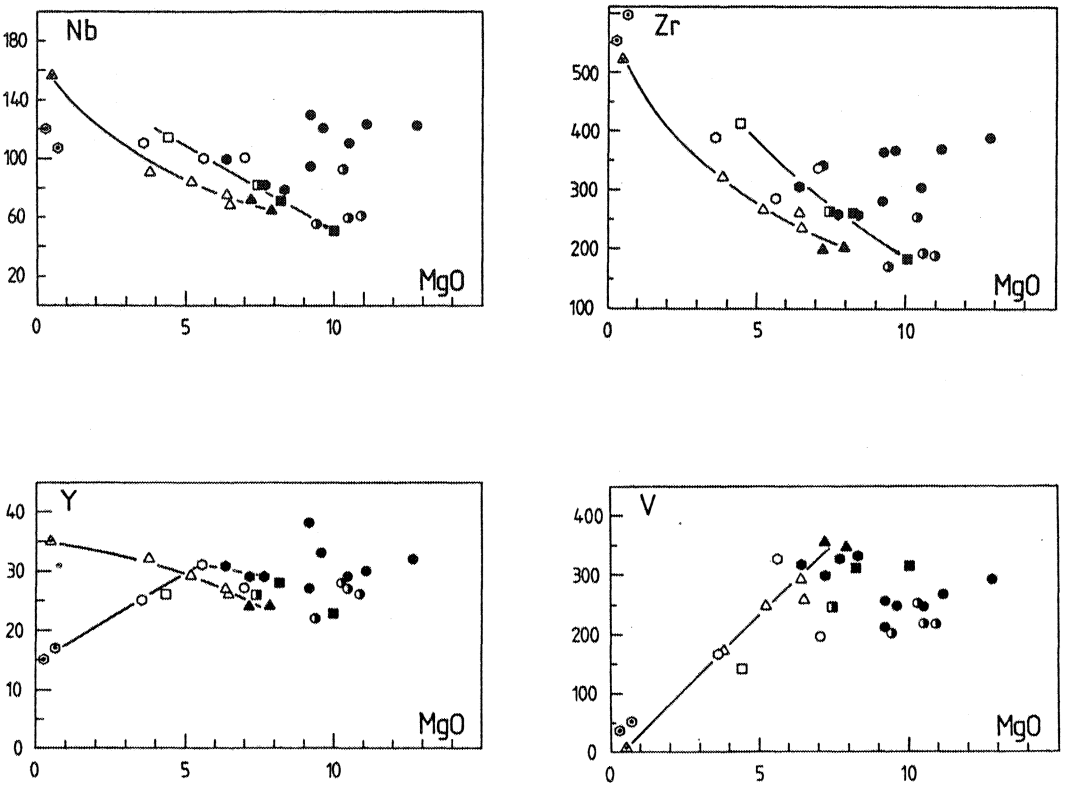


Figure n° IV-17 (suite)

beaucoup plus élevées que celles des autres échantillons. Elles témoignent du comportement incompatible du Rb en fin de différenciation et permettent d'écarter la possibilité d'un fractionnement important de feldspath alcalin.

les teneurs en Ba sont élevées et relativement groupées pour les termes les plus basiques de la série. Remarquons que les concentrations en Ba des échantillons de la Chaîne des Puys et de l'Aubrac augmentent régulièrement quand MgO diminue. Elles atteignent des valeurs très fortes (≃ 1200) pour les termes les plus différenciés.

le Sr a un comportement plus variable. En effet, les teneurs en Sr des termes les plus basiques sont assez dispersées (500 à 1000 ppm). Les échantillons de la Chaîne des Puys et de l'Aubrac voient leurs concentrations en Sr augmenter quand MgO décroît de 10 à 4 %. Par contre, les termes les plus pauvres en MgO ont des teneurs en Sr inférieures à celles des autres échantillons. Ceci permet de penser qu'une phase riche en Sr (plagioclase) fractionne en fin de différenciation.

les teneurs en Nb varient beaucoup moins avec MgO. Cependant, une corrélation négative, témoignant d'un comportement d'élément incompatible, est visible pour les roches de la Chaîne des Puys, de l'Aubrac et du Mont Dore.

le Zr a un comportement incompatible puisque ses teneurs augmentent assez régulièrement quand MgO diminue. Les concentrations en Zr des roches les plus basiques sont assez variables et se situent entre 200 et 400 ppm.

l'Yttrium a également un comportement incompatible pour les roches de la Chaîne des Puys. Pour les autres provinces, les choses sont moins claires. Aucune corrélation n'apparaît pour les échantillons du Cantal (il en est de même pour tous les autres éléments traces, y compris les REE), ni pour ceux de l'Aubrac. Dans le Mont Dore, les teneurs en Y diminuent quand MgO passe de 5 % à 0,5 %. Ceci peut être

rapproché d'un fractionnement d'amphibole et/ou d'apatite. Néanmoins, les teneurs sont assez constantes pour les roches ayant plus de 5 % de MgO et le comportement de l'Y est à rapprocher de celui des Terres Rares lourdes.

le V semble avoir un comportement d'élement compatible en cours de différenciation puisque ses concentrations passent de ≃ 300 ppm pour MgO ≃ 6 % à 40 ppm pour MgO ≃ 0,5 %. La décroissance est assez régulière dans le cas de la Chaîne des Puys et du Mont Dore. Ce comportement est sans doute à rapprocher d'un fractionnement de magnétite (et ilménite). Les roches les plus basiques ont elles, des teneurs assez constantes de l'ordre de 300 ppm.

Aux arguments avancés par différents auteurs (Mervoyer et al., 1973 ; Maury, 1976 ; Maury et al., 1980 ; Villemant et al., 1980) concernant les processus de cristallisation fractionnée , il est possible d'apporter quelques éléments supplémentaires :

* dans la Chaîne des Puys, les spectres de Terres Rares des roches les moins différenciées sont parfaitement parallèles (fig. n° IV-8d). L'augmentation de la teneur totale en REE se corrèle avec la diminution de la teneur en MgO. Cette corrélation négative peut être interprétée comme l'effet d'une cristallisation fractionnée d'olivine et de Cpx.
Les échantillons de l'Aubrac bien qu'étant peu nombreux présentent cette même corrélation négative. Les variations de teneurs en REE peuvent être interprétées de la même façon.

* remarquons les très faibles teneurs en P_2O_5 des termes les plus différenciés (5308 ; trachyte ; 5303 et 5306 ; phonolites) (tableau n° IV-1, fig. n° IV-16). Ces teneurs peuvent être expliquées par fractionnement d'apatite en fin de différenciation (≃ 2 %). L'apatite, ne semble, par contre jouer aucun rôle au début de la cristallisation fractionnée (fig. n° IV-17) puisque les teneurs en Ce et P_2O_5 sont corrélées et croissent avec la différenciation.

L'apatite possède des coefficients de partage pour les REE très élevés (voir fig. n° I-4) ; son fractionnement provoque donc un appauvrissement relatif du liquide en REE et surtout en MREE.

* le spectre de REE de l'échantillon 5308 (trachyte) (fig. n° IV-8d) est concave au niveau des Terres Rares lourdes. Cette concavité peut être interprétée comme résultant du fractionnement d'apatite + hornblende. Par contre, l'enrichissement en LREE de la trachyte, par rapport aux basaltes alcalins (sens large) de la série nécessite le fractionnement d'un minéral à K_D faible pour les LREE tel que le plagioclase.

* la phonolite (n° 5303) présente un spectre de REE (fig. n° IV-8c) concave avec un appauvrissement relatif en MREE et HREE. Cette forme peut s'expliquer par le fractionnement d'apatite (≃ 2 %: faible teneur en P_2O_5) et de hornblende (forme des HREE). Cependant, le fractionnement d'une phase à K_D faible (exemple : plagioclase) est nécessaire sinon l'appauvrissement par rapport aux basaltes alcalins (sens large) serait beaucoup plus important.

Les échantillons du Cantal ont des teneurs en éléments traces (y compris les REE) beaucoup plus variables que les roches des autres provinces volcaniques. Cette dispersion des données est peut être due à une hétérogénéité de la source mantellique ou peut-être à un échantillonnage plus vaste géographiquement et dans le temps.

b) la contamination par la croûte continentale

Ce problème doit être examiné avec attention ; pour cela, plusieurs méthodes peuvent être utilisées. Par exemple, si l'on reporte le rapport 87 Sr/86 Sr (ou 143 Nd/144 Nd) en fonction de la teneur en Sr (ou Nd) de l'échantillon, l'on doit observer une hyperbole caractéristique si un mélange est à l'origine des roches (Vollmer, 1976 ; Langmuir et al, 1978). Comme nous pouvons l'observer

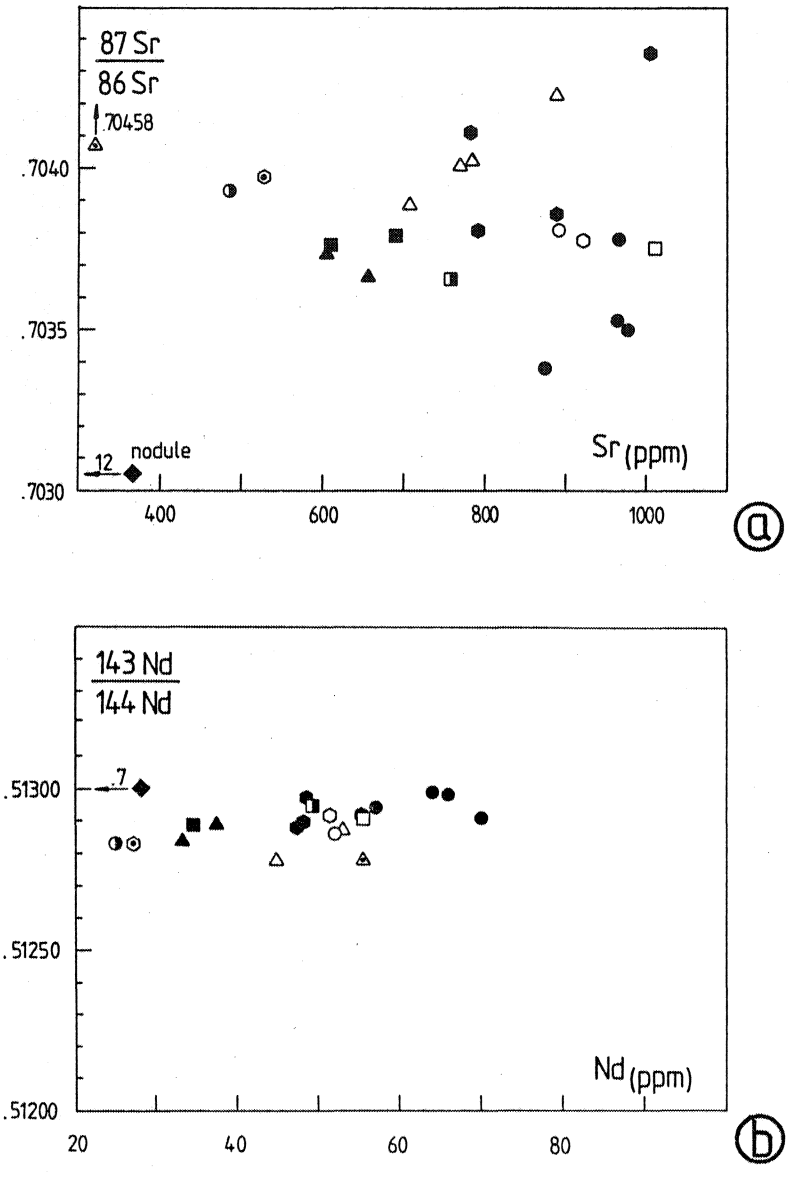
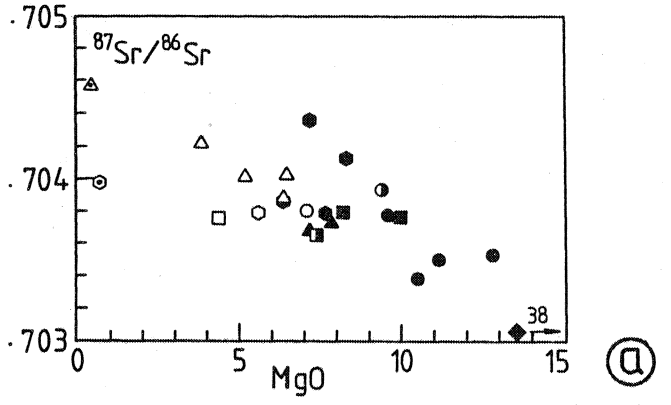


Figure n° IV-18 a, b :

- a : 87 Sr / 86 Sr - Sr

- b : 143 Nd / 144 Nd - Nd

Remarquons l'absence d'hyperbole caractéristique d'un mélange ou d'une contamination. Mêmes figurés que précédemment. Le losange noir représente le nodule de lherzolite à spinelle.



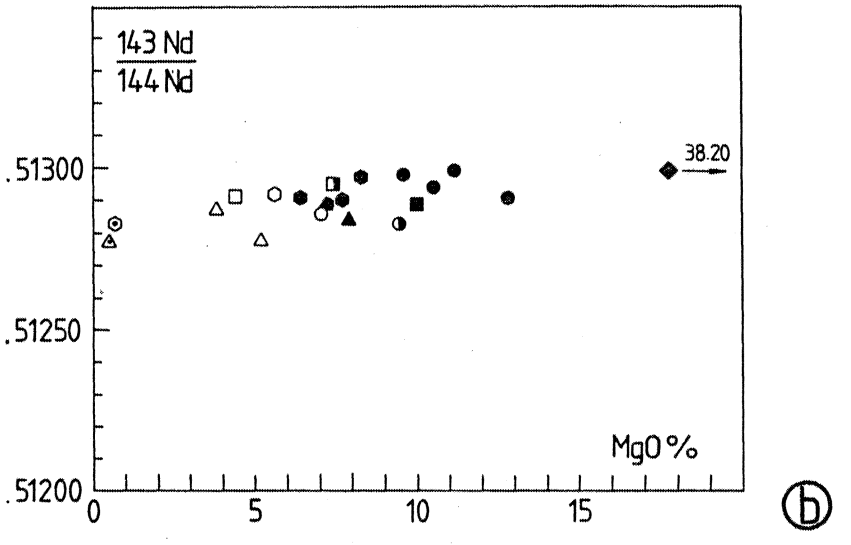


Figure n° IV-19 a, b :

- a : 87 Sr / 86 Sr - Sr
- b : 143 Nd / 144 Nd - Nd
Remarquons que lorsque MgO diminue (c'est-à-dire lorsque les roches deviennent plus différenciées), le rapport 143 Nd / 144 Nd semble diminuer mais la tendance n'est pas très prononcée; une telle tendance mais dans le sens contraire est plus visible pour 87 Sr / 86 Sr. Mêmes symboles que précédemment.

dans la fig. n° IV-18 a et b, aucun trend n'est observable. Par contre, dans un diagramme 87 Sr/86 Sr (ou 143 Nd/144 Nd)/ MgO (fig. n° IV-19 a et b), nous pouvons observer une croissance du rapport 87 Sr/86 Sr et une légère diminution du rapport 143 Nd/144 Nd quand MgO décroît (MgO peut être considéré ici comme une mesure de la différenciation). Cette légère corrélation suggère une faible contamination crustale pour les roches les plus différenciées. Une telle contamination a déjà été évoquée en ce qui concerne les rhyolites du Cantal (Stettler et Allègre, 1979) et les roches les plus différenciées de la Chaîne des Puys et de la Comté d'Auvergne (Camus et Vialette, 1969).

De toute façon, l'existence d'une contamination crustale importante peut être écartée pour les roches les moins différenciées. Les variations des rapports isotopiques des basanites, des basaltes alcalins et des hawaiites semblent plutôt être dues à des hétérogénéités de leurs régions sources.

Chapitre V : Discussion

Par les déterminations des teneurs en éléments traces (en particulier les REE) d'une part et des constitutions isotopiques du Sr et du Nd d'autre part, il est possible d'aborder le problème de la pétrogenèse des basaltes alcalins de deux façons différentes :
- les constitutions isotopiques du Sr et du Nd caractérisant la source mantellique, donnent des contraintes sur son évolution dans le temps,
- les teneurs en éléments traces (et en particulier en REE) permettent de mieux comprendre les caractéristiques chimiques de la source et les processus pétrogénétiques.

La conjugaison de ces deux augmentations différentes apporte des contraintes sévères qu'il est indispensable de respecter dans l'élaboration d'un modèle pétrogénétique.

A - CONTRAINTES CONCERNANT LA SOURCE MANTELLIQUE APPORTEES PAR LES CONSTITUTIONS ISOTOPIQUES DU Sr ET DU Nd

Les basaltes alcalins du Massif Central sont caractérisés par des ε_{Nd} de + 5 environ et des ε_{Sr} de - 10 environ. Ces valeurs indiquent que les régions sources sont appauvries depuis longtemps (> 500 M.A.) en LREE par rapport au CHUR et en Rb par rapport au UR mantellique. Cet appauvrissement est comparable à celui de la région source des MORB. Cependant, il en diffère soit par son degré: (Sm/Nd) source des basaltes alcalins < (Sm/Nd) source des MORB, soit par l'âge de l'appauvrissement : exemple : MORB : source appauvrie depuis ≃ 2 M.A., basaltes alcalins : source appauvrie depuis ≃ 1 M.A. puisque les ε_{Nd} mesurés sont de + 5 alors que les valeurs ε_{Nd} des MORB sont de + 10. Ces contraintes sont schématisées dans la fig n° V-1.

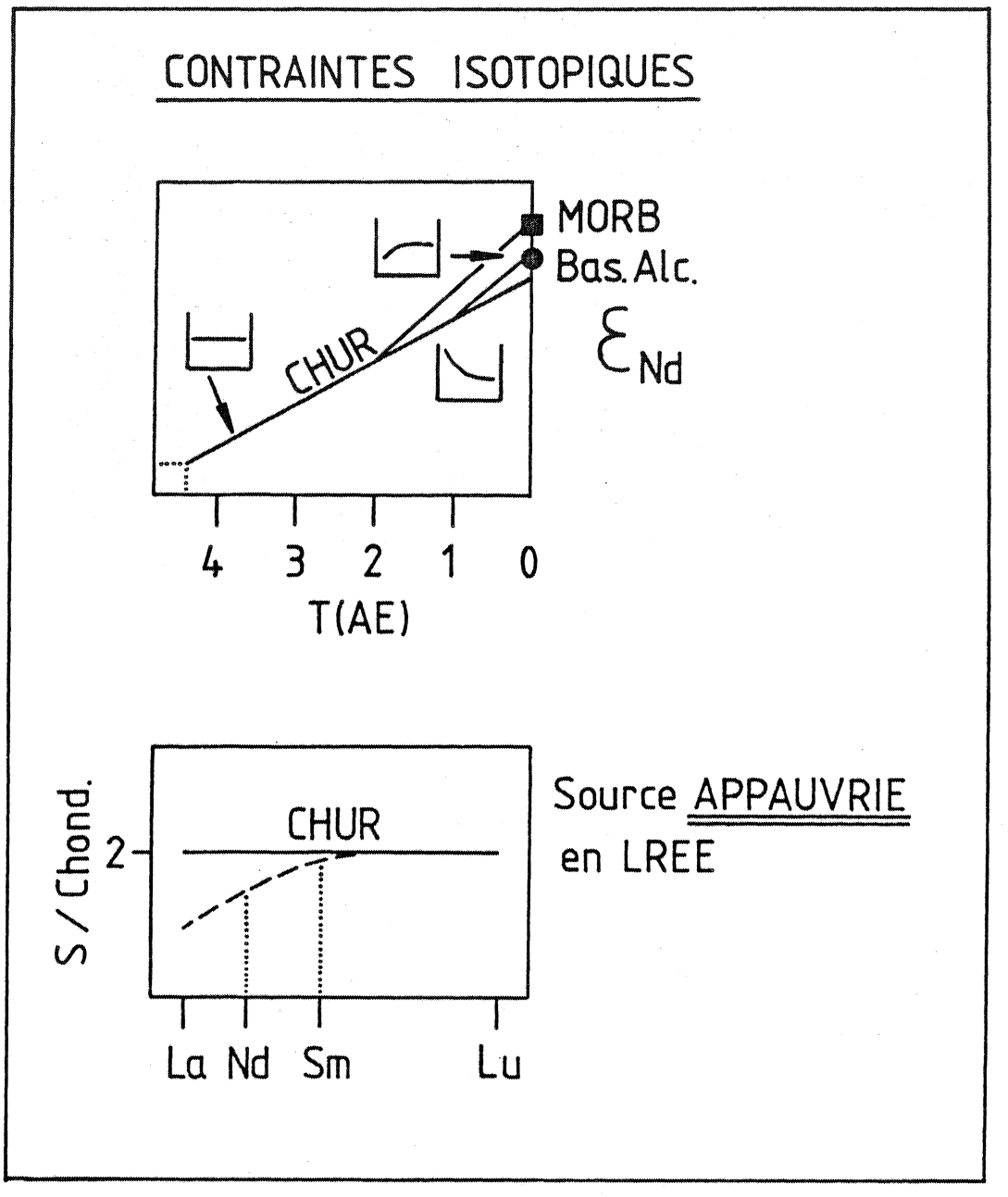


Figure n° V-1 :

Diagramme montrant l'évolution de ε_{Nd} dans le temps. Les valeurs ε_{Nd} des MORB et des basaltes alcalins témoignent de sources appauvries en LREE (représentées schématiquement dans la partie haute de la figure par des spectres de REE).

B - CONTRAINTES DECOULANT DES SPECTRES DE TERRES RARES

Comme nous l'avons déjà remarqué dans le chapitre précédent, les basaltes alcalins du Massif Central ont des spectres de REE très fractionnés avec une teneur moyenne en Yb de l'ordre de 10 x chondrites et en La d'environ 200 x chondrites.

Nous négligerons ici les effets de la cristallisation fractionnée d'une part en ne nous intéressant pas aux échantillons 5303 (phonolite) et 5308 (trachyte) et d'autre part, parce que nous avons vu que la cristallisation fractionnée au sein des séries affecte peu la forme des spectres de Terres Rares.

Nous pouvons donc faire l'approximation suivante : les basaltes alcalins (sens large) correspondent à des liquides issus du manteau terrestre par fusion partielle.

Pour tous les calculs qui suivent, nous utiliserons l'équation n° 11 de Shaw (1970) :

$$C^l = \frac{Co}{F + D(1-F)}$$

avec : C^l : concentration d'un élément dans le liquide
Co : concentration de l'élément dans le solide initial
F : taux de fusion partielle
D : coefficient global de distribution entre le liquide produit et le solide résiduel.

Grâce à cette équation, il est possible de définir les conditions limites d'enrichissement du liquide par rapport au solide initial en prenant $F \to 0$. Dans ce cas, on a :

$$C^l \simeq \frac{Co}{D} \quad \rightleftarrows \quad Co = D\,C^l$$

D est calculé en choisissant une minéralogie raisonnable du résidu solide. Nous pouvons alors calculer le spectre de REE de la région source : voir fig. n° V-2.

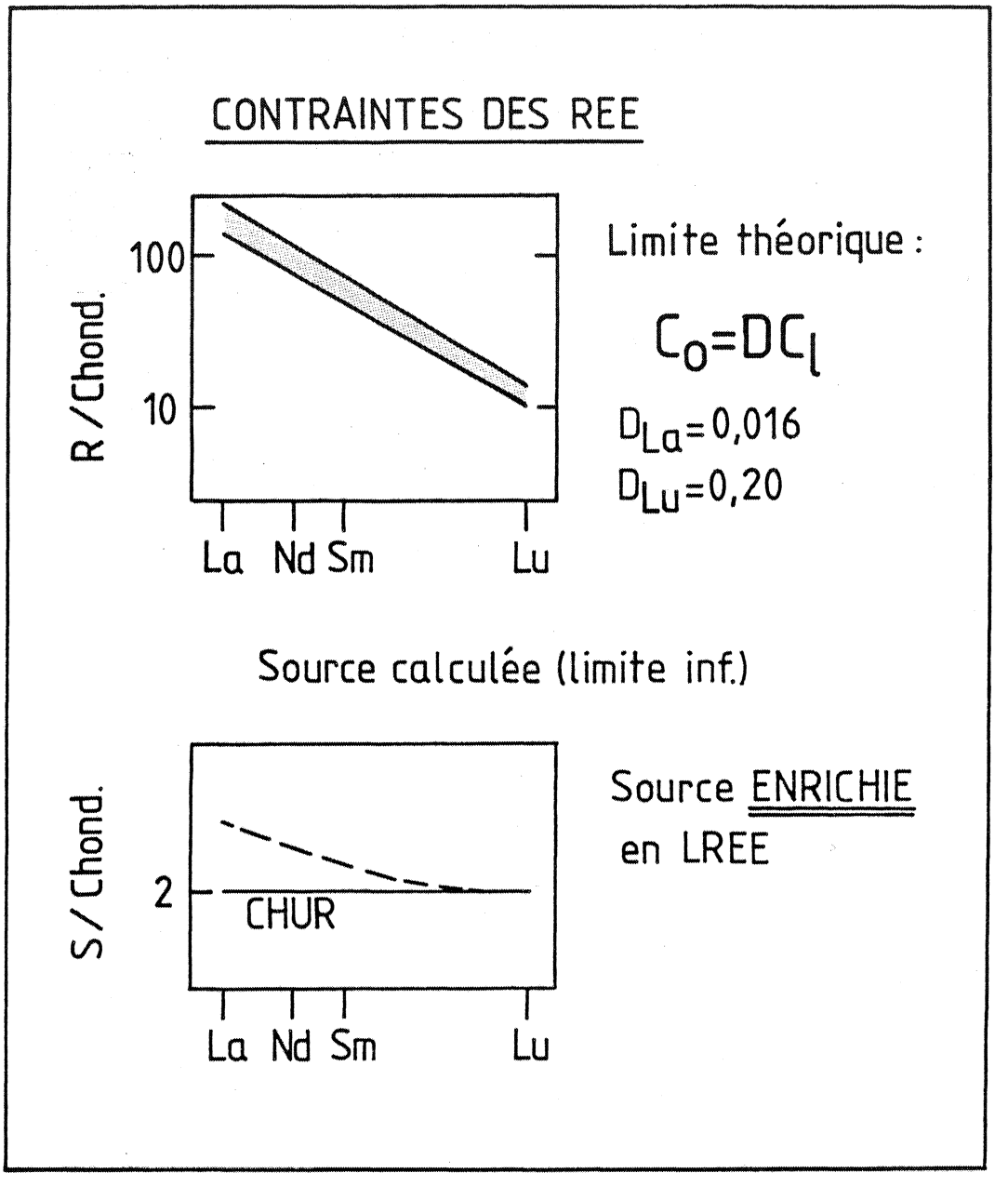


Figure n° V-2 :

Représentation schématique des spectres de Terres Rares des basaltes alcalins. La source calculée (pointillés) est comparée au CHUR dans la partie basse de la figure.

Cette source calculée est enrichie en Terres Rares légères par rapport aux chondrites et n'est plausible que si les liquides (les basaltes alcalins) sont produits par un taux de fusion partielle <0,01 %. Dans ce cas, la séparation du liquide de la source solide semble extrêmement difficile. Si le taux de fusion est plus important, la source est alors beaucoup plus riche en REE que dans la fig. n° V-2 et s'éloigne donc de la valeur théorique du manteau terrestre indifférentié à 2 x chondrites.

Les figures V-1 et V-2 mettent en relief les problèmes concernant la genèse des basaltes alcalins puisqu'il faut concilier dans un même modèle, des contraintes qui semblent contradictoires.

C - MODELES PETROGENETIQUES PROPOSES PAR LES GEOCHIMISTES

De nombreux modèles pétrogénétiques pour la famille des basaltes alcalins ont été proposés ces dernières années par les pétrologues et les géochimistes. Ces hypothèses pétrogénétiques peuvent être regroupées de la façon suivante :

1) faible taux de fusion partielle (< 3 %) d'un manteau supérieur chondritique (Gast, 1968 ; Kay et Gast, 1973).
2) pourcentages plus élevés de fusion partielle (≃ 5 - 15 %) d'un manteau enrichi en Terres Rares légères, cet enrichissement résultant soit :
   - a- d'une contamination par un liquide (Green, 1971 ; Sun et Hanson, 1975 ; Green et Lieberman, 1976 ; Frey et al, 1978)
   - b- d'un métasomatisme par une phase fluide (Lloyd et Bailey, 1975 ; Frey et al, 1978 ; Boettcher et al, 1979 ; Menzies et Murthy, 1980 a-b ; Wass et Rogers, 1980)

3) mélange de liquides dérivant de sources mantelliques à caractères isotopiques différents (Wasserburg et DePaolo, 1979).

A ces modèles, nous pouvons ajouter une autre interprétation :

4) fusion d'un manteau non chondritique et appauvri en LREE tel que $\varepsilon_{Nd} = + 5$.

Grâce à l'utilisation combinée des contraintes dues aux REE et aux constitutions isotopiques du Nd, nous pouvons tester ces diverses hypothèses et juger de leur validité.

Tout d'abord, nous pouvons écarter deux des modèles proposés précédemment. En effet, les constitutions isotopiques mesurées sur les basaltes alcalins du Massif Central ont des valeurs correspondant à des ε_{Nd} de + 5. Elles sont comparables aux valeurs obtenues pour d'autres basaltes alcalins (sens large) (DePaolo et Wasserburg, 1976 a,b ; O'Nions et al, 1977 ; White et Hofmann, 1978 ; Wass et Rogers, 1980 ; Menzies et Murthy, 1980a; Norry et al, 1980 ; Allègre et al, 1981) et témoignent d'une source appauvrie en LREE. Par conséquent, la fusion d'un manteau chondritique (hypothèse 1) et la fusion d'un manteau enrichi en LREE depuis longtemps (> 1 AE) (Sun et Hanson, 1975) ne peuvent être considérées comme des modèles adaptés à la genèse des basaltes alcalins.

1 - Fusion directe d'un manteau appauvri en LREE et caractérisé par $\varepsilon_{Nd} = + 5$ (hypothèse 4)

Ce modèle est certainement le plus simple puisqu'il ne fait intervenir ni mélange, ni contamination. Pour tenter de le quantifier, il est nécessaire de commencer par définir la forme du spectre de REE de la source mantellique. Cette forme dépend de deux paramètres : la constitution isotopique du Nd et l'âge de la différenciation de cette source à partir du réservoir chondritique.

La constitution isotopique du Nd dans la source est ici fixée par les données analytiques : $\varepsilon_{Nd} = +5$ et nous avons pris comme hypothèse de travail que cette source s'est séparée du CHUR

il y a environ 1,5 AE (à peu près comme la source des MORB).

Ces valeurs entrainent un facteur d'enrichissement $f(Sm/Nd)_{source}$ de + 0,135 quand on applique l'équation (DePaolo et Wasserburg,1979c):

$$\varepsilon_{Nd} = f(Sm/Nd)_{source} \cdot Q_{Nd} \cdot T_S$$

avec $Q_{Nd} = 24,7\ AE^{-1}$

$f(Sm/Nd)_{source} = \frac{(Sm/Nd)source}{(Sm/Nd)CHUR} - 1$

T_S âge de différenciation

La forme du spectre de REE est alors extrapolée pour les autres éléments. Notons que les abondances absolues en REE restent indéterminées et que nous avons choisi ici d'attribuer aux Terres Rares lourdes des concentrations de 2 x chondrites, valeur généralement admise pour le manteau terrestre. Plusieurs spectres ont été représentés dans la fig. n° V-3.

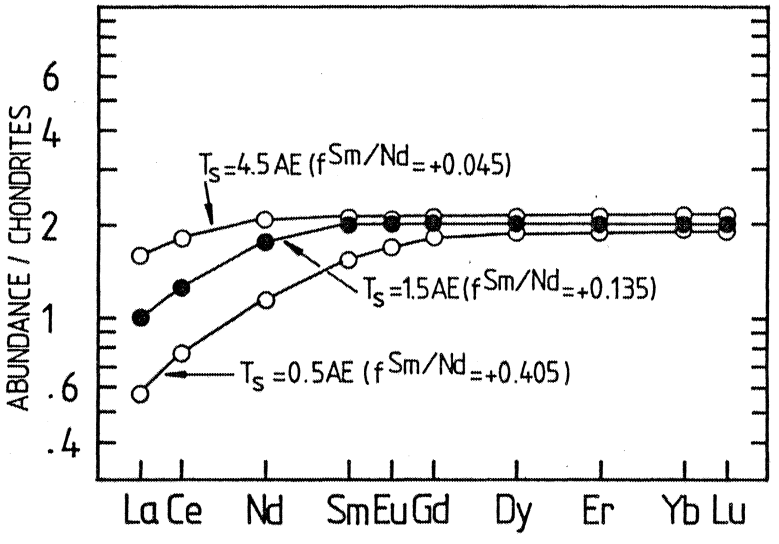


Figure n° V-3 :

Spectre de REE de la source mantellique des basaltes alcalins telle que ε_{Nd} (source) = +5. Les spectres ont été calculés en utilisant l'équation de DePaolo et Wasserburg (1979 c). Le spectre hypothétique de la source mantellique séparée du CHUR il y a 1,5 AE est représenté par des points noirs.

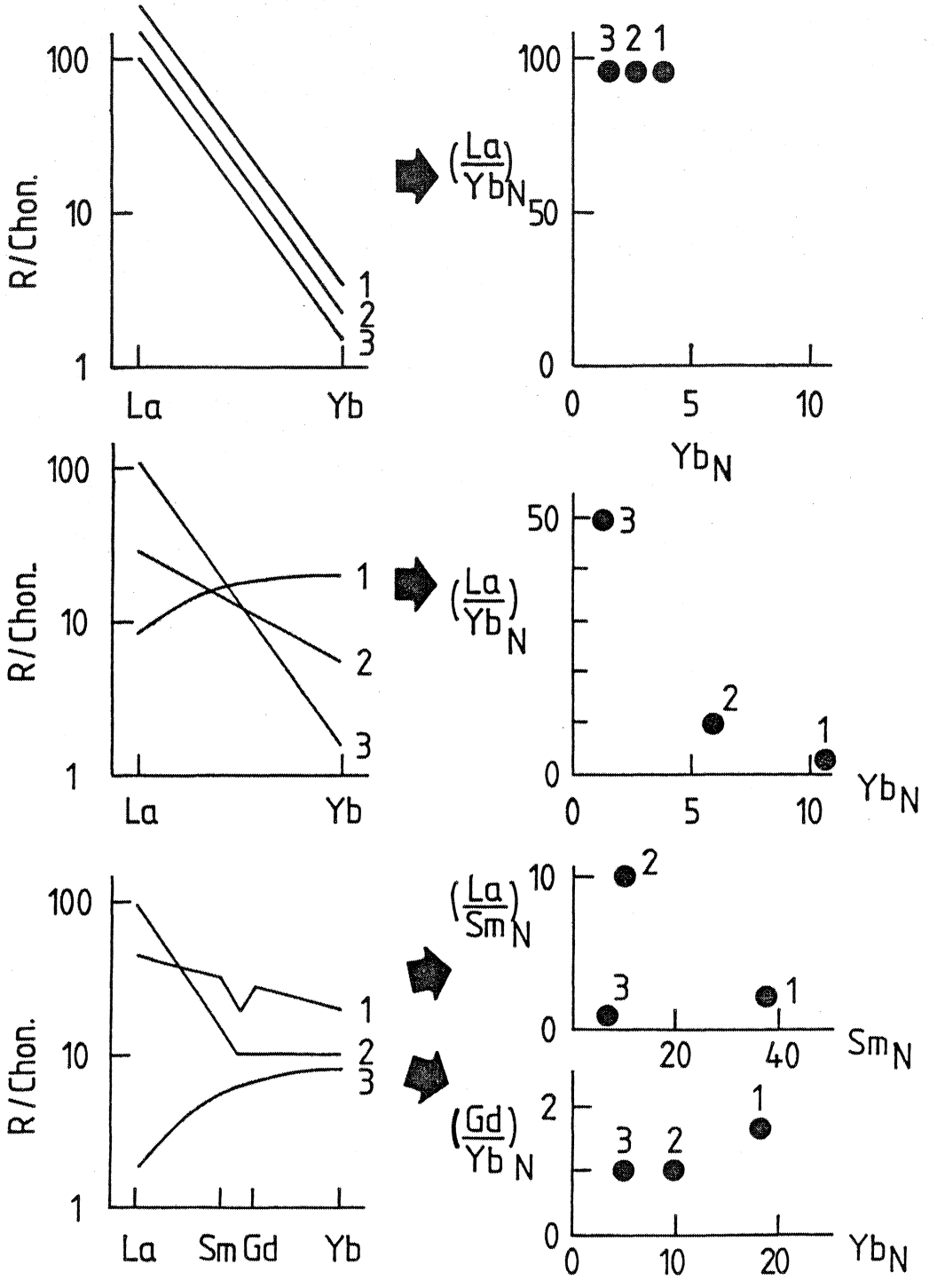


Figure n° V-4 :

Représentation graphique des spectres de Terres Rares.

Nous pouvons remarquer que si la région source s'est séparée du CHUR, il y a environ 4,5 AE, son spectre de Terres Rares n'est que légèrement appauvri en LREE alors que si elle s'est séparée du CHUR, il y a 500 M.A., le fractionnement du spectre est très important.

La région source est donc caractérisée ici par un ε_{Nd} de + 5 et un f(Sm/Nd) de + 0,135, ce qui donne un rapport $(La/Yb)_N$ de 0,5 (fig. V-3).

A partir de cette source comparable au nodule péridotitique analysé, il est possible de calculer les teneurs en REE du liquide produit par fusion partielle en appliquant l'équation de fusion à l'équilibre :

$$C^l = \frac{Co}{F + D(1-F)}$$

Représentation graphique des données et des calculs

a- les données

Si l'on veut reporter dans un même diagramme un grand nombre de spectres de Terres Rares, le diagramme devient rapidement illisible. Par contre, si l'on reporte les données dans un diagramme $(La/Yb)_N$ en fonction de Yb_N, chaque spectre n'apparaît que sous forme d'un point (fig. n° V-4) , l'abscisse donnant la teneur en HREE et l'ordonnée mesurant le fractionnement du spectre de Terres Rares.

b- les calculs de fusion partielle

Dans ce même diagramme $(La/Yb)_N = f(Yb)_N$, l'expression de l'équation de fusion partielle donnée ci-dessus est une courbe. Cette courbe a deux limites : d'une part, F = 100 % (taux de fusion partielle), et d'autre part F → 0 % (fig. n° V-5). Si l'on utilise des minéralogies du résidu solide différentes (R différents), l'on obtient plusieurs courbes (fig. n° V-5).

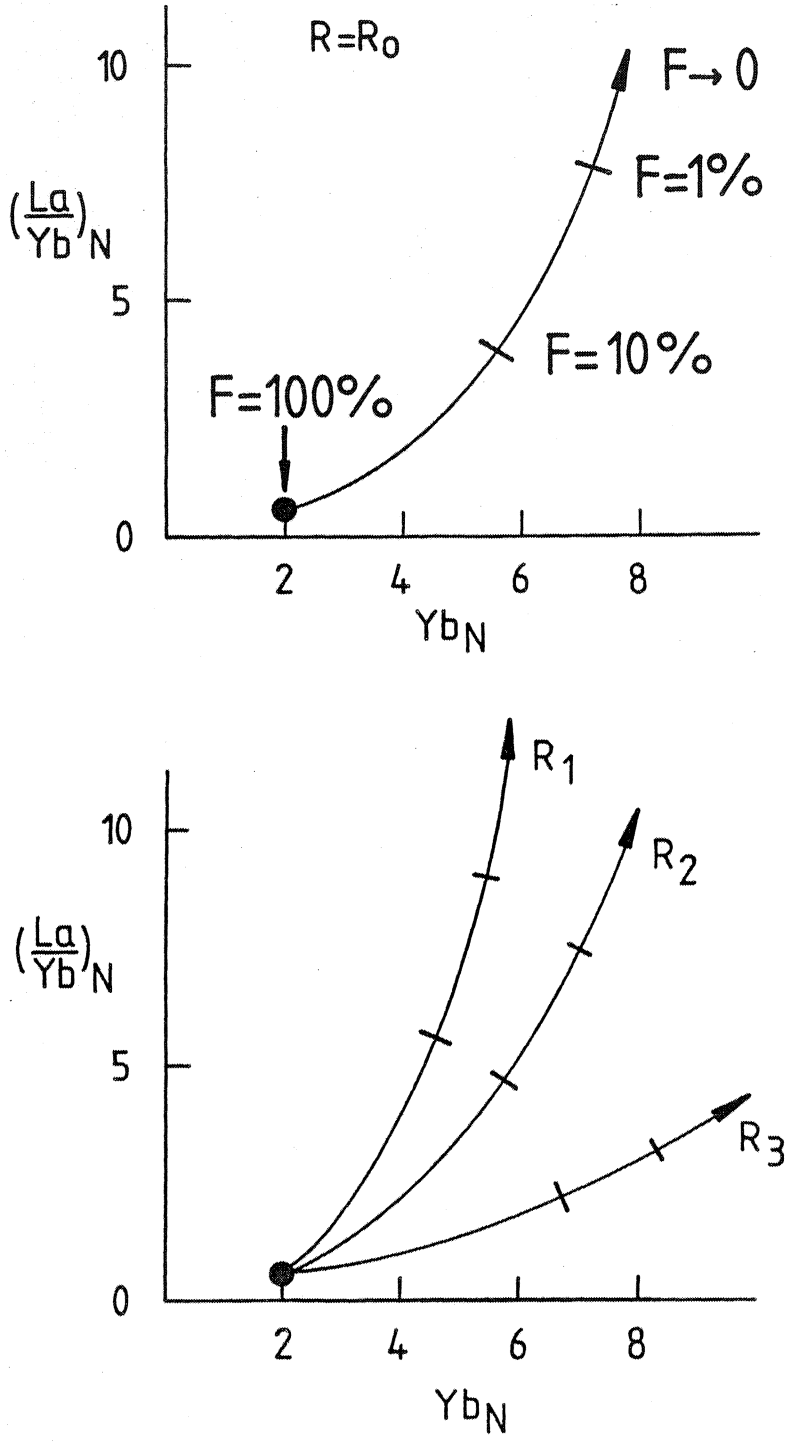


Figure n° V-5 :

Représentation graphique des équations de fusion partielle. R_0, R_1, R_2, R_3 correspondent à diverses minéralogies de résidu solide.

Nous avons adopté ce mode de représentation graphique pour modéliser la fusion de la source péridotitique définie ci-dessus. Dans la fig. n° V-6, sont reportées les données des basaltes alcalins du Massif Central (cercles noirs) ainsi que d'autres données prises dans la littérature (triangles : Sun et Hanson, 1975 ; carrés : Kay et Gast, 1973 ; hexagones : Jahn et al, 1979 ; losanges : Terakado, 1980). Quatre minéralogies résiduelles différentes ont été utilisées dans les calculs. Les coefficients de distribution D ont été calculés en utilisant les mêmes valeurs de K_D que Jahn et al (1980a) (tableau n° V-1 et fig. n° V-7).

	Olivine/liq	Opx/liq	Cpx/liq	Gt /liq
La	0,009	0,008	0,07	0,005
Ce	0,009	0,01	0,1	0,01
Nd	0,009	0,015	0,18	0,04
Sm	0,01	0,02	0,25	0,15
Eu	0,009	0,015	0,13	0,22
Gd	0,012	0,03	0,27	0,45
Dy	0,013	0,045	0,28	0,9
Er	0,015	0,070	0,29	2
Yb	0,018	0,1	0,30	4
Lu	0,020	0,12	0,30	6

Tableau n° V-1 (Jahn et al, 1980 a) :
Valeurs des K_D utilisées pour les calculs de fusion partielle.

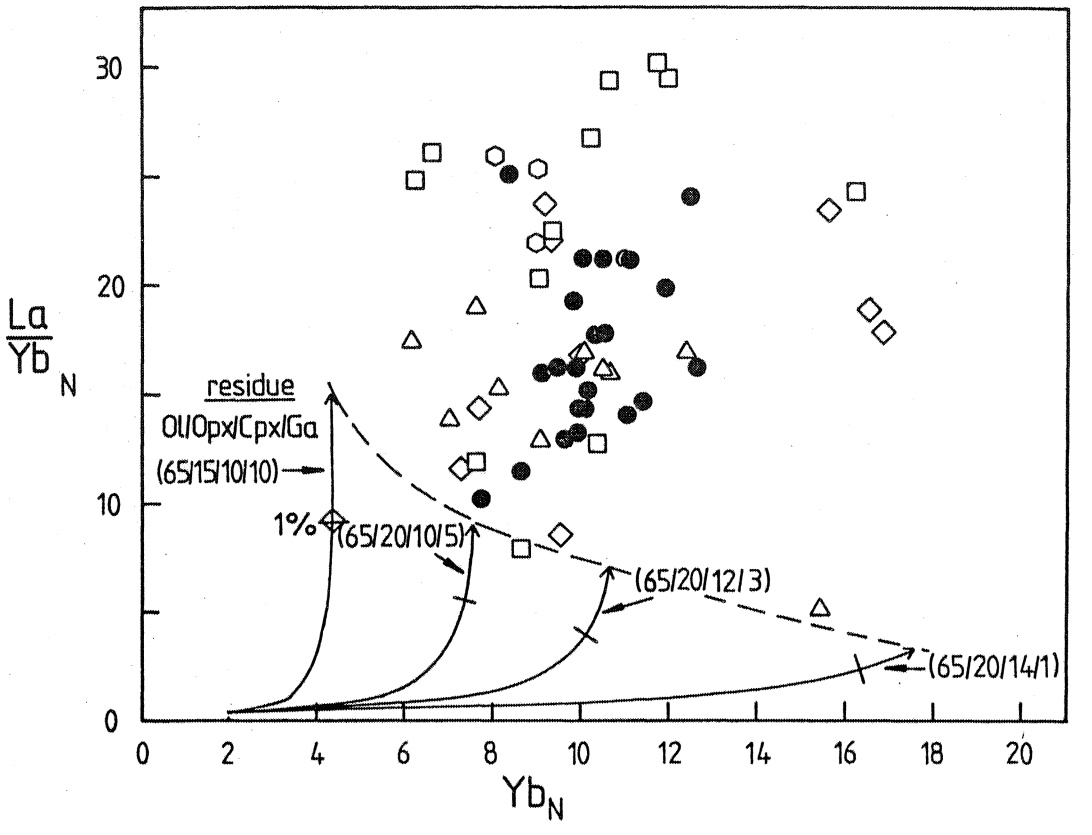


Figure n° V-6 :

Diagramme $(La/Yb)_N$ - Yb_N.
Les courbes en traits pleins définissent l'évolution de la composition des liquides issus d'un manteau péridotitique par fusion partielle. Quatre résidus solides (notés dans la figure) ont été choisis. La composition du solide initial est définie par $\varepsilon_{Nd} = +5$ et $(La/Yb)_N = 0,5$. L'explication des Symboles est donnée dans le texte. Remarquons que la courbe pointillée (correspondant à F→0) qui marque l'enrichissement et le fractionnement maximum des spectres de REE des liquides, se situe en-dessous des données analytiques.

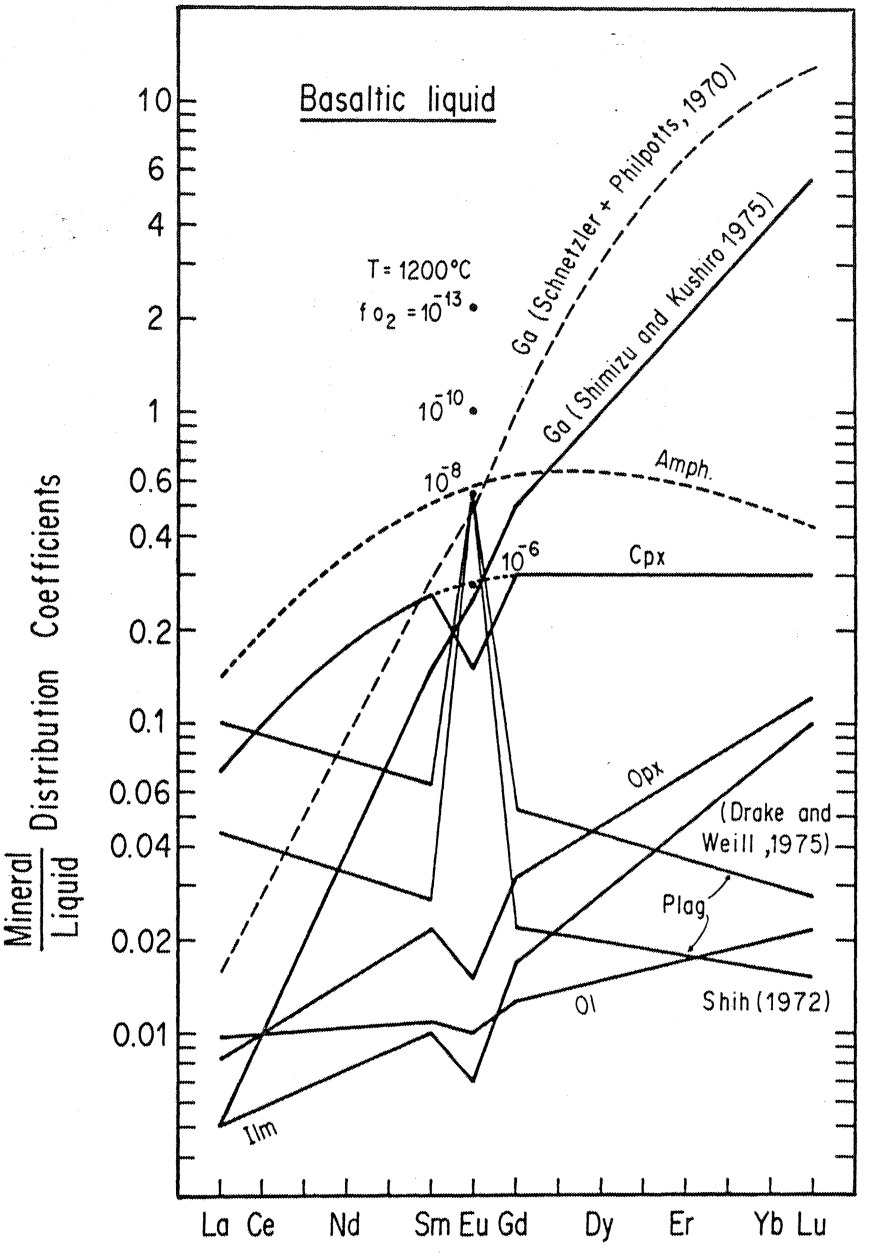


Figure n° V-7 :

Représentation graphique des K_D utilisés pour les calculs de fusion partielle.

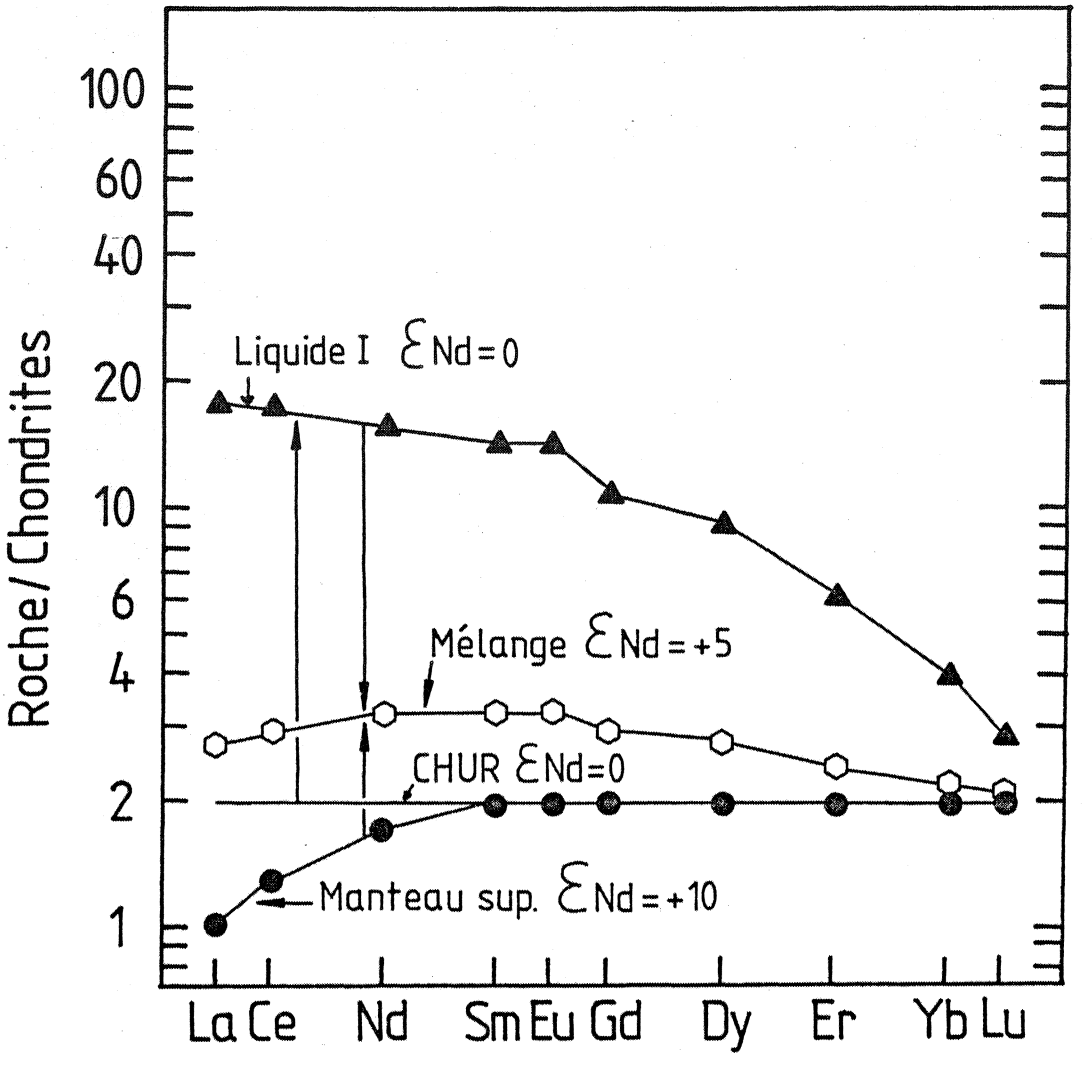


Figure n° V-8 :

Spectre de REE du manteau contaminé par un liquide I. Le liquide I est produit par 10% de fusion partielle d'une source chondritique avec $\varepsilon_{Nd} = 0$. *Le résidu solide est composé de 65% d'olivine, 15% d'Opx, 10% de Cpx et 10% de grenat. Le mélange entre le liquide I et la source solide de type manteau supérieur avec* $\varepsilon_{Nd} = +10$ *se fait dans les proportions suivantes :*

- $\simeq$ *90% de solide*
- $\simeq$ *10% de liquide.*

de façon à obtenir un mélange dont $\varepsilon_{Nd} = +5$.

Il est clair que la forme des courbes d'évolution du liquide est principalement contrôlée par la concentration du grenat dans le solide résiduel (fig. n° V-6). D'autre part, nous pouvons remarquer que les données analytiques se trouvent complètement en dehors du champ théorique de composition du liquide (la ligne pointillée marque la limite supérieure du champ de composition du liquide).

Il semble donc que de telles roches nécessitent une histoire plus complexe avec notamment un stade d'enrichissement de la région source en LREE peu de temps avant la fusion.

2- Contamination de la région source par un liquide enrichi en LREE (hypothèse 2a)

Sun et Hanson (1975) ont été les premiers à donner des arguments géochimiques convaincants en faveur d'une source mantellique enrichie en LREE pour la famille des basaltes alcalins. Ils imaginent qu'un premier liquide dérivé par un faible taux de fusion partielle d'un manteau chondritique est sous-saturé et très enrichi en LREE par rapport aux HREE. Ce liquide envahirait le manteau environnant ou sudjacent ; ainsi serait produit un manteau contaminé.

Si l'on tente de quantifier ce modèle en respectant les données isotopiques, l'on aboutit aux résultats suivants : pour produire un manteau contaminé à $\varepsilon_{Nd} = + 5$ à partir d'un liquide I ($\varepsilon_{Nd} = 0$) et d'un solide de type source des MORB ($\varepsilon_{Nd} = + 10$), les proportions de mélange sont d'environ 10 % de liquide et 90 % de solide pour respecter l'équilibre de masse pour le Nd (figure n°V-8). Notons que quelque soit l'enrichissement en LREE du liquide I, le spectre de REE du mélange ne change pratiquement pas puisque les proportions entre le liquide I et le solide sont contrôlées par la valeur $\varepsilon_{Nd} = + 5$ du mélange.

La région source secondaire, ainsi formée, a un spectre de REE tel que $(La/Sm)_N < 1$ et $(La/Yb)_N \simeq 1,2$.

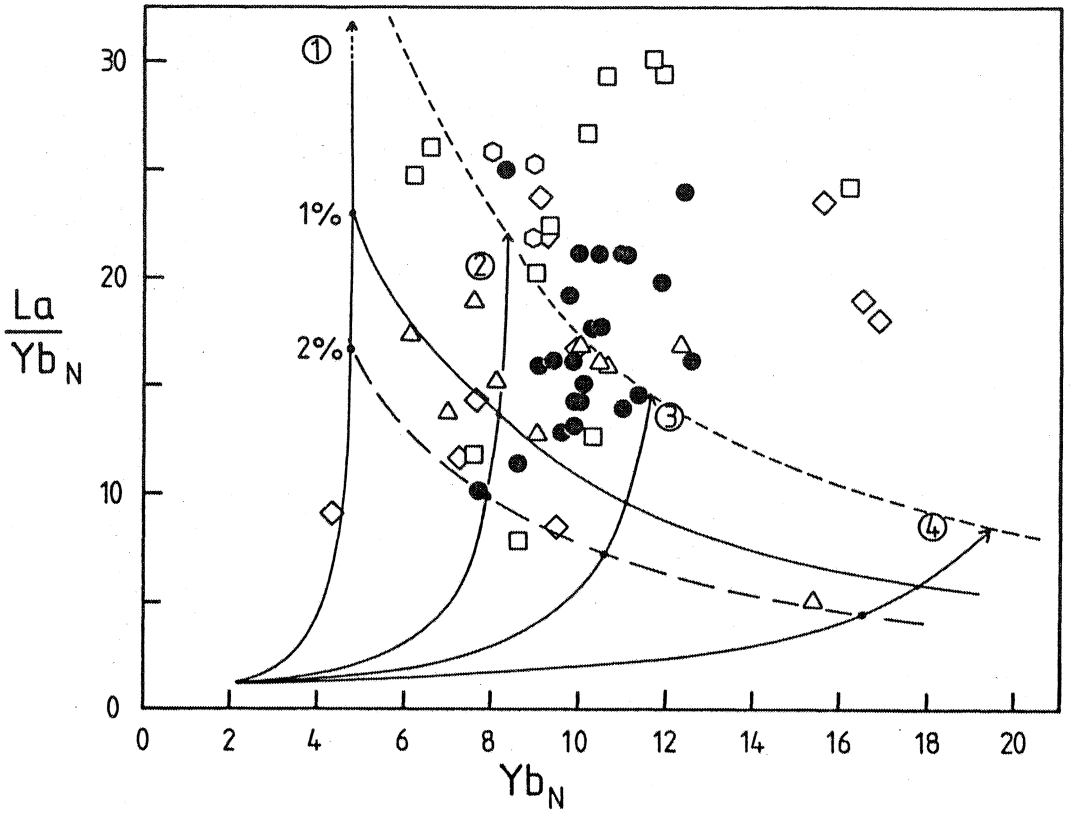


Figure n° V-9 :

Fusion d'une source mantellique telle que ε_{Nd} = +5 et $(La/Yb)_N$ = 1,2 (Figure n° V-8). Les résidus solides sont les suivants :

	Ol	Opx	Cpx	Gt
Courbe 1	65	15	10	10
Courbe 2	65	20	10	5
Courbe 3	65	20	12	3
Courbe 4	65	20	14	1

Les courbes correspondant à F →0 (petits pointillés), F = 1% (trait plein) et F = 2% (grands pointillés) sont représentées. Remarquons que les données analytiques (mêmes symboles que dans la figure n° V-6) se situent en dehors du champ correspondant à F > 2%.

La fusion de cette source secondaire (ε_{Nd} = + 5) donne un liquide II qui doit être comparable aux basaltes alcalins. Dans la figure n° V-9, sont représentées quatre courbes d'évolution du liquide II. Leur position dans le diagramme dépend de la proportion de grenat dans le solide résiduel. Il est clair que le champ défini par une fusion supérieure à 1 % ne contient que quelques données analytiques et que le champ limité dans sa partie supérieure par 2 % de fusion partielle (courbe en grands pointillés), se situe en dehors des points représentatifs des échantillons. Comme il semble difficile que des liquides produits par moins de 2 % de fusion puissent être extraits de la région source, nous concluons que le modèle de contamination par un liquide (hypothèse 2a) n'est pas vraisemblable d'un point de vue quantitatif.

3- Mélange de deux liquides à caractéristiques isotopiques différentes

Ce modèle proposé par Wasserburg et DePaolo en 1979, est attrayant par sa simplicité. Cependant, si l'on suit le même raisonnement que précédemment,l'on conçoit que le mélange d'un liquide dérivant du Manteau Inférieur (L.M. ; ε_{Nd} = 0) et d'un liquide comparable aux MORB (U.M. ; ε_{Nd} = + 10) ne pourra qu'être faiblement enrichi en LREE puisqu'il faut respecter l'équilibre de masse pour avoir ε_{Nd} mélange = + 5.

Bien que le spectre de Terres Rares d'un liquide dérivant du manteau inférieur (L.M.) ne soit pas connu, il est possible de faire un calcul simple en prenant comme valeur un cas extrême comme dans la figure n° V-10. Le spectre de Terres Rares du mélange est contrôlé par la valeur ε_{Nd} = + 5 et il est évident qu'il est très différent des spectres mesurés sur les basaltes alcalins (sens large).

Ce modèle ne nous semble donc pas approprié pour la pétrogenèse des basaltes alcalins.

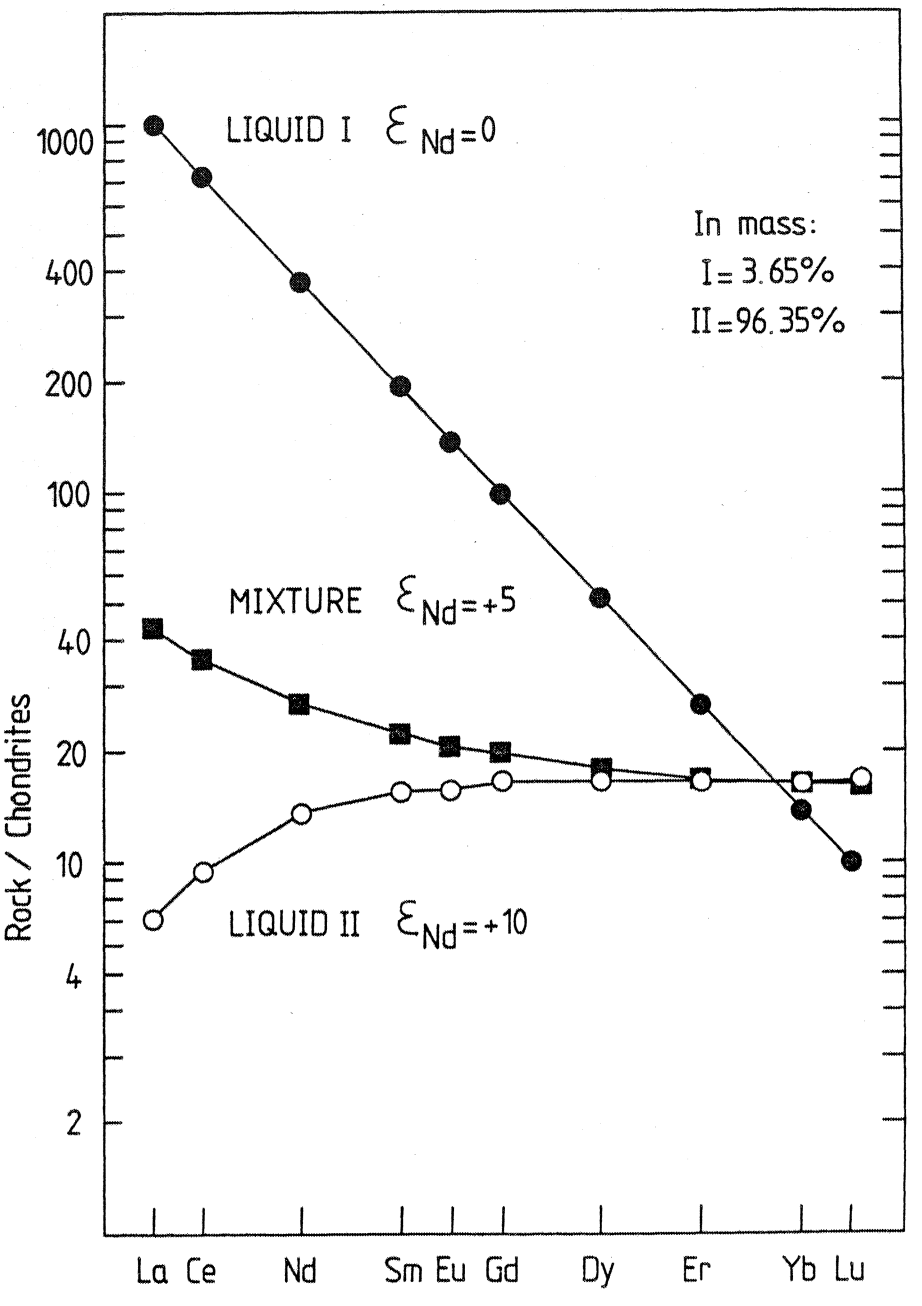


Figure n° V-10 :

Spectre hypothétique (carrés noirs) produit par le mélange de liquides provenant par fusion de deux domaines mantelliques différents isotopiquement comme l'ont proposé Wasserburg et DePaolo (1979).

- *le liquide I provient du manteau inférieur ($\varepsilon_{Nd} = 0$)*
- *le liquide II provient du manteau supérieur ($\varepsilon_{Nd} = +10$)*

Il est clair que le spectre de REE du mélange ($\varepsilon_{Nd} = +5$) de ces deux liquides (carrés noirs) ne correspond pas à un spectre de REE de basalte alcalin.

Finalement, seul le modèle de métasomatisme par une phase fluide est susceptible d'être adapté à la genèse de la famille des basaltes alcalins.

D - LE METASOMATISME MANTELLIQUE

Le concept de métasomatisme mantellique par des phases fluides est accepté par des chercheurs de plus en plus nombreux depuis la première publication de Lloyd et Bailey en 1975. Les arguments en sa faveur sont nombreux et variés.

Les études pétrologiques et géochimiques portant sur les nodules de péridotite associés aux basaltes alcalins et aux kimberlites se multiplient et permettent de mettre en évidence quelques caractères importants :

a- présence de minéraux hydratés d'origine profonde tels que la phlogopite, la kaersutite, la pargasite, etc.. dans les nodules ultramafiques (Dawson, 1972 ; Frey et Green, 1974 ; Lloyd et Bailey, 1975 ; Frey et Prinz,1978; Boettcher et al, 1979 ; Wass, 1979 ; Windom et Boettcher, 1980 ; Erlank et al, 1980 ; Wass et al, 1980 ; Brown et al, 1980 ; Gurney et Harte, 1980 ; Dawson, 1980)

b- existence de textures de déformation intense dans les nodules de péridotites contenant des minéraux hydratés (phlogopite, etc..). Ces textures se caractérisent par des structures de cisaillement et des recristallisations minérales (Dawson, 1972 ; Mercier et Nicolas, 1975 ; Lawless et al, 1979)

c- caractères géochimiques et isotopiques particuliers tels qu'un enrichissement important en éléments incompatibles: TiO_2, Rb, Sr, Ba, Na, K, REE, etc..et en volatiles (Wass et Rogers, 1980 ; Boettcher et O'Neil, 1980 ; Gurney et Harte, 1980 ; Ryabchikov et Boettcher, 1980). Boettcher et al (1979) et Boettcher et O'Neil (1980) par des études sur les isotopes stables,ont montré l'origine profonde

de l'H_2O entrant dans les phlogopites des nodules des péridotites. Les δO^{18} qu'ils ont mesuré sur les nodules inclus dans les kimberlites ont des valeurs typiques de matériaux d'origine profonde. Néanmoins, ils remarquent que des processus complexes s'étant produits à faible profondeur se sont surimposés et ont fait varier les valeurs de δD, δO^{18}, F,.. des amphiboles et des micas dans les basaltes alcalins. En ce qui concerne les isotopes du Sr et du Nd, les travaux sont de plus en plus nombreux. Menzies et Murthy (1980a,b,c) grâce à des mesures sur des basaltes alcalins, des kimberlites et des minéraux (pargasite, kaersutite) de nodules de lherzolite, ont montré l'existence d'évènements métasomatiques. Ils les caractérisent comme étant isotopiquement variables entre centres volcaniques et au sein d'une même région et proposent que l'introduction d'un composant riche en K, REE, P soit un phénomène précurseur à la génèse des magmas alcalins. De même, Norry et al (1980) invoquent un évènement métasomatique peu de temps avant la fusion (< 100 M.A.) pour expliquer la différence entre le rapport Sm/Nd mesuré sur les échantillons de basaltes alcalins (sens large) du Kenya et le rapport Sm/Nd de la source déduit de la constitution isotopique du Nd de ces roches.

1) Données de la pétrologie expérimentale

Les expériences portant sur les effets de la présence d'H_2O, CO_2, etc... au cours de la fusion sont de plus en plus nombreuses. Eggler et Holloway (1977) ont fait une synthèse des données disponibles. Celles-ci tendent à montrer que H_2O et CO_2 ont des effets contraires sur la composition des liquides produits par fusion d'une péridotite. La présence d'H_2O favoriserait la génèse de liquides plus saturés en silice que des liquides produits sans H_2O. Au contraire, la présence de CO_2 aiderait la formation de liquides sous-saturés. En

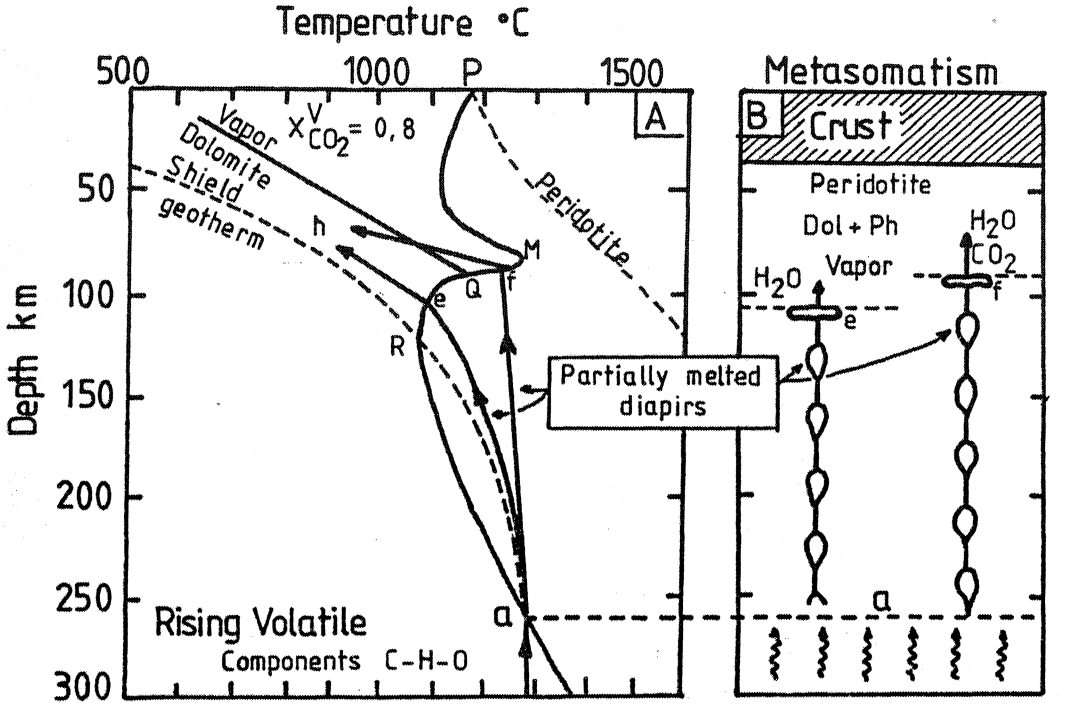
présence d'H_2O et de CO_2, une péridotite peut donner par fusion tous les liquides intermédiaires entre ceux produits en présence d'H_2O et de CO_2 seuls, suivant le rapport $X_{CO_2}=[CO_2/(CO_2+H_2O)]$ (Eggler 1978).

Wyllie (1980) a utilisé de nombreuses données de pétrologie expérimentale pour proposer un modèle de métasomatisme mantellique associé à un diapirisme (fig. n° V-11). Il invoque l'existence de composants volatiles à très grande profondeur (fig. n° V-11). Cette phase fluide pourrait provoquer un métasomatisme du manteau à des profondeurs supérieures à 260 km. Au point a (fig. n° V-11), la fusion débuterait et les magmas remonteraient dans le manteau sous forme de diapirs : a - f. En f, la courbe adiabatique coupe le solidus ce qui entraîne une solidification des magmas, la phase fluide évoluant, elle, suivant f - h. Les gaz riches en CO_2 migreraient alors et envahiraient la lithosphère environnante.

Ce modèle invoque donc deux stades de métasomatisme : le premier affecte une zone profonde du manteau (> 260 km) et le second, le manteau supérieur (≃ 80 - 100 km), un stade de fusion partielle intervenant entre temps.

D'autre part, certains chercheurs ont tenté de mesurer la solubilité de divers éléments dans une phase fluide riche en H_2O. Cullers et al (1973) et Zielinski et Frey (1974) ont déterminé les coefficients de partage des REE entre des vapeurs riches en H_2O et des minéraux péridotitiques à des pressions de 1 à 2 kbars. Ils concluent que les REE sont principalement retenus dans les cristaux sous des conditions de faible pression.

Les travaux de Kennedy et al(1962), Burnham (1967) et Eggler et Rosenhauer (1978) montrent eux que la solubilité des silicates dans un fluide riche en H_2O dépend très fortement de la pression. C'est pourquoi les travaux récents de Mysen (1979) sont d'un grand intérêt. Mysen (1979) a montré que les K_D^{REE} H_2O/cristal



Metasomatism of the upper mantle caused by fluids released from crystallizing pools of magma that did not escape by explosive eruption as in Figures 6 and 7. The adiabatic path *af* corresponds to the path *ab* in Figure 6. In this example the magma cools at a level corresponding to the solidus, and CO_2-rich gases migrate into the overlying lithosphere, cooling along a path such as *fh*, with precipitation of dolomite and increase in H_2O/CO_2. Another path, *ae*, leads to crystallization of phlogopite and dolomite at *e* and evolution of H_2O-rich vapor. In addition to CO_2 and H_2O derived originally from the deep volatile components C-H-O, these solutions would contain high concentrations of incompatible elements. The solutions released by the deep-seated crystallization of kimberlitic and related magmas near the base of the lithosphere are likely candidates for the metasomatic solutions that have modified many mantle nodule samples.

Figure n° V-11 (Wyllie, 1980) :

Modèle de métasomatisme mantellique.

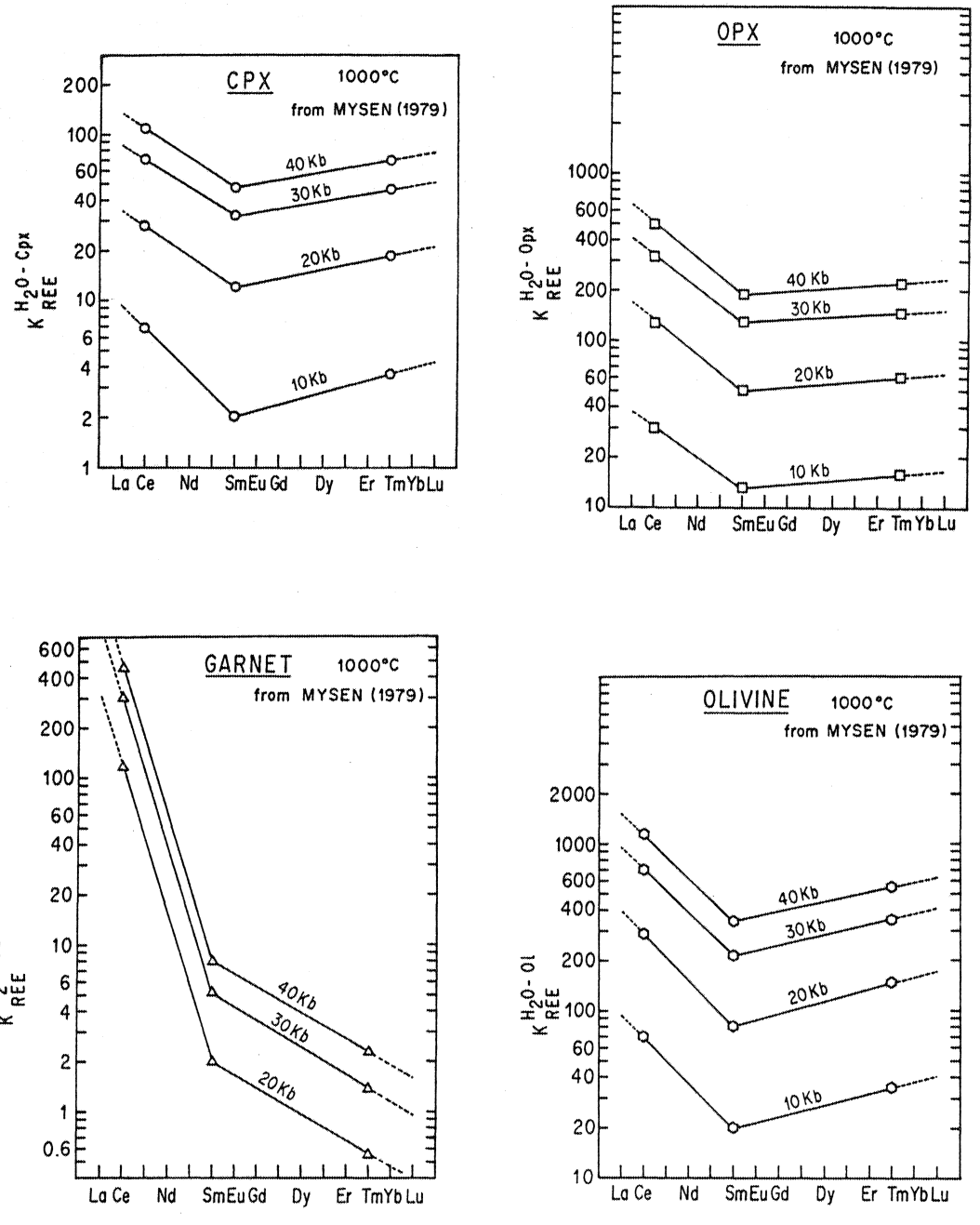


Figure n° V-12 :

Valeurs des coefficients de partage $K_D^{H2O-Cristaux}$ à différentes pressions.

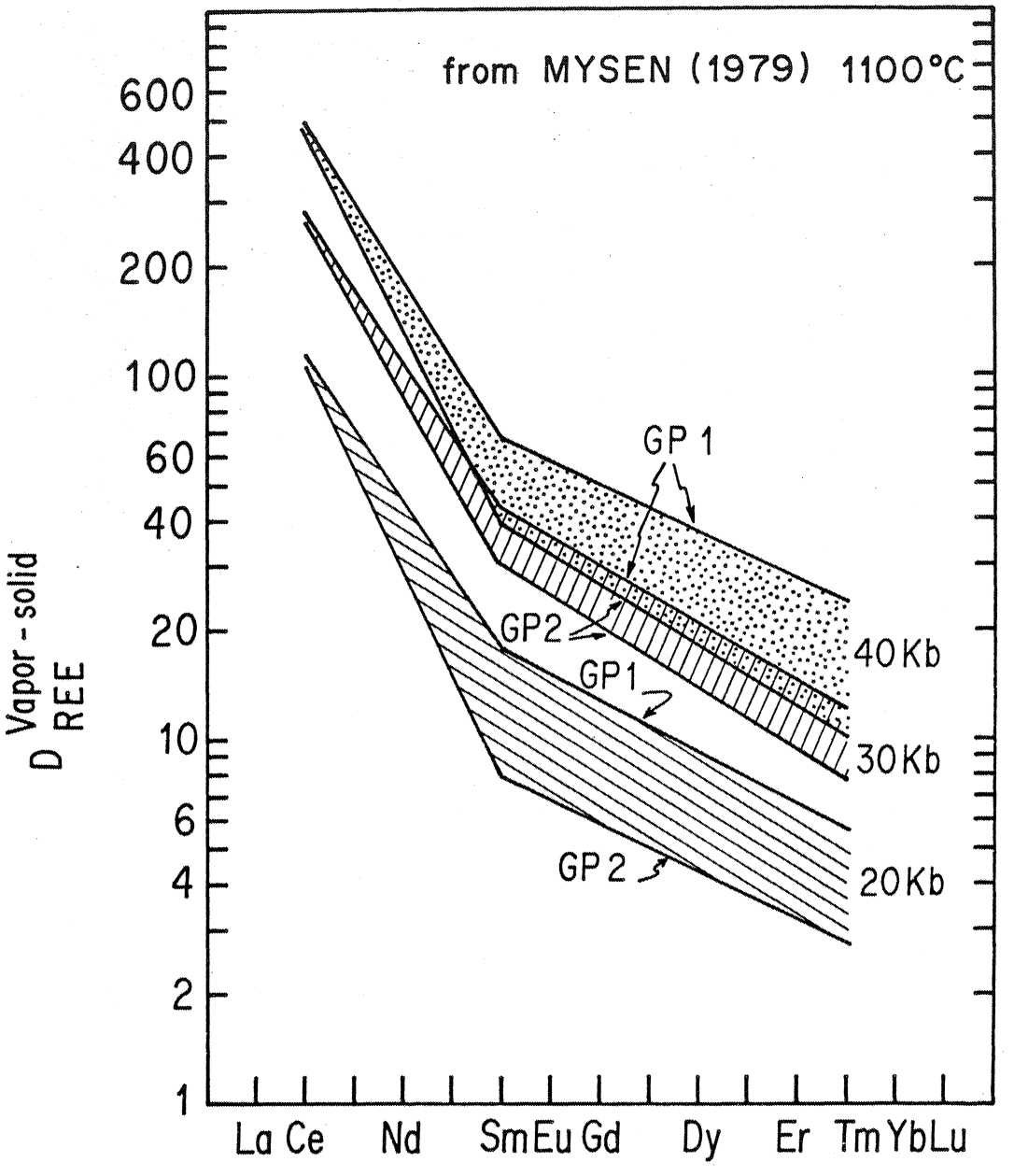


Figure n° V-13 :

Valeurs des $K_D^{Vapeur/Solide}$ pour deux nodules péridotitiques (GP1 et GP2). Ces valeurs augmentent de façon importante quand la pression passe de 20 à 40 Kbars.

augmentent de façon importante avec la pression (facteur de 5 pour le grenat et de 20 pour l'olivine, le Cpx et l'Opx : fig. n° V-12). Dans tous les cas, les Terres Rares sont principalement retenus dans la phase fluide et les K_D des LREE sont plus élevés que ceux des HREE. Ainsi, la phase fluide est très enrichie en Terres Rares par rapport à une péridotite à grenat et elle est beaucoup plus riche en LREE qu'en HREE quelques soient les conditions de pression (fig. n°V-12).

Les valeurs des coefficients globaux de distribution (D) pour des pressions supérieures à 40 Kbars ne sont pas connues, mais l'on peut imaginer qu'elles sont encore plus élevées et que le spectre de Terres Rares reste très fractionné. Les K_D^{REE} CO_2/cristal seraient probablement analogues à ceux concernant H_2O.

Toutes ces données peuvent être regroupées dans un même schéma de la façon suivante :

soit un fluide en équilibre avec une péridotite à grenat sous forte pression (> 40 Kb). Ce fluide est enrichi en REE et sans doute en d'autres éléments incompatibles tels que K, Rb, P, Ti, Sr, Ba, etc. Si cette phase fluide migre rapidement vers des niveaux moins profonds du manteau, les K_D (et les D) vont décroître très rapidement ; les éléments (en particulier les REE) "en excès" seront alors déposés dans le manteau péridotitique préalablement appauvri en éléments incompatibles. Ce manteau péridotitique est alors métasomatisé ; sa teneur en REE (et autres éléments incompatibles) est accrue avec un enrichissement en LREE supérieur à celui des HREE. La fusion de ce manteau métasomatisé par des phases fluides pourrait donner les basaltes alcalins ainsi que les autres magmas de la même famille tels que les kimberlites, les lamprophyres, etc...

2) Modèle semi-quantitatif

Tout d'abord, pour respecter les contraintes isotopiques, le fluide doit avoir un ε_{Nd} comparable à celui du manteau appauvri

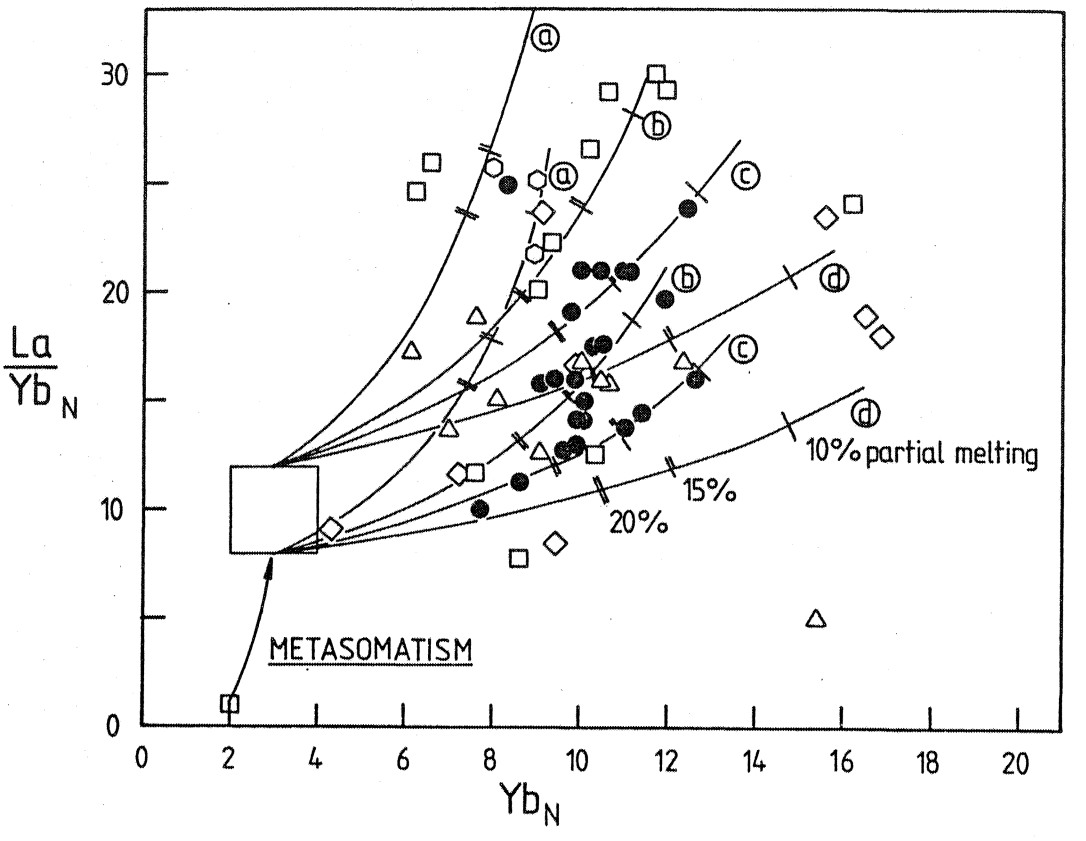


Figure n° V-14 :

Diagramme montrant les courbes d'évolution du liquide produit par fusion d'une péridotite mantellique métasomatisée (le grand carré blanc). Les minéralogies des résidus solides sont les suivantes :

	Ol	*Opx*	*Cpx*	*Gt*
Courbe a	*65*	*20*	*10*	*5*
Courbe b	*65*	*20*	*12*	*3*
Courbe c	*65*	*20*	*13*	*2*
Courbe d	*65*	*20*	*14*	*1*

Nous voyons qu'une fusion de 10 à 20% du manteau métasomatisé peut donner naissance à des liquides comparables aux échantillons analysés. Les symboles sont les mêmes que dans la figure n° V-6.

préexistant c'est-à-dire ε_{Nd} = + 5. En effet, si le fluide était caractérisé par un ε_{Nd} de 0, le mélange entre les deux composants présenterait le même problème que dans le cas d'une contamination par un liquide : l'enrichissement de la source métasomatisée serait trop faible pour pouvoir donner naissance aux basaltes alcalins par fusion.

Si l'on prend comme teneurs en REE de la source métasomatisée, les valeurs représentées par le carré dans la fig. n° V-14, il est possible de calculer la composition du liquide en fonction du taux de fusion et de la minéralogie du résidu solide. Plusieurs courbes d'évolution ont été représentées dans la figure n° V-14; tous les résidus solides contiennent du grenat avec une proportion variant de 1 à 5 %. Les données analytiques correspondent à des taux de fusion de 10 à 20 % sur les courbes théoriques. Quelques roches qui ont des spectres de Terres Rares très fractionnées (La/Yb > 30) n'ont pu être représentées dans la figure. Leurs points représentatifs correspondent à des taux de fusion partielle d'environ 5 % sur les courbes théoriques (ou bien à une cristallisation fractionnée importante).

Ces taux de fusion partielle semblent raisonnables et sont en accord avec les taux proposés par d'autres auteurs (Frey et al, 1978 ; Clague et Frey, sous presse). Ils n'excluent pas l'existence de cristallisation fractionnée ayant eu lieu après la fusion partielle.

Les teneurs en Terres Rares de la source métasomatisée peuvent être représentées sous forme d'un spectre (fig. n° V-15). Il est alors possible de faire un calcul rapide pour caractériser les quantités de REE déposées par le fluide en fonction de la proportion entre la quantité de REE provenant du solide initial et celle provenant du fluide (fig. n° V-15). Remarquons que cette proportion ne correspond pas aux pourcentages massiques ou volumiques de solide et de fluide. Elle ne s'adresse qu'aux REE. Les pourcentages en masse (ou volume) de solide initial (manteau supérieur

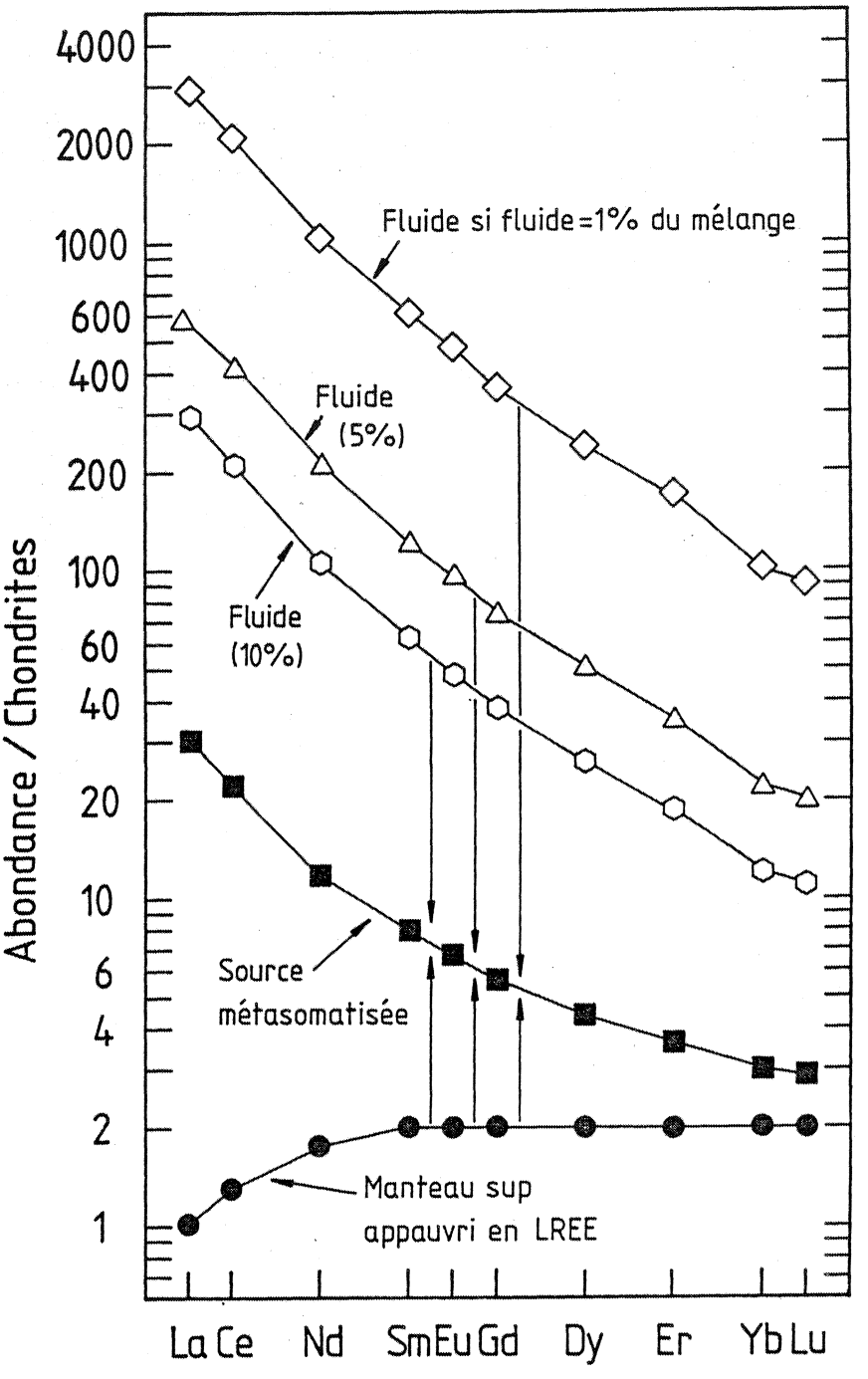


Figure n° V-15 :

Représentation graphique du spectre de REE de la source métasomatisée (carrés noirs). Ce spectre est obtenu par mélange (dans des proportions variables) d'un fluide (figurés blancs) et d'une source solide (cercles noirs). Le fluide et le manteau supérieur appauvri en LREE sont tous deux caractérisés par un ε_{Nd} de +5.

Tableau n° V-2

* Equation de fusion partielle : $C^l = \frac{Co}{F + D(1-F)}$

$Co = C^L (F + D(1-F))$

* Taux de fusion F fixé à 10 %

* Minéralogie résiduelle :

65 % Olivine + 20 % Opx + 13 % Cpx + 2 % Grenat

* Valeurs de C^l (concentrations dans le liquide prises comme étant égales à celles de l'échantillon 5012)

K : 11540 ppm Rb : 45 ppm

Sr : 967 ppm Ba : 665 ppm

* Valeurs de K_D (Arth et Hanson, 1975)

	$K_D^{Ol/liq}$	$K_D^{Opx/liq}$	$K_D^{Cpx/liq}$	$K_D^{Gt/liq}$
K	0,0068	0,014	0,038	0,015
Rb	0,0098	0,022	0,031	0,042
Sr	0,014	0,017	0,12	0,012
Ba	0,0099	0,03	0,026	0,023

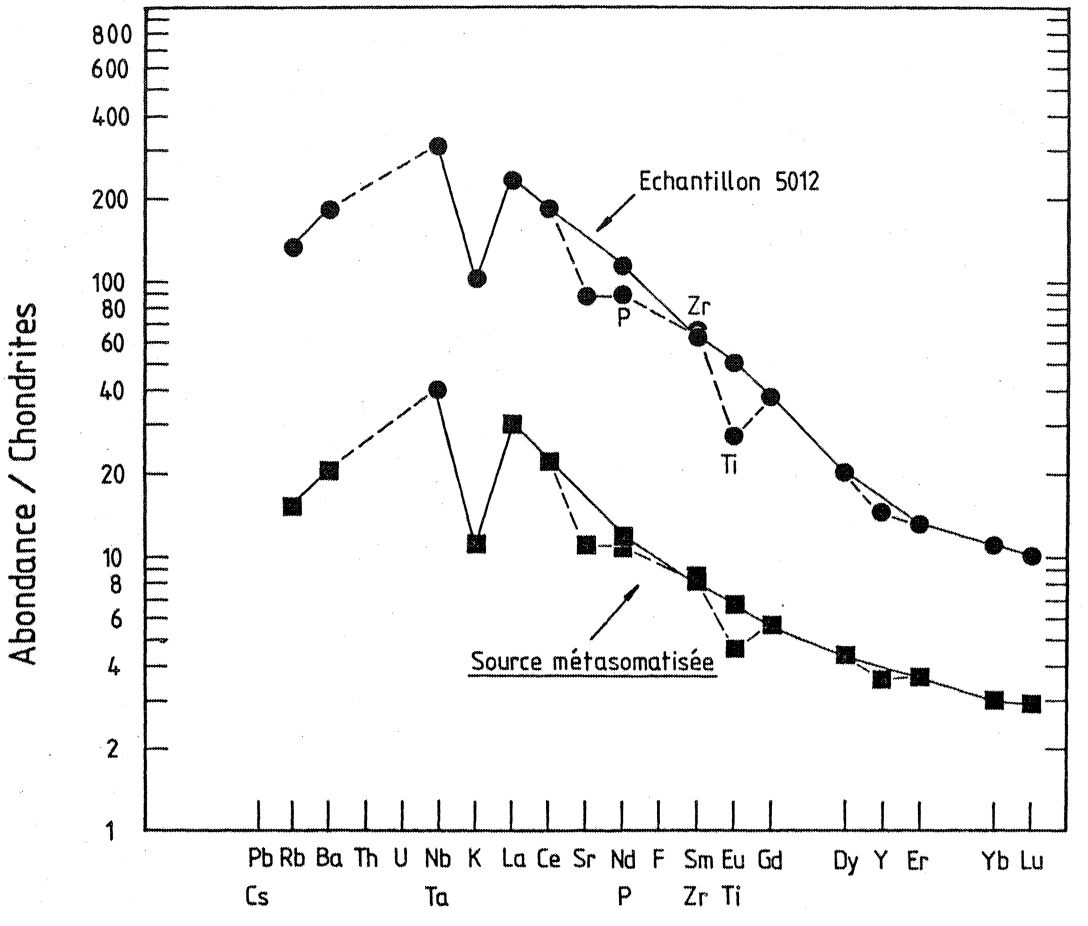


Figure n° V-16 :

Diagramme de Terres Rares élargi aux autres éléments traces. Un échantillon (n° 5012, basanite) et la source métasomatisée sont figurés. Les valeurs de Nb, P, Zr, Ti et Y dans la source métasomatisée ont été extrapolées à partir du spectre de REE. Les valeurs des autres éléments ont été calculées grâce à l' équation n° 11 (Shaw, 1970) de fusion partielle. Les valeurs de normalisation sont de Nakamura (1974), Sun et Nesbitt (1977), Sun et al (1979) et de Sun (1981, sous presse).

appauvri en LREE) et de fluide ne peuvent être calculés ici puisque la densité du fluide est inconnue.

En ce qui concerne les éléments incompatibles autres que les REE, nous savons que leurs teneurs dans les basaltes alcalins (sens large) sont très élevées. Il est possible de déterminer la concentration de certains de ces éléments dans la source métasomatisée. Les calculs ont été effectués en utilisant l'équation 11 de Shaw (1970) et les coefficients de partage de Arth et Hanson (1975). Dans le tableau n° V- 2, sont donnés les divers éléments de calculs: K_D, F, résidu, C^1. Les concentrations en K, Rb, Sr et Ba de la source métasomatisée sont alors de : K = 1300 ppm, Rb : 5 ppm, Sr : 120 ppm, Ba : 75 ppm. Ces teneurs sont très élevées par rapport aux valeurs mantelliques mais elles sont en bon accord avec celles des REE (fig. n° V-16).

Les concentrations des autres éléments (Nb, P, Zr, Ti, Y) dans la source métasomatisée peuvent être extrapolées dans la fig. n° V-16, si l'on accepte que ces éléments ont un comportement cohérent par rapport à celui des REE. La source métasomatisée apparaît donc comme étant enrichie en éléments incompatibles et plus particulièrement en LREE, Rb, Ba, Nb, K, Sr et P. Le fluide qui entraine l'enrichissement de la région source mantellique est riche en REE et en particulier en LREE ; il semble donc logique qu'il soit également enrichi en Rb, Ba, Nb, K, Sr et P.

Conclusion

Si l'on se place dans un cadre plus général, l'on peut constater que la majorité des basaltes alcalins terrestres ont des caractères tout à fait comparables à ceux du Massif Central français (éléments traces, constitutions isotopiques du Sr et du Nd) qu'ils se situent dans un contexte océanique ou continental. Ces caractères communs laissent présager d'une origine mantellique analogue à celles des basaltes du Massif Central et de processus pétrogénétiques comparables.

Le métasomatisme mantellique par une phase fluide est le modèle qui explique le mieux leur genèse. En envahissant le manteau terrestre préalablement appauvri en éléments incompatibles, cette phase fluide l'enrichit en éléments tels que les REE, le K, le Rb, le Ba, le Sr, etc. Ce manteau métasomatisé peut donner naissance à la famille des basaltes alcalins par fusion partielle : rappelons deux contraintes importantes :

1) le fluide doit avoir la même composition isotopique du Nd que le manteau qu'il envahit ($\varepsilon_{Nd} \simeq + 5$). Pour que la phase fluide conserve cet ε_{Nd} de + 5, malgré son enrichissement en LREE, elle doit avoir une durée d'existence brève (< 100 M.A.).

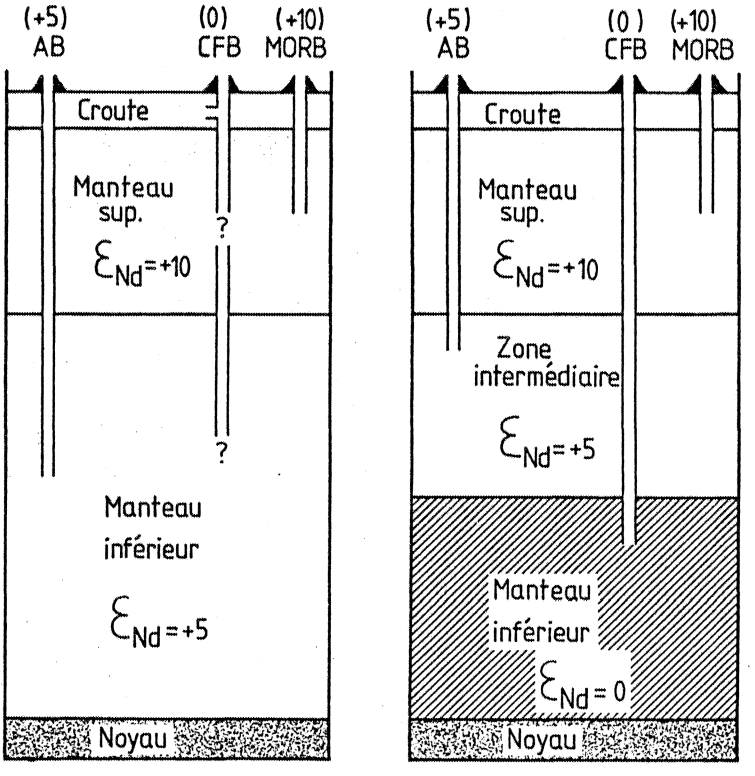
2) le même problème se pose pour le manteau métasomatisé ; la fusion partielle donnant naissance aux basaltes alcalins doit avoir lieu peu de temps après le métasomatisme de façon à ce que la constitution isotopique du Nd ne varie pas.

Rappelons que ce modèle n'exclue en aucune manière tous les phénomènes postérieurs à la fusion partielle, tels que la cristallisation fractionnée ou la contamination crustale.

Se pose alors le problème de la structure interne du manteau

terrestre. Alors que ce modèle de métasomatisme mantellique ne remet pas en cause l'existence du manteau supérieur appauvri en éléments incompatibles qui est la région source des MORB, il peut faire douter de l'existence du manteau inférieur indifférencié (ε_{Nd} = 0). En d'autres termes :

- ou bien, le manteau inférieur est caractérisé non pas par un ε_{Nd}= 0 mais plutôt par un ε_{Nd} = + 5 ce qui implique un appauvrissement en éléments incompatibles (en particulier en LREE) moins important que dans le manteau supérieur,
- ou bien, il existe une zone intermédiaire caractérisée par un ε_{Nd} = + 5. Cette zone intermédiaire pourrait se situer entre le manteau inférieur (ε_{Nd} = 0) et le manteau supérieur (ε_{Nd} = + 10) et serait relativement épaisse. En effet, les fluides doivent pouvoir remonter suffisamment dans cette zone intermédiaire pour subir une décompression et déposer les éléments incompatibles qu'ils contiennent. Ces deux hypothèses sont schématisées dans la figure ci-dessous :



Hypothèse n° 1 *Hypothèse n° 2*

AB = basaltes alcalins, CFB = "continental flood basalts", MORB = "mid ocean ridge basalts". Les échelles ne sont pas respectées.

Dans la première hypothèse, les MORB proviennent du Manteau supérieur et les basaltes alcalins du Manteau inférieur. L'origine mantellique des "continental flood basalts" n'est pas, dans ce cas, déterminée, mais ils sont contaminés par la croûte continentale et ont alors une valeur de ε_{Nd} proche de 0.

Dans la deuxième hypothèse envisagée, les trois types de basaltes (MORB, basaltes alcalins, "continental flood basalts") ont une origine mantellique directe.

Dans l'état actuel des connaissances, il est difficile de trancher entre ces deux modèles. D'autres travaux liant l'étude des éléments traces et les études isotopiques sont nécessaires pour mieux argumenter et discuter ces hypothèses.

Pour conclure, rappelons les principaux caractères du modèle de métasomatisme mantellique :

- intervention d'une phase fluide dans des proportions variant suivant les régions.

- Ce fluide est enrichi en éléments incompatibles. Sa nature n'est pas déterminée ici, mais nous pouvons penser, d'après les travaux de pétrologie expérimentale, que le rapport X_{CO_2} est élevé.

- Le problème de l'origine du fluide n'est pas résolu. Il peut avoir une origine mantellique profonde (Boettcher et O'Neil, 1980), mais il peut aussi provenir de la croûte océanique subductée Dans ce cas, il doit s'être réhomogénéisé avec le manteau pour acquérir une constitution isotopique du Nd mantellique.

- Les basaltes alcalins (sens large) sont issus par 10 à 20 % de fusion partielle, d'un manteau métasomatisé. Ces taux de fusion sont comparables à ceux proposés par Sun et Hanson (1975) et Frey et al (1978).

- le métasomatisme mantellique doit avoir lieu peu de temps avant la fusion et non 1000 à 3000 M.A. avant comme l'ont proposé Sun et Hanson (1975).

Annexe

Description pétrographique des lames minces.
Localisation géographique de l'échantillonnage.

ECHANTILLONS DU CANTAL

Echantillon Terrain	Chimie	Origine	Nature	Description pétrographique	Remarques
MC 1	5008	Carrière de Lachaux (coulée de Carlat) 5,15 ± 0,45 Bellon et al (1972)	Basanite	- phénocristaux : olivine 10 % augite titanifère rare - microlites : plagioclase (Labrador) - mésostase : clinopyroxènes abondants 45 % - opaques (10-15 %) verre brun développé (13 %)	xénolites entourés d'un manchon de Cpx le verre a tendance à recristalliser sous forme de cristallite (aiguilles d'Ilménite)
MC 6	5009	Les Ternes	Basanite	- phénocristaux : olivine - augite titanifère - microlites : plagioclase - mésostase : nombreux microcristaux d'augite - opaques - rares olivines verre peu abondant	Les olivines présentent systématiquement une bordure iddingsitisée
MC 10	5010	Rocher Laval	Hawaïte	- phénocristaux : olivine peu abondante augite titanifère rare - microlites : - plagioclases abondants - microcristaux : - pyroxènes -olivines iddingsitisées - opaques	légère iddingsitisation des olivines texture avec tendance à devenir fluidale - pas de verre
MC 7 MC 8	5251 5252	Côte du Pignou (Murat)	Basalte alcalin	- phénocristaux : olivine - rares augites - les plagioclases se présentent sous la forme de microlites très serrés - mésostase : augite - opaques - rares olivines	olivines légèrement iddingsitisées
MC 9	5253	Bredons (Neck) (Murat)	Basanite	- phénocristaux : olivine - augite - microlites : plagioclase - pâte : augite principalement - olivine - opaques - verre	présence de rares xénolites de quartz entourés de pyroxènes présence sporadique de géodes remplies de carbonates
MC 12	5254	Les Huttes (partie amont de la coulée de Carlat)	Basanite	- phénocristaux : olivine 8 % - rares augites - plagioclases microlitiques - pâte : augite abondante 50 % - opaques 14 % - verre brun abondant 15 %	quelques xénolites recristallisation du verre brun en cristallite
MC 13	5011	Rouffilanges 3,8 ± 0,3 Bellon et al.(1972)	Basanite	- phénocristaux : olivine 9 % - rares augites - microlites : pyroxènes - mésostase : augite très abondante 45 %- opaques 6 % - plagioclase 3 % - olivine 2 % -	iddingsitisation irrégulière des olivines présence de quelques xénocristaux de quartz
MC 15	5255	Col de Néronne	Basalte alcalin	- phénocristaux : olivine augite rare plagioclases microlitiques - mésostase : opaques très abondants - augite - olivine - verre	olivine largement iddingsitisée olivine totalement iddingsitisée
MC 16	5012	Roc du Merle	Basanite	- phénocristaux : olivine - rares augites - pyroxènes microlitiques abondants et serrés - pâte : pyroxène - opaques - rare olivine - verre très peu développé	olivine partiellement iddingsitisée
MC 17	5013	Apchon (Neck) 9,50 ± 0,25 Bellon et al(1972)	Basalte alcalin	- phénocristaux : olivine principalement - augite - microlites : plagioclase avec parfois une tendance à la fluidalité - microcristaux : opaques abondants - augite - olivine - peu de verre	

ECHANTILLONS DE L'AUBRAC

MC 2	5124	Laguiole	Hawaïte	pas de phénocristaux : texture microlitique aphanitique - microlites de plagioclase abondants - microcristaux : olivine - opaques - augite titanifère	les microlites montrent une tendance à la fluidalité par endroits On peut observer des zones avec une recristallisation de calcite (légère altération du verre)
MC 3	5125	Laguiole	Basanite	- phénocristaux : augite abondante - olivine abondante - microlites : plagioclase - microcristaux : olivine iddingsitisée augite - opaques très abondants - verre très peu abondant	les olivines sont très légèrement iddingsitisées présence de rares xénolites entourés d'un manchon de pyroxène
MC 4	5126	Carrière de Laguiole	Basalte alcalin	texture microlitique à tendance aphanitique microlites abondants de plagioclase - microcristaux : olivine - augite - opaques - absence de verre	les microlites montrent une certaine fluidalité par endroits présence de rares enclaves de péridotites
MC 5	5127	Lacalm	Basanite	- phénocristaux : olivine - augite titanifère - microlites de plagioclases - microcristaux : pyroxène - olivine- opaques verre peu abondant	les olivines sont légèrement iddingsitisées présence de quelques xénolites avec manchon de pyroxènes

ECHANTILLONS DE LA CHAINE DES PUYS

Echantillon Terrain	Chimie	Origine	Nature	Description pétrographique	Remarques
MC 22	5128	Coulée du Tartaret	Hawaïte	- phénocristaux : augite titanifère - rares olivines - plagioclases - microlites de plagioclases - microcristaux : augite - opaques - quelques olivines verre peu abondant	
MC 31	5129	Channonat (coulée du Puy de Mey)	Basanite	- phénocristaux : olivine - pyroxène - microlites de plagioclase - microcristaux : augite - opaques - rares olivines pas de verre	
MC 32	5130	St Saturnin coulée du système des Puys de la Vache et Lassolas	Hawaïte	- phénocristaux : augite principalement rares olivines - microcristaux : augite - opaques - microlites de plagioclase abondants	présence de quelques xénolites entourés d'un manchon de pyroxène les microlites montrent par endroit une tendance à la fluidalité
MC 33	5131	Coulée du Puy de la Rodde	Basanite	- phénocristaux : augite essentiellement - rares olivines - microlites de plagioclases - microcristaux : opaques abondants - augite verre peu abondant	
MC 34	5132	Coulée d'Olby	Hawaïte	- phénocristaux d'olivines rares - les microlites de plagioclase sont abondants et présentent une légère tendance à la fluidalité - microcristaux :opaques abondants - pyroxènes - olivine - verre peu abondant	
MC 35	5308	Puy de Dôme	"Domite" Trachyte	- phénocristaux : biotite - feldspaths andésine - microlites : feldspath - sanidine - microcristaux : opaques - biotite - verre - quartz tridymite - minéraux accessoires : apatite	
MC 36	5133	Coulée du "Puy de Dôme"	Hawaïte	- phénocristaux : peu abondants d'augite et d'olivine - les microlites de plagioclases sont très abondants - microcristaux : olivine - augite - opaques - verre absent	les olivines sont légèrement iddingsitisées
				ECHANTILLONS DU MONT DORE	
MC 19	5256	Chastreix	Basanite	- phénocristaux d'olivine - microlites de plagioclase - microcristaux : pyroxènes abondants - opaques le verre brun est bien développé	rares taches de calcite (déstabilisation du verre) Rares xénolites entourés d'un manchon de pyroxène
MC 21	5301	St Victor La Rivière	Hawaïte	- phénocristaux : olivine - augite titanifère - microlites de plagioclase - microcristaux : pyroxène - opaques très abondants - rares olivines	les olivines sont très légèrement iddingsitisées certaines augites présentent un coeur vert(chrome) - le verre n'est pas visible par feutrage
MC 23	5302	Lac de Guéry	Basanite	- phénocristaux : olivine - augite - microlites : plagioclases - microcristaux : pyroxènes - opaques olivines rares	
MC 25	5303	Sanadoire	Phonolite	- texture fluïdale - phénocristaux : biotite - hauyne augite aegerynique - amphibole - olivine sporadique - minéraux accessoires : sphènes abondants - apatites abondants - opaques sanidine	
MC 26	5304		Basanite	- phénocristaux : olivines abondantes augite - microlites de plagioclase - microcristaux : augites - opaques - rares olivines	présence accidentelle de xénolites
MC 27	5305	Carrière Mignale	Mugéarite	- phénocristaux : augite - olivine - sanidine - microlites de plagioclase - microcristaux : augite - opaques - rares olivines	les olivines sont légèrement iddingsitisées
MC 29	5306	Carrière Monneron	Phonolite	- texture microlitique fluidale à tendance trachytique - phénocristaux : plagioclases - sanidine - hauyne - aegyrine - microlites de sanidine - microcristaux : opaques - augite - épidote	présence de sphènes très abondants
MC 30	5307	Murat	Basanite	- phénocristaux : augite principalement olivine - microlites de plagioclase - microcristaux : augite - opaques - rares olivines - verre brun abondant	présence de quelques vacuoles remplies de carbonates

Bibliographie

ALLEGRE C.J., BEN OTHMAN D., POLVÉ M. et RICHARD P. (1979) - The Nd-Sr isotopic correlation in mantle materials and geodynamic consequences. Physics of the Earth and Planetary Interiors, 19, 293-306.

ALLEGRE C.J., BREVAT O., DUPRÉ B. et MINSTER J.F. (1980) - Isotopic and chemical effects produced in a continuously differentiating convecting Earth mantle. Phil. Trans. R. Soc. Lond, A 297, 447-477.

ALLEGRE C.J., DUPRÉ B., LAMBERT B. et RICHARD P. (1981) - The subcontinental versus suboceanic debate, I. Lead-Neodynium - Strontium isotopes in primary alkali basalts from a shield area : the Ahaggar volcanic suite. Earth Planet. Sci. Lett., 52, 85-92.

ARTH J.G. et HANSON G.N. (1975) - Geochemistry and origin of the early Precambrian crust of northeastern Minnesota. Geochim. Cosmochim. Acta., 39, 325-362.

BARR S.M. et MACDONALD A.S. (1981) - Geochemistry and geochronology of late Cenozoic basalts of Southeast Asia : Summary. Geol. Soc. Am. Bull., 92, 508-512.

BASU A.R., RAY S.L., SAHA A.K. et SARKAR S.N. (1981) - Eastern Indian 3800-Million Year Old Crust and Early Mantle Differentiation. Science, 212, 1502-1506.

BAUBRON J.C. et CANTAGREL J.M. (inéd.) - Volcanologie : les deux volcans des Monts Dore (Massif Central français) : arguments chronologiques.

BAUBRON J.C. et DEMANGE J. (1974) - Confirmation par des mesures radiométriques (méthode K-Ar) de l'épisode explosif du Miocène supérieur dans le Centre du Cantal (Cantal - France). C.R. Somm. Soc. Géol. Fr., 5, 129-132.

BAUBRON J.C. et DEMANGE J. (inéd.) - First geochronological study of the volcanic plateau of Aubrac (French Massif Central). Tectonic and regional implications.

BELLON H., BROUSSE R., LAMBERT A., CORNEN G., LE GARREC M.J., MAURY R., PESME M.F., BLAIS S., LARROQUE P. et BAUDEIGNE L. (1972a) - Longue activité volcanique du Cantal, de 21 à 3,8 millions d'années. C.R. Acad. Sc. Fr., (D) 274, 2409-2412.

BELLON H., BROUSSE R., MERVOYER B. et BLAIS S. (1972b) - Age absolu du massif volcanique du Mont Dore. C.R. Acad. Sci. Fr: (D) 274, 2740-2743.

BERNARD-GRIFFITHS J., PEUCAT J.J., VIDAL Ph. (1981) - Isotopic ages (U-Pb, Rb-Sr and Sm-Nd) of Precambrian granulites from the Lapland, Finland. (abstract) ECOG VII, Jérusalem.

BEST M.G. et BRIMHALL W.H. (1974) - Late Cenozoic alkali basaltic magmas in the western Colorado Plateaus and the Basin and range transition zone, U.S.A. and their bearing on mantle dynamics : Geological. Society of American Bulletin, 85, 1677-1690.

BOETTCHER A.L. et O'NEIL J.R. (1980) - Stable isotope chemical and petrographic studies of high-pressure amphiboles and micas : evidence for metasomatism in the mantle source regions of alkali basalts and kimberlites. American Journal of Science, 280-A, 594-621.

BOETTCHER A.L., O'NEIL J.R., WINDOM K.E., STEWART D.C. et WILSHIRE H.G. (1979) - Metasomatism of the upper mantle and the genesis of kimberlites and alkali basalts. In : the Mantle sample : inclusions in kimberlites and other volcanics. American Geophysical Union.

BROOKS C.D., JAMES D. et HART S.R. (1976a) - Ancient lithosphere : its role in young continental volcanism. Science 193, 1086-1094.

BROOKS C., JAMES D.E., HART S.R. et HOFMAN A.W. (1976b) - Rb-Sr mantle isochrons. Ann. Rept. Dept. Terr. Mag. 176-207.

BROUSSE R. (1961) - Analyses chimiques des roches volcaniques tertiaires et quaternaires de la France. Bull.Serv. Carte Géol. Fr., 58, 160 p.

BROUSSE R. (1967) - Pétrologie, Tome I."Précis de géologie", Aubouin J., Brousse R., et Lehmann J.P., Dunod, Paris, 712 p.

BROUSSE R. (1971) - Magmatologie du volcanisme néogène et quaternaire du Massif central. Symp. J. Jung. Plein Air Serv. Ed. Clermont Ferrand. 377-478.

BROUSSE R., DELIBRIAS G., LABEYRIE J. et RUDEL A. (1969) - Elements de chronologie des éruptions de la Chaîne des Puys. Bull. Soc. Géol. Fr., 7, 8, 223-245.

BROWN G.M., PINSENT R.H. et COISY P. (1980) - The petrology of spinel-peridotite xenoliths from the Massif central, France. American Journal of Science, 280-A , 471-498.

BURNHAM C.W. (1967) - Hydrothermal fluids at the magmatic stage. In H.L. Barnes, ed., "Geochemistry of hydrothermal ore Deposits", 34-67.

CAMUS G., DE GOER DE HERVÉ A., KIEFFER G., MERGOIL J. et VINCENT P.M. (1975) - Volcanologie de la Chaîne des Puys. Imprimerie Moderne, Aurillac, 112 p.

CALVEZ J.Y. et LIPPOLT H.J. (1980) - Strontium Isotope Constraints to the Rhine Graben Volcanism. N.Jb. Miner. Abh. 139, 59-81.

CAMUS G. et VIALETTE Y. (1969) - Géochimie du potassium, rubidium, strontium et constitution isotopique du strontium dans quelques laves de la Chaîne des Puys et de la Comté d'Auvergne (Massif Central français).C.R.Somm. Soc. géol.France, 8 : 284-286.

CANTAGREL J.M. et PREVOT M. (1971) - Paléomagnétisme et âge rubidium-potassium argon des basaltes du Devès aux environs de Saint-Arcons d'Allier (Massif Central, France). C.R. Sci. Fr., (D) 273, 261-264.

CARLSON R.W., MACDOUGALL J.D. et LUGMAIR G.W. (1978) - Differential Sm/Nd evolution in oceanic basalts. Geophysical Research Letters, 5, 229-232.

CARTER S.R., EVENSEN N.M., HAMILTON P.J. et O'NIONS R.K. (1978) - Continental volcanics derived from enriched and depleted source regions : Nd and Sr isotope evidence. Earth Planet. Sci. Lett. 37, 401-408.

CLAGUE D.A. et FREY F.A. (1981) - Petrology and trace element geochemistry of the Honolulu volcanic series, Oahu : implications for the oceanic mantle below Hawaii. Inédit.

COHEN R.S., EVENSEN N.M., HAMILTON P.J. et O'NIONS R.K. (1980) - U-Pb, Sm-Nd and Rb-Sr systematics of mid-ocean ridge basalt glasses. Nature, 283, 149-153.

COOMBS D.S. (1963) - Trends and affinities of basaltic magmas and pyroxenes as illustrated on the Diopside - olivine - silica diagram. Mineral. Soc. Amer. Spec. Paper, 1, 227-250.

COOMBS D.S. et WILKINSON J.F.G. (1969) - Lineages and fractionation trends inundersaturated volcanic rocks from the East Otago volcanic province (New Zealand) and related rocks. Journal of Petrology, 10, 440-501.

CORYELL C.D., CHASE J.W. et WINCHESTER J.W. (1963) - A procedure for geochemical interpretation of terrestrial rare earth abundance patterns. Journ. Geophys. Res., 68, 559-566.

CULLERS R.L. et MEDARIS G.Jr. (1977) - Rare earth elements in carbonatite and cogenetic alkaline rocks : examples for Seebrook Lake and Callander Bay, Ontario. Contrib. Mineral. Petrol. 65, 143-153.

CULLERS R.L., MEDARIS L.G. et HASKIN L.A. (1973) - Experimental studies of the distribution of rare earth as trace elements among silicate minerals and liquids and water. Geochim. Cosmochim. Acta. 37, 1499-1512.

DAWSON J.B. (1972) - Kimberlites and their relationship to the upper mantle. Phil. Trans. R. Soc. London. A 291, 297-311.

DAWSON J.B. (1980) - Kimberlites and their xenoliths. Minerals and Rocks n° 15. Springer-Verlag, 250 p.

DE GOER DE HERVÉ A. et MERGOIL J. (1971) - Structure et dynamique des édifices volcaniques récents du Massif Central. Symposium J.Jung, Plein Air Service, Clermont Ferrand. 345-376.

DEPAOLO D.J. (1981) - Nd isotopic studies : some new perspectives on earth structure and evolution. Eos. 62, 14, 137-140.

DEPAOLO D.J. et WASSERBURG G.J. (1976a) - Nd isotopic variations and petrogenetic models. Geophysical Research Letters, 3, n° 5, 249-252.

DEPAOLO D.J. et WASSERBURG G.J. (1976b) - Inferences about magma sources and mantle structure from variations of 143 Nd/ 144 Nd. Geophysical Research Letters, 3, n° 12, 743-746.

DEPAOLO D.J. et WASSERBURG G.J. (1977) - The sources of island arcs as indicated by Nd and Sr isotopic studies. Geophysical Research Letters, 4, n° 10, 465-468.

DEPAOLO D.J. et WASSERBURG G.J. (1979a) - Sm-Nd age of the Stillwater complex and the mantle evolution curve for Neodynium. Geochim. Cosmochim. Acta, 43, 999-1008.

DEPAOLO D.J. et WASSERBURG G.J. (1979b) - Neodynium isotopes in flood basalts from the Siberian Platform and inferences about their mantle sources. Proceeding of the National Academy of Sciences USA, 76, N° 7, 3056-3060.

DEPAOLO D.J. et WASSERBURG G.J. (1979c) - Petrogenetic mixing models and Nd-Sr isotopic patterns. Geochim. Cosmochim. Acta. 43, 615-627.

DRAKE M.J. et WEILL D.F. (1975) - The partition of Sr, Ba, Ca, Y, Eu^{2+}, Eu^{3+}, and other REE between plagioclase feldspar and magmatic liquid ; An experimental study. Geochim. Cosmochim. Acta, 39, 689-712.

EBY G.N. (1975) - Abundance and distribution of the rare-earth elements and Yttrium in the rocks and minerals of the Oka carbonatite complex, Quebec. Geochim. Cosmochim. Acta, 39, 597-620.

EGGLER D.H. (1978) - The effect of CO_2 upon partial melting of peridotite in the system Na_2O - CaO - Al_2O_3 - MgO - SiO_2 - CO_2 to 35 kb, with an analysis of melting in a peridotite - H_2O - CO_2 system. American Journal of Science, 278 , 305-343.

EGGLER D.H. et HOLLOWAY J.R. (1977) - Partial melting of peridotite in the presence of H_2O and CO_2 : principles and review. Reprinted from "Magma genesis ; proceedings of the american Geophysical Union Chapman Conference on partial melting in the earth's upper-mantle" (oreg. Dep. Geol. Miner. Ind. Bull. 96, 15-36.

EGGLER D.H. et ROSENHAUER M. (1978) - Carbon dioxide in silicate melts. II solubilities of CO2 and H_2O in $CaMgSi_2O_6$ (diopside) liquids and vapors at pressures to 40 Kbar. American Journal of Science. 278, 64-94.

ERLANK A.J., ALLSOPP H.L., DUNCAN A.R. et BRISTOW J.W. (1980) - Mantle heterogeneity beneath southern Africa : evidence from the volcanic record. Phil. Trans. R. Soc. Lond. A 297, 295-307.

EUGSTER O., TERA F., BURNETT D.S. et WASSERBURG G.J. (1970) - Isotopic composition of Gadolinium and neutron-capture effects in some meteorites. Journal of Geophysical Research, 75, 14.

EVENSEN N.M., HAMILTON P.J. et O'NIONS R.K. (1978) - Rare-earth abundances in chondritic meteorites. Geochim. Cosmochim. Acta, 42, 1199-1212.

FAURE G. (1977) - Principles of isotope geology. Wiley J. and Sons, New York. 464 p.

FAURE G. et POWELL J.L. (1972) - Strontium isotope geology. Springer-Verlag. 188 p.

FREY F.A. et GREEN D.H. (1974) - The mineralogy, geochemistry and origin of lherzolite inclusions in Victorian basanites. Geochim. Cosmochim. Acta, 38, 1023-1059.

FREY F.A. et PRINZ M. (1978) - Ultramafic inclusions from San Carlos, Arizona : petrologic and geochemical data bearing on their petrogenesis. Earth Planet. Sci. Lett. 38, 129-176.

FREY F.A., GREEN D.H. et ROY S.D. (1978) - Integrated models of basalts petrogenesis : a study of quartz tholeites to olivine melilitites from south eastern Australia utilizing geochemical and experimental petrological data. Journal of Petrology, 19, n° 3, 463-513.

GAST P.W. (1968) - Trace element fractionation and the origin of tholeiitic and alkaline magma types. Geochim. Cosmochim. Acta. 32, 1057-1086.

GIROT M., BAILEY D.K., BAKER P.E., FISCHER R.V., MAURY R., ROCCI M., SCHMINCKE H. et UPTON B.G. (1978) - Les roches volcaniques : pétrologie et cadre structural. Doin Editeurs, 239 p.

GLANGEAUD L. (1943) - Evolution des magmas du Massif volcanique du Mont-Dore. Essai d'interprétation géophysique. Bull. Soc. Géol. Fr., 5, 3, 419-440.

GLANGEAUD L. et LETOLLE R. (1962) - Evolution géochimique et géodynamique des magmas du Massif volcanique du Mont Dore et de l'Auvergne. Méthodes et conséquences générales. Bull. Soc. Fr. Min. Crist. 85, 296-308.

GREEN D.H. (1971) - Compositions of basaltic magmas as indicators of conditions of origin : application to oceanic volcanism. Phil. Trans. R. Soc. Lond, 268A , 707-725.

GREEN D.H. et LIEBERMAN R.C. (1976) - Phase equilibria and elastic properties of a pyrolite model for the oceanic upper mantle. Tectonophysics, 32, 61-92.

GRIFFIN W.L. et BRUECKNER H.K. (1980) - Caledonian Sm-Nd ages and a crustal origin for Norwegian eclogites. Nature, 285, 319-321.

GRUAU G., JAHN B.M. et GLIKSON A.Y. (1981) - Komatiites of the Onverwacht group, South Africa : REE geochemistry, Sm/Nd age and Mantle evolution. Soumis à Contrib. Mineral. Petrol.

GUETTARD J.E. (1756) - Mémoire sur quelques montagnes de la France qui ont été des volcans. Mém. Acad. Sc. pour 1752. 27

GUPTA M.C. et MACFARLANE R.D. (1970) - The natural alpha radioactivity of Samarium. Journ. Inorg. Nucl. Chem. 32, 3425-3432.

GURNEY J.J. et HARTE B. (1980) - Chemical variations in upper mantle nodules from southern African Kimberlites. Phil. Trans. R. Soc. Lond. A 297, 273-293.

HAMILTON P.J., O'NIONS R.K. et EVENSEN N.M. (1977) - Sm-Nd dating of archean basic and ultrabasic volcanics. Earth. Planet. Sci. Lett. 36, 263-268.

HAMILTON P.J., O'NIONS R.K., EVENSEN N.M., BRIDGWATER D. et ALLAART J.H. (1978) - Sm-Nd isotopic investigations of Isua supracrustals and implications for mantle evolution. Nature, 272, 41-43.

HAMILTON P.J., EVENSEN N.M. et O'NIONS R.K. (1979a) - Sm-Nd systematics of Lewisian gneiss : implications for the origin of granulites. Nature, 277, 25-28.

HAMILTON P.J., EVENSEN N.M., O'NIONS R.K., SMITH H.S. et ERLANK A.J. (1979b) - Sm-Nd dating of Onverwacht Group volcanics, southern Africa. Nature, 279, 298-300.

HAMILTON P.J., EVENSEN N.M., O'NIONS R.K., GLIKSON A.Y. et HIKMAN A.H. (1980) - Sm-Nd dating of the Talga-Talga subgroup, Warrawoona group, Pilbara Block, Western Australia. In Second Int. Archean Symp., Perth (eds J.E. Glover and D.I. Groves), 11-12.

HART S.R. et DAVIS K.E. (1978) - Nickel partitioning between olivine and silicate melt. Earth Planet. Sci. Lett. 40, 203-219.

HASKIN L.A., HASKIN M.A., FREY F.A. et WILDEMAN T.R. (1968) - Relative and absolute terrestrial abundances of the rare-earth. In "Origin and distribution of the Elements", Ahrens, L.R. (ed) 889-912.

HERRMANN A.G. (1974) - Yttrium and Lanthanides. In "Handbook of Geochemistry", Wedepohl, K.H. (ed), 39, II/2, 57-71.

HERTOGEN J. et GIJBELS R. (1976) - Calculation of trace element fractionation during partial melting. Geochim. Cosmochim. Acta, 40, 313-322.

HOFMANN A.W. et HART S.R. (1978) - An assessment of local and regional isotopic equilibrium in the mantle. Earth Planet. Sci. Lett. 38, 44-62.

IRVING A.J. (1980) - Petrology and geochemistry of composite ultramafic xenoliths in alkali basalts and implications for magmatic processes within the mantle. American Journal of Science, 280-A , 389-426.

JAHN B.M. et NYQUIST L.E. (1976) - Crustal evolution in the Early Earth-Moon system : constraints from Rb-Sr studies. In "Early History of the Earth" (edited by B.F. Windley) N.Y., Wiley-Interscience, 55-76.

JAHN B.M. et SUN S.S. (1979) - Trace element distribution and isotopic composition of archean greenstones. In "Origin and distribution of the elements". Ahrens L.H. (ed), 597-618.

JAHN B.M., SUN S.S. et NESBITT R.W. (1979) - REE distribution and petrogenesis of the Spanish Peaks igneous complex, Colorado. Contrib. Mineral. Petrol. 70, 281-298.

JAHN B.M., AUVRAY B., BLAIS S., CAPDEVILA R., CORNICHET J., VIDAL F. et HAMEURT J. (1980a) - Trace element geochemistry and petrogenesis of Finnish Greenstone Belts. Journal of Petrology, 21, 201-244.

JAHN B.M., BERNARD-GRIFFITHS J., CHARLOT R., CORNICHET J. et VIDAL F. (1980b) - Nd and Sr isotopic compositions and REE abundances of Cretaceous MORB (Holes 417 D and 418 A, Legs 51, 52 and 53). Earth Planet. Sci. Lett., 48, 171-184.

JAHN B.M., VIDAL Ph. et TILTON G.R. (1980c) - Archean mantle heterogeneity : evidence from chemical and isotopic abundances in Archean igneous rocks. Phil. Trans. R. Soc. Lond, A 297, 353-364.

JAHN B.M., GLIKSON A.Y., PEUCAT J.J. et HICKMAN A.H. (1981) - REE geochemistry and isotopic data of archean silicic volcanics and granitoids from the Pilbara Block, Western Australia : implications for the early crustal evolution. Geochim. Cosmochim. Acta, 45, 1633-1652.

JAVOY M. (1971) - Utilisation des isotopes de l'oxygène en magmatologie. Thèse, Paris, 196p.

JUNG J. et BROUSSE R. (1962) - Les provinces volcaniques néogènes et quaternaires de la France. Bull. Serv. Carte géol., France, 58, 1-61.

KAY R.W. et GAST P.W. (1973) - The rare earth content and origin of alkali-rich basalts. Journal of Geology, 81, 653-682.

KAY R., HUBBARD N.J. et GAST P.W. (1970)- Chemical characteristics and origin of oceanic ridge volcanic rocks. Journ. Geophys. Res., 75, 1585-1613.

KENNEDY G.C., WASSERBURG G.J., HEARD H.C. et NEWTON R.C. (1962) - The upper three-phase region in the system SiO_2 - H_2O. American Journal of Science. 260, 501-521.

KROGH T.E. (1973) - A low contamination method for decomposition of zircon and the extraction of U and Pb for isotopic age determinations. Geochim. Cosmochim. Acta, 37, 485-494.

LANGMUIR C.H., VOCKE R.D., HANSON G.N. et HART S.R. (1978) - A general mixing equation with applications to icelandic basalts. Earth Planet. Sci. Lett. 37, 380-392.

LAWLESS P.J., GURNEY J.J. et DAWSON J.B. (1979) - Polymict peridotites from the Bulfontein and De Beers Mines, Kimberley, South Africa. In "The mantle sample : inclusion in kimberlites and other volcanics" Boyd F.R., Meyer H.O.A. (eds), A.G. U., Washington, 145-155.

LETOLLE R. et KULBICKI G. (1969) - Géochimie des laves du massif volcanique plioquaternaire du Mont Dore. Bull. Centre Rech. Pau-SNPA, 3, 401-427, et 4, 191-233.

LLOYD F.E. et BAILEY D.K. (1975) - Light element metasomatism of the continental mantle : the evidence and the consequences. In "Physics and Chemistry of the Earth". Ahrens, Dawson, Duncan et Erlank (eds). 9, 389-416.

LOUBET M., BERNAT M., JAVOY M. et ALLEGRE C.J. (1972) - Rare-earth contents in carbonatites. Earth Planet. Sci. Lett., 14, 226-232.

LUGMAIR G.W. (1974) - Sm-Nd ages : a new dating method. (abstract). Meteoritics, 9, 369.

LUGMAIR G.W.et MARTI K.(1977) - Sm-Nd-Pu timepieces in the angra dos reis meteorite. Earth. Planet. Sci. Lett., 35, 273-284.

LUGMAIR G.W. et SCHEININ N.B. (1975) - Sm-Nd systematics of the Stannern meteorite.Meteoritics , 10, 447-448 (abstract).

LUGMAIR G.W., SCHEININ N.B. et MARTI K. (1975a) - Search for extinct 146Sm, 1. The isotopic abundance of 142Nd in the Juvinas meteorite. Earth. Planet. Sci. Lett., 27, 79-84.

LUGMAIR G.W., SCHEININ N.B. et MARTI K. (1975b) - Sm-Nd age and history of Apollo 17 basalt 75075 : evidence for early differentiation of the lunar exterior. Proc. Lunar Sci. Conf. 6th, 1419-1429.

MACDONALD G.A. et KATSURA T. (1964) - Chemical composition of Hawaiian lavas. Journal of Petrology, 5, 82-133.

MASUDA A., NAKAMURA N. et TANAKA T. (1973) - Fine structure of mutually normalized rare-earth patterns of chondrites. Geochim. Cosmochim. Acta, 37, 239-248.

MAURY R.C. (1976) - Contamination par l'encaissant et les enclaves et cristallisation fractionnée de séries volcaniques alcalines, continentales (Massif Central français) et océaniques (Pacifique central) : l'origine des laves acides. Thèse, Orsay, 455 p.

MAURY R.C. et VARET J. (1980) - Le volcanisme tertiaire et quaternaire en France. Colloque C7 (Géologie de la France) du 26°CGI 137-159.

MAURY R.C., BROUSSE R., VILLEMANT B., JORON J.L., JAFFREZICH., et TREUIL M. (1980) - Cristallisation fractionnée d'un magma basaltique alcalin : la série de la chaîne des Puys (Massif Central, France). Bull. Minéral., 103, 250-266.

MENZIES M. et MURTHY V.R. (1980a) - Nd and Sr isotope geochemistry of hydrous mantle nodules and their host alkali basalts : implications for local heterogeneities in metasomatically veined mantle. Earth Planet. Sci. Lett., 46, 323-334.

MENZIES M. et MURTHY V.R. (1980b) - Mantle metasomatism as a precursor to the genesis of alkaline magmas - Isotopic evidence. American Journal of Science, 280 A , 622-638.

MENZIES M. et MURTHY V.R. (1980c) - Enriched mantle : Nd and Sr isotopes in diopsides from kimberlite nodules. Nature, 283, 634-636.

MERCIER J.C. et NICOLAS A. (1975)- Textures and fabrics of upper mantle peridotites as illustrated by xenoliths from basalts. Journal of Petrology, 16, 454-487.

MERVOYER B., MAURY R. et VARET J. (1973) - Un mécanisme possible d'évolution des trachyandésites du Massif Central par cristallisation fractionnée sous pression d'eau. C.R. Acad. Sc. Paris, 277, 9-12.

MITCHELL R.H. et BELL K. (1976) - Rare-earth element geochemistry of potassic lavas from the Birunga and Toro-Ankole regions of Uganda, Africa. Contrib. Mineral. Petrol, 58, 293-303.

MOORE L.J., MOODY J.R., BARNES I.L., GRAMLICH J.W., MURPHY T.J., PAULSEN P.J. et SHIELDS W.R. (1973) - Trace determinations of rubidium and strontium in silicate glass standard reference materials. Anal. Chem., 45, 2384-2387.

MORGAN W.J. (1972) - Deep mantle convection plumes and plate motion. Amer. Ass. Petrol. Geol. Bull., 56, 203-213.

MYSEN B.O. (1979) - Trace element partitioning between garnet peridotite minerals and water-rich vapor : experimental data from 5 to 30 Kbar. American Mineralogist, 64, 274-287.

NAGASAWA H. et SCHNETZLER C.C. (1971) - Partitioning of rare-earth, alkali and alkali earth elements between phenocrysts and acidic igneous magma. Geochim. Cosmochim. Acta, 35, 953-968.

NAKAMURA N. (1974) - Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. Geochim. Cosmochim. Acta, 38, 757-775.

NAKAMURA N., TATSUMOTO M. et UNRUH D.M. (1976a) - Rb-Sr, Sm-Nd and U-Th-Pb systematics of the Pasamonte meteorite. Meteorit. Soc. 39th Annual. Meeting, p. 125.

NAKAMURA N., TATSUMOTO M., NUNES P.D., UNRUH D.M., SCHWAB A.P. et WILDEMAN T.R. (1976b) - 4.4 b.y.-old clast in Boulder 7, Appolo 17 : a comprehensive chronological study by U-Pb, Rb-Sr and Sm-Nd methods. Proc. Lunar Sci. Conf. 7th, 7, 2107-2129.

NAKAMURA N., UNRUH D.M., GENSHO R. et TATSUMOTO M. (1977) - Evolution history of lunar mare basalts : Apollo 15 samples revisited. Lunar Science VIII (Houston, Texas), 712-713.

NICHOLLS J.A. et HARRIS K.L. (1980) - Experimental rare earth element partition coefficients for garnet, clinopyroxene and amphibole coexisting with andesitic and basaltic liquids. Geochim. Cosmochim. Acta, 44, 287-308.

NORRY M.J., TRUCKLE P.H., LIPPARD S.J., HAWKESWORTH C.J., WEAVER S.D. et MARRINER G.F. (1980) - Isotopic and trace element evidence from lavas-bearing on mantle heterogeneity beneath Kenya. Phil. Trans. R. Soc. Lond. A, 297, 259-271.

NOTSU K., MABUCHI H., YOSHIOKA O., MATSUDA J. et OZIMA M. (1973) - Evidence of the extinct nuclide 146 Sm in "Juvinas" achondrite. Earth Planet. Sci. Lett., 19, 29-36.

O'NIONS R.K. et PANKHURST R.J. (1974) - Secular variation in the Sr-isotope composition of icelandic volcanic rocks. Earth. Planet. Sci. Lett., 21, 13-21.

O'NIONS R.K., HAMILTON P.J. et EVENSEN N.M. (1977) - Variations in 143 Nd/144 Nd and 87 Sr/86 Sr ratios in oceanic basalts. Earth Planet. Sci. Lett., 34, 13-22.

O'NIONS R.K., EVENSEN N.M. et HAMILTON P.J. (1980) - Différentiation and evolution of the mantle. Phil. Trans. R. Soc. Lond., A 297 479-493.

PAPANASTASSIOU D.A., DE PAOLO D.J. et WASSERBURG G.J. (1977) - Rb-Sr and Sm-Nd chronology and genealogy of mare basalts from the sea of tranquility. Proc. Lunar Sci. Conf. 8th 1639-1672.

PASTER T.P., SCHAUWECKER D.S. et HASKIN L.A. (1974) - The behavior of some trace elements during solidification of the Skaergaard layered series. Geochim. Cosmochim. Acta, 38, 1549-1577.

PERRIER G. et RUEGG J.C. (1974) - Structure profonde du Massif Central français. Ann. Geophys., 4, 29, 1-68.

PETERMAN Z.E. et HEDGE C.E. (1971) - Related strontium isotopic and chemical variations in oceanic basalts. Geol. Soc. Amer. Bull., 82, 493-500.

RAYLEIGH J.W.S. (1896) - Theoritical considerations respecting the separation of gases by diffusion and similar processes. Phil.Mag., 42, 77-107.

RICHARD P., SHIMIZU N. et ALLEGRE C.J. (1976) - Nd 143/Nd 146,a natural tracer : an application to oceanic basalts. Earth. Planet. Sci. Lett., 31, 269-278.

RINGWOOD A.E. (1975) - Composition and petrology of the Earth's Mantle. Mc Graw Hill.

RYABCHIKOV I.D. et BOETTCHER A.L. (1980) - Experimental evidence at high pressure for potassic metasomatism in the mantle of the Earth. American Mineralogist, 65, 915-919.

SAGGERSON E.P. et WILLIAMS L.A.V. (1964) - Ngurumanite from southern Kenya and its bearing on the origin of rocks in the northern Tanganyika alkaline district. Journal of Petrology, 5, 40-81.

SCHILLING J.G. (1975) - Rare earth variations across normal segments of the Reykjanes Ridge, 60-53°N, Mid-Atlantic Ridges 29°S and East Pacific Rise 2-19°S and evidence of the composition of the underlying low velocity layer. Journ. Geophys. Res., 80, 1459-1473.

SCHILLING J.G. et WINCHESTER J.W. (1967) - Rare earth fractionation and magmatic processes. In "Mantles of the Earth and Terrestrial Planets ed. S.K. Runcorn, 276-283.

SCHNETZLER C.C. et PHILPOTTS J.A. (1970) - Partition coefficients of rare-earth elements between igneous matrix material and rock-forming mineral phenocrysts II. Geochim. Cosmochim. Acta, 34, 331-340.

SHANNON R.D. et PREWITT C.T.(1969) - Effective crystal radii in oxides and fluorides. Acta Crystallogr., B 25, 925-946.

SHAW D.M. (1970) - Trace element fractionation during anatexis. Geochim. Cosmochim. Acta, 34, 237-243.

SHAW D.M. (1979) - Trace element melting models. In "Origin and distribution of the elements". Phys. Chem. of the Earth, 11, L.H. Ahrens (ed.), 577-586.

SHIMIZU H. (1980) - Experimental study on rare-earth element partitioning in minerals formed at 20 and 30 kb for basaltic systems.Geochemical Journal, 14, 185-202.

SHIMIZU N. et ARCULUS R.J. (1975) - Rare earth element concentrations in a suite of basanitoïds and alkali olivine basalts from Grenada, Lesser Antilles. Contrib. Mineral. Petrol., 50, 231-240.

SHIMIZU N. et KUSHIRO I. (1975) - The partitioning of rare-earth elements between garnet and liquid at high pressure : preliminary experiments. Geophys. Res. Lett., 2, 413-416.

SOURIAU-THEVENARD A. (1978) - Le manteau supérieur sous la France et les régions limitrophes au Nord. Thèse, Université Pierre et Marie Curie, Paris.

STEIGER R.H. et JAGER E. (1977) - Subcommission on geochronology : convention on the use of decay constant in geo- and cosmochronology. Earth Planet. Sci. Lett., 36, 359-362.

STETTLER A. et ALLEGRE C.J. (1979) - 87 Rb-87 Sr constraints on the genesis and evolution of the Cantal continental volcanic system (France). Earth Planet. Sci. Lett., 44, 269-278.

STOSCH H.G. et SECK H.A. (1980) - Geochemistry and mineralogy of two spinel peridotite suites from Dreiser Weiher, West Germany. Geochim. Cosmochim. Acta, 44, 457-470.

STRONG D.F. (1972) - Petrology of the Island of Moheli, Western Indian Ocean. Geol. Soc. Amer. Bull., 83, 389-406.

SUN S.S. (1981) - Chemical composition and origin of the earth's primitive mantle. Geochim. Cosmochim. Acta, sous presse.

SUN S.S. et HANSON G.N. (1975) - Origin of Ross Island Basanitoids and limitations upon the heterogeneity of mantle sources for alkali basalts and nephelinites. Contrib. Mineral. Petrol., 52, 77-106.

SUN S.S. et JAHN B.M. (1975) - Lead and strontium isotopes in post-glacial basalts from Iceland. Nature, 255, 527-530.

SUN S.S. et NESBITT R.W. (1977) - Chemical heterogeneity of the Archean mantle, composition of the earth and mantle evolution. Earth Planet. Sci. Lett., 35, 429-448.

SUN S.S., NESBITT R.W. et SHARASKIN A.Y. (1979) - Geochemical characteristics of mid-ocean ridge basalts. Earth Planet. Sci. Lett., 44, 119-138.

TERAKADO Y. (1980) - Fine structures of rare earth element patterns of Tahitian rocks. Geochemical Journal, 14, 155-166.

THORNTON C.P. et TUTTLE O.F. (1960) - Chemistry of Igneous rocks : pt I, differentiation index. American Journal of Science, 258, 664-684.

UNRUH D.M., NAKAMURA N. et TATSUMOTO M. (1977) - History of the Pasamonte achondrite : relative susceptibility of the Sm-Nd, Rb-Sr, and U-Pb systems to metamorphic events. Earth. Planet. Sci. Lett., 37, 1-12.

VELDE D. (1967) - Sur le caractère alcalin des basaltes tertiaires et quaternaires de France. C.R. Acad. Sc. Paris, 264, 1141-1144.

UNIVERSITE DE BRETAGNE OCCIDENTALE INSTITUT DE GEOLOGIE

VILLEMANT B. (1979) - Etude géochimique des éléments en traces dans les séries volcaniques du Massif Central. Thèse, Université Pierre et Marie Curie, Paris, 347 p.

VILLEMANT B., JORON J.L., JAFFREZIC H., TREUIL M., MAURY R.C. et BROUSSE R. (1980) - Cristallisation fractionnée d'un magma basaltique alcalin : la série de la chaîne des Puys (Massif Central, France). II Géochimie. Bull. Mineral., 103, 267-286.

VOLLMER R.(1976) - Rb-Sr and U-Th-Pb systematics of alkaline rocks : the alkaline rocks from Italy. Geochim. Cosmochim. Acta, 40, 283-296.

WASS S.Y. (1979) - Fractional crystallisation in the mantle of late-stage kimberlitic liquids - evidence in xenoliths from the Kiama area, N.S.W., Australia. In : "The Mantle Sample" : inclusions in kimberlites and other volcanics". Boyd, F.R. and Meyer, H.O.A., eds, Washington D.C., Am. Geophys. Union, 366-373.

WASS S.Y. et ROGERS N.W. (1980) - Mantle metasomatism - procursor to continental alkaline volcanism. Geochim. Cosmochim. Acta, 44, 1811-1823.

WASS S.Y., HENDERSON P. et ELLIOT C.J. (1980) - Chemical heterogeneity and metasomatism in the upper mantle : evidence from rare earth and other elements in apatite-rich xenoliths in basaltic rocks from eastern Australia. Phil. Trans. R. Soc. Lond., A 297, 333-346.

WASSERBURG G. J. et DEPAOLO D.J. (1979) - Models of earth structure inferred from neodymium and strontium isotopic abundances. Proc. Natl. Acad. Sci. USA, 76, 3594-3598.

WASSERBURG G.J., TERA F., PAPANASTASSIOU D.A. et HUNEKE J.C. (1977) - Isotopic and chemical investigation on Angra dos Reis. Earth Planet. Sci. Lett., 35, 294-316.

WEBSTER R.K. (1960) - Mass spectrometric isotope dilution analysis. In "Methods in Geochemistry", Smales A.A. et Wager L.R., eds, 202-246.

WHITE W.M. et HOFMANN A.W. (1978) - Geochemistry of the Galapagos islands : implications for mantle dynamics and evolution. Annual report of the director department of terrestrial magnetism, Carnegie institution.

WHITE W.M., SCHILLING J.G. et HART S.R. (1976) - Evidence for the Azores mantle plume from strontium isotope geochemistry of the central north Atlantic. Nature, 263, 659-663.

WILDEMAN T.R. et HASKIN L.A. (1973) - Rare earth in precambrian sediments. Geochim. Cosmochim. Acta, 37, 419-438.

WIMMENAUER W. (1974) - The alkaline province of Central Europe and France. In "The Alkaline rocks", Sorensen H. (ed.).238-270.

WINDOM K.E. et BOETTCHER A.L. (1980) - Mantle metasomatism and the kimberlite-lamprophyre association : evidence from an eclogite nodule from Roberts Victor Mine, South Africa. Journal of Geology, 88, 705-712.

WYLLIE P.J. (1980) - The origin of kimberlite. Journal of Geophysical Research, 85, 6902-6910.

ZIELINSKI R.A. et FREY F.A. (1970) - Gough Island : evaluation of a fractional crystallization model. Contrib. Mineral. Petrol., 29, 242-254.

ZIELINSKI R.A. et FREY F.A. (1974) - An experimental study of the partitioning of rare earth element (Gd) in the system diopside-aqueous vapour. Geochim. Cosmochim. Acta, 38, 545-565.

ZINDLER A., BROOKS C., ARNDT N.T. et HART S. (1978) - Nd and Sr isotope data from komatiitic and tholeitic rocks of Munrow Township, Ontario. 4e International Conference Geochronology, Cosmochronology, Isotope Geology, p. 469-471, Geological Survey Open-File Report, 78-701.

ZINDLER A., HART S.R. et BROOKS C. (1981) - The shabogamo Intrusive suite, Labrador : Sr and Nd isotopic evidence for contaminated mafic magmas in the Proterozoic. Earth Planet. Sci. Lett., 54, 217-235.