



UBO
CNRS
IFREMER
ORSTOM
BRGM

GROUPE DE FORMATION DOCTORALE GEOSCIENCES :
GEODYNAMIQUE, GEOPHYSIQUE ET GEOCHIMIE DES OCEANS

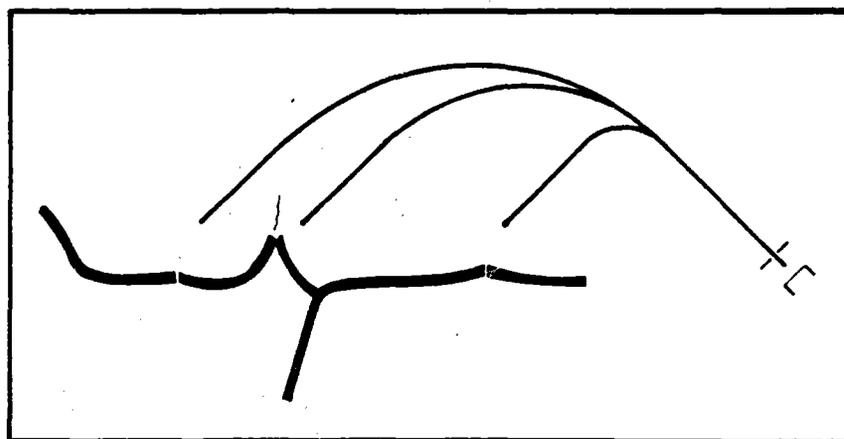


Centre de Brest
B.P. 70 - 29263 PLOUZANE
Tél. 98 22 42 71-Télex 940 627
FRANCE

THESE DE DOCTORAT DE
L'UNIVERSITE DE BRETAGNE OCCIDENTALE
DOCUMENTATION
Département Géosciences Marines

Xavier BOESPFLUG

**Evolution Géodynamique et Géochimique
des bassins arrière-arcs.
Exemples des bassins d'Okinawa,
de Lau, et Nord-Fidjien.**



BREST 1990



Centre de Brest

DOCUMENTATION

Département Géosciences Marines

B.P. 70 - 29263 PLOUZANE

Tél. 98 22 42 71-Télex 940 627

FRANCE

T 283

THESE DE DOCTORAT DE
L'UNIVERSITE DE BRETAGNE OCCIDENTALE

GROUPE DE FORMATION DOCTORALE EN
GEOSCIENCES : GEODYNAMIQUE, GEOPHYSIQUE ET GEOCHIMIE DES OCEANS

Xavier BÆSPFLUG

**EVOLUTION GEODYNAMIQUE ET GEOCHIMIQUE
DES BASSINS ARRIERE-ARCS.
EXEMPLES DES BASSINS
D'OKINAWA, DE LAU, ET NORD-FIDJEN**

Soutenue le 22 mai 1990 devant le jury composé de :

T. JUTEAU	Président
H. BOUGAULT	Rapporteur
L. BRIQUEU	Rapporteur
L. DOSSO	
R. MAURY	
B.M. JAHN	

J.M. AUZENDE	Personnalité invitée
W.J. PEGRAM	Personnalité invitée

REMERCIEMENTS

De nombreuses personnes ont contribué, directement ou indirectement, à la réalisation de ce travail :

L. DOSSO, responsable du laboratoire de géochimie isotopique, a encadré cette thèse avec pédagogie et beaucoup de patience. Elle m'a permis de bénéficier des dispositions d'un laboratoire d'une qualité exceptionnelle (salle blanche, spectromètre de masse, outils informatiques). Je suis heureux de lui exprimer à travers ce travail toute ma reconnaissance.

H. BOUGAULT m'a fait découvrir les Sciences de la Terre. Il m'a confié les analyses des éléments majeurs et des éléments traces effectuées dans son laboratoire, et m'a appris à leur donner un sens. Je lui suis particulièrement reconnaissant de toutes les réflexions qu'ont suscitées de nombreuses discussions.

W.J. PEGRAM a suivi de près la rédaction de ce travail, et a bien voulu me faire part de ses larges connaissances ; ses suggestions, toujours judicieuses, ont contribué à approfondir les conclusions de ce travail. Pour ton aide amicale, merci B.J. !

J.M. AUZENDE a toujours été un interlocuteur à la fois enrichissant et compréhensif ; il m'a donné l'accès aux échantillons de roches du bassin Nord-Fidjien ; cette collection a pu être complétée grâce à la mission franco-japonaise Kaiyo 87, à laquelle il m'a permis de participer, et qui reste une expérience inoubliable.

R. MAURY m'a permis d'assister à ses cours de Typologie des magma, grâce auxquels j'ai pu débiter ce travail dans les meilleures conditions. Je l'en remercie sincèrement.

Je remercie T. JUTEAU, L. BRIQUEU et B.M. JAHN qui ont accepté de juger ce travail.

Je remercie G. PAUTOT de m'avoir donné les moyens logistiques pour terminer ce travail dans les meilleures conditions.

C. BASSOULLET m'a enseigné, avec un sourire permanent, les techniques de préparation des échantillons. Un grand merci pour son aide, discrète, mais ô combien efficace.

Avec M. WEGENER (FINNIGAN, Brème, RFA), j'ai pu découvrir le "coeur" du spectromètre de masse ; je n'oublierai pas son enseignement instructif, ni les longues heures consacrées au réglage de l'appareil. Vielen Danke.

SOMMAIRE

INTRODUCTION GENERALE	9
CHAPITRE 1 : NOTIONS DE GEOCHIMIE FONDAMENTALE : ELEMENTS TRACES ET ISOTOPES	15
1. ELEMENTS TRACES : TRACEURS DES PROCESSUS MAGMATIQUES ET DES PROPRIETES DU MANTEAU	17
1.1 Intérêt des éléments traces	17
1.2 Comportement des éléments traces au cours des processus magmatiques	17
1.3 Rapports d'éléments hygromagmaphiles	19
1.4 Spectre de terres rares élargi	19
2. LES RAPPORTS ISOTOPIQUES : TRACEURS DU MANTEAU	25
2.1 Evolution des rapports isotopiques dans le manteau	25
2.2 Le système Sr-Nd	27
2.3 Le système U-Th-Pb	31
3. CONCLUSION	35
CHAPITRE 2 : EVOLUTION ET STRUCTURE DU MANTEAU OCEANIQUE	37
1. LES MORB	39
1.1 Eléments traces	39
1.2 Composition isotopique Sr-Nd	39
1.3 Compositions isotopiques Pb-Pb	43
2. LES OIB	43
2.1 Eléments traces	45
2.2 Compositions isotopiques Sr-Nd	45
2.3 Compositions isotopiques du Pb	47
3. VARIATIONS DES COMPOSITIONS ISOTOPIQUES DES BASALTES OCEANIQUES	49
3.1 Les MORB, témoins du manteau appauvri	49
3.2 Variations des caractéristiques géochimiques le long des axes d'accrétion océanique	49
3.3 Hétérogénéités mantelliques : présence d'un manteau non appauvri ou recyclage de composés enrichis ?	50
3.4 Phénomènes de mélange	50
3.5 Structure géochimique du manteau	51

4.4 Rôle de la croûte océanique subductée	123
4.5 Contamination du magma par les sédiments	123
4.6 Processus pétrogénétiques	129
4.7 Le volcanisme d'arc, un cas type	137
CHAPITRE 4 : LE BASSIN D'OKINAWA	141
1. CONTEXTE GEOLOGIQUE	143
1.1 Situation générale	143
1.2 Structure du bassin d'Okinawa	143
1.3 Ouverture du bassin d'Okinawa	147
2. DONNEES GEOCHIMIQUES ANTERIEURES	147
3. DONNEES DE CE TRAVAIL	148
3.1 Pétrologie	148
3.2 Eléments traces	154
3.3 Compositions isotopiques du Sr et du Nd	155
3.4 Compositions isotopiques du Pb	155
3.5 Relations entre rapports isotopiques et rapports d'éléments traces	159
3.6 Corrélations entre isotopes et teneurs en éléments traces	163
4. DISCUSSION	163
4.1 Processus pétrogénétiques	163
4.2 Sources mantelliques	164
4.3 Conclusion	172
CHAPITRE 5 : LE BASSIN DE LAU	173
1. STRUCTURE ET EVOLUTION DU BASSIN DE LAU (Lafoy, 1989)	175
1.1 Contexte géologique	175
1.2 Structure du bassin de Lau	175
1.3 Ouverture du bassin de Lau	177
2. DONNEES GEOCHIMIQUES ANTERIEURES	177
3. DONNEES DE CE TRAVAIL	180
3.1 Position et description des échantillons	180
3.2 Eléments majeurs	185
3.3 Eléments traces	185
3.4 Compositions isotopiques Sr-Nd	195
3.5 Isotopes du Pb	197
3.6 Conclusion	201

3. GEOCHIMIE ET EVOLUTION DES BASSINS ARRIERE-ARCS	270
3.1 Influence des caractéristiques physiographiques de la zone de subduction	271
3.2 Evolution géodynamique des bassins arrière-arcs	275
ANNEXE : TECHNIQUES ANALYTIQUES	279
1. PREPARATION DES ECHANTILLONS	281
1.2 Sélection et broyage des roches	281
1.2 Le laboratoire et le materiel utilisés	281
1.3 Qualité des réactifs	281
1.4 Préparations chimiques	283
1.5 Mesures de concentration par Dilution Isotopique	285
2. ANALYSE DES ECHANTILLONS	291
2.1 Principe du spectromètre	291
2.2 Description	291
2.3 Technique d'analyse	294
2.4 Blancs de chimie et standards	305
REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES	313

INTRODUCTION GENERALE

Les roches volcaniques sont formées à partir d'un magma, produit à partir de la fusion du manteau. Les processus physico-chimiques qui ont lieu au cours de l'éruption de ces roches sont complexes, et les compositions des laves ne sont certes pas les mêmes que celles du manteau source. Cependant, les éléments à faible coefficient de partage, dont les propriétés chimiques sont voisines, ont des comportements cohérents ; ainsi, les variations relatives des teneurs de ces différents éléments représentent les caractéristiques des sources mantelliques.

Les rapports d'isotopes des éléments lourds (Sr, Nd, Pb) ne sont pas modifiés au cours des processus. De plus, certains isotopes, dits radiogéniques ou "Fils", sont produits par la désintégration nucléaire d'autres isotopes, dits radioactifs ou "Pères" ; la croissance du rapport d'un isotope radiogénique à un isotope stable du même élément dépend à la fois du rapport Père/Fils du système, et du passage du temps. Les rapports isotopiques constituent un traceur idéal pour l'étude de la composition du manteau et de son évolution depuis la formation de la terre.

Les rides médio-océaniques, centres d'expansion des océans, sont le lieu de production d'une très grande quantité de basaltes qui forment la croûte océanique. Les Basaltes des Rides Médio-Océaniques (MORB) constituent un échantillonnage accessible, dont la composition isotopique et les rapports d'éléments hygromagmaphiles reflètent la composition du manteau.

L'abondance des analyses de MORB actuellement disponibles (éléments traces, compositions isotopiques) permet d'obtenir une bonne description des hétérogénéités du manteau le long des axes d'accrétion, bien que la cause reste un sujet de discussion. Il serait d'ailleurs intéressant d'avoir une image de la composition du manteau en deux dimensions ; l'analyse des basaltes émis dans les îles océaniques intraplaques (OIB) fournit, tout au moins en partie, des informations complémentaires sur le manteau océanique dans un contexte différent de celui des rides.

Les zones de subduction sont le lieu de destruction de la croûte océanique : le plancher océanique, formé à l'axe d'une dorsale, a voyagé durant plusieurs dizaines de millions d'années au fond de l'océan, à la manière d'un tapis roulant ; lorsqu'elle se heurte à une autre plaque, elle retourne inexorablement dans le manteau en formant une zone de subduction ; il y entraîne les sédiments qui se sont accumulés, la croûte altérée, ainsi que l'eau de mer absorbée ou introduite dans ces différents composés.

La subduction d'une plaque s'accompagne d'un autre type de volcanisme, le volcanisme d'arc. Les arcs insulaires, répartis en bordure des zones de subduction, résultent de la formation de nouvelle croûte, similaire à celle des continents. L'analyse des

laves des arcs insulaires (IAV) indique que les processus physico-chimiques associés à ce type de volcanisme sont différents de ceux qui ont lieu sous les rides médio-océaniques. De surcroît, on retrouve, dans ces laves, des indices de la présence des composés de la plaque subductée (sédiments, eau de mer, croûte océanique ancienne). La composition des IAV témoigne de l'interférence entre le manteau sub-océanique et les composés recyclés.

En arrière des arcs insulaires, de petits bassins marginaux sont aussi le lieu de volcanisme actif. Wegener (1929) suggérait que leur formation est liée à un phénomène d'extension crustale. Depuis, de nombreux travaux ont confirmé le caractère océanique de la croûte de ces bassins dits "arrière-arcs" (Karig, 1970 ; Sclater et al, 1972 ; Hawkins et Melchior, 1985). Des études morphologiques montrent que les processus d'accrétion sont, en effet, semblables à ceux des rides médio-océaniques ; les bassins arrière-arcs comportent un ou plusieurs axes d'accrétion, plus ou moins bien définis selon le stade d'ouverture de ces bassins. Les études pétrologiques et géochimiques des laves montrent qu'elles présentent tantôt des caractères d'IAV, tantôt des caractères de MORB (Hawkins, 1976 ; Saunders et Tarney, 1984 ; Hawkins et Melchior, 1985 ; Sinton et Fryer, 1987 ; Volpe et al, 1987, 1988). Des plongées récentes ont été effectuées au cours des campagnes NAUTILAU dans le bassin de Lau (Chef de mission Y. Fouquet) et STARMER dans le bassin Nord-Fidjien (Chef de mission J.M. Auzende), et ont permis d'observer des manifestations hydrothermales semblables à celles généralement associées aux dorsales océaniques.

Il semble donc que l'ouverture des bassins arrière-arcs soit le signe précurseur de la formation d'un bassin océanique.

Les bassins arrière-arcs ont suscité l'intérêt de nombreux organismes, l'ORSTOM, le CNRS, l'UBO et l'IFREMER, dont l'association a permis la mise en place du projet SEAPSO. Dans ce cadre, les campagnes océanographiques SEAPSO III (co-chefs de mission : J.M. Auzende, J.P. Eissen) et SEAPSO IV (chef de mission J.P. Foucher) avaient pour but l'étude de l'évolution géodynamique et du magmatisme dans le bassin Nord Fidjien et dans le bassin de Lau respectivement. La campagne POP 1 (chef de mission : J.C. Sibuet) a permis d'étudier la bassin d'Okinawa.

Des collaborations internationales ont été également impliquées : le B.G.R. (Hannovre, RFA), qui a conduit la campagne allemande SO 35 (chef de mission : U. Von Stackelberg) dans le bassin de Lau et la partie nord-est du bassin Nord Fidjien. Enfin, le G.S.J. (Tsukuba, Japon) et l'IFREMER sont à l'origine du projet franco-japonais STARMER ; dans ce cadre, les campagnes KAIYO 87 et KAIYO 88 (co-chefs de mission J.M. Auzende et E. Honza) avaient pour but l'étude détaillée de la structure et du magmatisme de l'axe central du bassin Nord Fidjien.

CHAPITRE 1

NOTIONS DE GEOCHIMIE FONDAMENTALE : ELEMENTS TRACES ET ISOTOPES.

1. ELEMENTS TRACES : TRACEURS DES PROCESSUS MAGMATIQUES ET DES PROPRIETES DU MANTEAU

Parmi les éléments chimiques qui entrent dans la composition des roches volcaniques, certains ne sont présents qu'à de très faibles concentrations ; les éléments traces désignent tous ceux dont les concentrations sont voisines ou inférieures à 0.1% (1000 ppm). Notons, à titre de référence, que le K et le Ti, dont les teneurs dans les roches volcaniques excède couramment cette valeur, sont considérés à la fois en tant qu'éléments majeurs et en tant qu'éléments traces.

1.1 Intérêt des éléments traces

Selon la loi de Henry, le potentiel chimique des éléments est fonction de l'activité, produit de la concentration par le coefficient d'activité ; or, pour de faibles teneurs, le coefficient d'activité est proche de 1. Le comportement des éléments traces est donc directement lié à leur concentration.

1.2 Comportement des éléments traces au cours des processus magmatiques

Au cours d'un processus magmatique (fusion du manteau, cristallisation du magma), les éléments traces se répartissent entre une phase solide et une phase liquide ; le *coefficient de partage* d'un élément est le rapport de sa concentration dans le solide par sa concentration dans le liquide : les éléments traces se caractérisent donc par leur degré d'affinité vis à vis des liquides magmatiques ; leurs teneurs dans les roches volcaniques dépendent à la fois des teneurs initiales dans la source mantellique, et des processus magmatiques qui les ont affectés durant l'éruption.

Au cours de ces processus, tels la fusion partielle ou la cristallisation fractionnée, certains éléments se concentrent préférentiellement dans la phase liquide, et sont appauvris dans la phase solide : il s'agit des éléments à faible coefficient de partage, dont la structure électronique est généralement proche de celle des gaz rares. Parmi ceux-ci on distingue les éléments *incompatibles*, qui, en raison de leurs grand rayon ionique et de leur faible charge ionique, pénètrent difficilement le réseau cristallin : les alcalins (K, Rb, Cs) et les alcalino-terreux (Sr, Ba) sont incompatibles. On distingue également les éléments *hygromagmaphiles* qui entrent préférentiellement dans la phase liquide : cette catégorie regroupe le Th, U, Pb, Ta, Nb, ainsi que les terres rares légères (La, Ce).

1.3 Rapports d'éléments hygromagmaphiles

Treuil (1973), Joron et Treuil (1977) puis Bougault et al (1980) observent que les teneurs en Th, Ta, La d'une part, Nb, Ta d'autre part, dans les basaltes océaniques sont fortement corrélés : leurs rapports (Th/Ta, Th/La, Nb/Ta) varient peu au cours des processus magmatiques liés à l'acréation océanique. Les éléments à faible coefficient de partage ont donc des comportements semblables au cours de la génèse des roches volcaniques.

De même, Hofmann et al (1986) montrent que les rapports Ce/Pb et Nb/U sont constants dans les basaltes océaniques, et les utilisent pour déceler la contribution de matériaux d'origine continentale dans les sources mantelliques.

Enfin Saunders et al (1988) proposent que les rapports Ce/Nb, Th/Nb, K/Nb, Ba/Nb, Pb/Nb et U/Nb sont caractéristiques des contextes géodynamiques dont les roches sont issues (MORB, OIB, sédiments).

Il est donc possible d'utiliser les rapports des éléments hygromagmaphiles pour rendre compte de la diversité de la composition des sources mantelliques.

1.4 Spectre de terres rares élargi

Les éléments du groupe des lanthanides (éléments terres rares), ont une structure électronique semblable, et leur rayon ionique varie régulièrement en fonction de leur numéro atomique ; aussi, ces éléments ont des comportements cohérents au cours des processus physico-chimiques : leur coefficient de partage varie progressivement en fonction de leur numéro atomique. Les variations relatives des concentrations sont donc continues du La au Lu. Masuda (1962) proposent de représenter les concentrations de ces éléments dans un diagramme, dans lequel ces éléments sont rangés régulièrement en abscisse en fonction du numéro atomique dans l'ordre croissant.

1.4.1 Spectre de terres rares - Normalisation

En disposant les éléments dans un diagramme en fonction de leur numéro atomique , en portant en ordonnée les valeurs de leur concentration, on obtient un spectre (figure 1.1). Or, la distribution des éléments dans le système solaire favorise une plus grande abondance des éléments de numéro atomique pair par rapport aux éléments de numéro atomique impair.

C'est la raison pour laquelle les concentrations d'un échantillon sont divisées par celles d'une roche de référence : cette opération est appelée *normalisation*. La normalisation permet de lisser la courbe d'abondance des éléments utilisés pour tracer le spectre. Les valeurs de référence des éléments terres rares correspondent aux

concentrations des chondrites, qui sont des météorites dont l'âge de formation est semblable à celui de la terre ; il est admis que leurs teneurs en éléments hygromagmaphiles constitue une bonne image de la composition moyenne de la terre (voir par exemple Schilling et Winchester, 1967). En divisant (en "normalisant") les teneurs mesurées dans une roche volcanique par celles trouvées dans les chondrites, on obtient donc généralement un spectre continu (figure 1). Les valeurs de référence des éléments non terres rares ont été déterminées de façon empirique sur des basaltes océaniques par Bougault (1980)

Certains auteurs utilisent parfois des diagrammes normés aux basaltes des rides médio-océaniques (MORB), dont les valeurs de normalisation sont les concentrations de MORB "typiques". En fait, les MORB présentent un intervalle de variation de concentration de ces éléments ; les MORB constituent donc un repère difficile à définir vis à vis des éléments hygromagmaphiles. Cette représentation ne sera donc pas utilisée.

1.4.2 Allure des spectres

Le rayon ionique des terres rares augmente progressivement en fonction du numéro atomique. De même, les coefficients de partage de chaque élément varie de façon cohérente avec le numéro atomique : les terres rares légères (éléments situés à gauche du diagramme) ont le coefficient de partage le plus faible, sont les plus hygromagmaphiles. Au cours d'une fusion partielle, les terres rares légères (La, Ce, ..., Nd) seront plus enrichies que les terres rares lourdes (Sm, Eu, ..., Lu) dans le liquide produit. Une lave issue de la fusion du manteau présente donc un spectre plus enrichi que celui de la roche du manteau résiduel. De façon générale, on qualifie un spectre d'enrichi lorsque les concentrations, normées à celles des chondrites, diminue en fonction du numéro atomique ; dans le cas inverse, le spectre est appauvri.

1.4.3 Intégration d'éléments non terres rares dans le diagramme

Bougault (1980) montre que des éléments non terres rares à faible coefficient de partage (Th, Ta, Nb, Zr, Hf, Ti, Y et V) peuvent être intégrés dans un tel diagramme, alors dit de terres rares élargi (figure 1.2). Ces éléments non terres rares sont portés en abscisse en fonction de leur caractère plus ou moins hygromagmaphile. Ce critère peut être quantifié par un coefficient qui tient compte du rayon ionique et de la charge ionique de chaque élément (Bougault, 1980) ; il rend compte du degré d'affinité de l'élément pour le magma lors de processus liés à la formation de la croûte océanique. Ainsi, lors d'un tel processus, le spectre de terres rares, élargi aux éléments non terres rares, d'une roche volcanique, demeure continu.

L'allure des spectres dépend à la fois des caractéristiques de la source et des processus magmatiques qui accompagnent la formation de la roche : par exemple, d'un point de vue qualitatif, un échantillon présentant un spectre enrichi peut provenir d'une source initialement enrichie en éléments hygromagmaphiles, mais peut aussi être produit de la fusion partielle d'une source ayant un spectre plat, voire appauvri.

1.4.4 Difficulté de normalisation et processus secondaires

Les éléments alcalins (Rb, K, Cs), alcalino terreux (Ba, Sr) ainsi que l'U sont également des éléments à faible coefficient de partage. Cependant ces éléments ont la propriété d'être *mobiles* : Joron et al (1977) ainsi que Bougault et al (1979) montrent qu'ils sont sensibles à l'altération par l'eau de mer (tableau 1.1) : l'analyse de basaltes légèrement altérés indique que le K₂O varie d'un facteur 2, le Rb d'un facteur 5, et le Cs d'un facteur 14, tandis que d'autres éléments (Ta, La) demeurent insensibles (voir par exemple Bienvenu, 1989).

Le Rb, le Ba et le K sont également des éléments *volatiles*, c'est à dire des éléments qui ont été probablement appauvris au cours de l'accrétion de la terre.

Tous ces éléments sont donc sensibles à des phénomènes variés, et il semble difficile de définir pour chacun d'entre eux une valeur de normalisation reflétant la composition moyenne de la terre et les processus qui accompagnent la formation de la croûte océanique. Aussi ces éléments ne figurent pas dans le diagramme de terres rares élargi.

1.4.5 Anomalies

Certains éléments du spectre peuvent être enrichis ou appauvris par rapport aux éléments voisins sur le diagramme de terres rares élargi ; le spectre présente alors une discontinuité. Ces *anomalies* peuvent être positives ou négatives, et reflètent des phénomènes particuliers dans les roches océaniques :

- une anomalie négative en Ti, souvent associée à une anomalie négative en V, peut être due à la cristallisation de minéraux opaques, riches en Ti (Bougault, 1980).
- une anomalie négative en Ta, toujours associée à une anomalie négative en Nb, reflète des phénomènes complexes, caractéristiques des zones de subduction (Treuil et al, 1977 ; Perfit et al, 1980 ; Briqueu et al, 1984 ; Ryerson et al, 1987).
- Des anomalies positives ou négatives en Zr et Hf ont été rencontrées dans des sédiments et sont discutées par Bienvenu (1989). Des anomalies négatives en Zr et Hf caractérisent également certaines roches associées aux zones de subduction (Briqueu et al, 1984 ; White et Patchett, 1984).

Les diagrammes de terres rares élargis constituent donc un outil géochimique intéressant, susceptible d'apporter des contraintes à l'identification des régions sources des magmas et des phénomènes pétrogénétiques.

2. LES RAPPORTS ISOTOPIQUES : TRACEURS DU MANTEAU

Les rapports isotopiques - rapports des abondances de deux isotopes d'un même élément - constituent un outil complémentaire aux éléments traces. Les isotopes radiogéniques - Fils - sont issus de la désintégration nucléaire d'un isotope radioactif - Père - ; un paramètre caractéristique de chaque couple Père-Fils est la période T , intervalle de temps nécessaire pour que la moitié des isotopes Père se transforment en isotopes Fils. Le tableau 1.2 rassemble différents systèmes isotopiques couramment utilisés en géoscience ainsi que leur période. La loi de la désintégration nucléaire permet de quantifier ce processus, et s'exprime par l'équation suivante :

$$F/F_0 = (F/F_0)_i + P/F \cdot (\exp(\lambda t) - 1) \quad (1)$$

avec F : abondance (quantité d'atomes) en isotope radiogénique,

F_0 : abondance en isotope stable du même élément, utilisé comme référence,

$(F/F_0)_i$: rapport isotopique initial,

P : abondance en isotope radioactif,

t : temps écoulé depuis l'instant initial,

λ : constante de temps du système radioactif.

Les rapports isotopiques F/F_0 évoluent donc à partir d'une valeur initiale $(F/F_0)_i$ en fonction du temps t et du rapport P/F .

2.1 Evolution des rapports isotopiques dans le manteau

Une première application de l'étude des isotopes est la datation d'évènements géologiques qui ont entraîné une variation brusque du rapport P/F : la géochronologie.

Mais la mesure de l'abondance relative des différents isotopes d'un même élément permet aussi de caractériser la source magmatique des roches du manteau. Par exemple, Faure et Hurley (1963) ont mesuré les compositions isotopiques du Sr de basaltes océaniques et continentaux. Ils montrent que ces compositions reflètent l'origine (océanique ou continentale) des roches ignées analysées. Gast et al (1964) rapportent des analyses de compositions isotopiques du Sr et du Pb de basaltes des îles océaniques de l'Ascension et de Gough (Atlantique sud), et remarquent que des différences significatives existent entre les signatures isotopiques de chacune de ces deux îles. Enfin, Richard et al (1976) proposent d'utiliser les rapports isotopiques du Nd comme traceur du manteau terrestre. Les isotopes du Sr, du Nd et du Pb sont désormais couramment utilisés pour l'étude des hétérogénéités du manteau.

En effet, contrairement aux éléments légers (H, C, O, S), les isotopes des éléments lourds (Sr, Nd, Pb ...) ne fractionnent pas au cours des processus magmatiques ; donc pour des roches volcaniques récentes, c'est-à-dire dont l'âge est très petit comparé à la période des systèmes radioactifs considérés, ces éléments ont des compositions isotopiques identiques à celles des éléments contenus dans le manteau source de ces laves. Les compositions isotopiques des laves jeunes (dites "d'âge 0") permettent donc de reconnaître les domaines mantelliques, et de décrire les hétérogénéités du manteau.

Dans un domaine mantellique homogène évoluant en système clos, c'est-à-dire sans échange de matière avec l'extérieur, les compositions isotopiques varient au cours du temps en fonction du rapport P/F (figure 1.3.A).

Au cours d'un processus magmatique, le rapport P/F est modifié, en fonction du comportement chimique relatif des éléments P et F. Plusieurs domaines mantelliques sont ainsi différenciés, avec, pour chacun d'entre eux, un rapport P/F caractéristique. Après un intervalle de temps suffisant, c'est-à-dire du même ordre de grandeur que la période du système radioactif considéré, chaque domaine mantellique aura une signature isotopique propre (figure 1.3.B).

A l'inverse, si deux réservoirs de compositions isotopiques différentes se mélangent, la signature du manteau hybride sera intermédiaire (figure 1.3.C) ; le phénomène de mélange modifie les caractéristiques initiales de chaque domaine.

Les rapports isotopiques sont utilisés non seulement comme traceurs du manteau, mais permettent également d'estimer l'âge des événements anciens qui ont différencié le manteau. Le fractionnement des rapports P/F dépend des propriétés chimiques de chaque élément ; afin de comprendre l'évolution des compositions isotopiques, il est nécessaire de connaître le comportement relatif des éléments Père-Fils. Les traceurs radiogéniques utilisés dans ce travail sont les rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, et les trois rapports isotopiques du Pb.

2.2 Le système Sr-Nd

L'isotope ^{87}Sr est produit par la désintégration du ^{87}Rb . Le Rb, élément alcalin, est plus hygromagmaphile que le Sr, élément alcalino-terreux. Un processus de fusion partielle et de cristallisation fractionnée a donc pour effet d'augmenter le rapport Rb/Sr dans le liquide magmatique, et de diminuer ce rapport dans le manteau résiduel.

L'isotope ^{143}Nd est produit par la désintégration du ^{147}Sm . Le Nd et le Sm sont des éléments terres rares, et ont des comportements voisins ; toutefois le Sm étant moins hygromagmaphile que le Nd, la fusion partielle diminue le rapport Sm/Nd dans le liquide magmatique.

Les rapports Rb/Sr et Sm/Nd varient en sens inverse lors des processus de différenciation dus à la fusion partielle du manteau ; on peut donc s'attendre à observer avec l'effet du temps une corrélation négative entre les rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ et $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ dans les roches actuelles issues de la différenciation mantellique. On constate en effet que dans un diagramme $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} - ^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ les compositions isotopiques des roches du manteau océanique sont corrélées négativement (figure 1.4) ; elles définissent la "Corrélation Mantellique", mise en évidence par DePaolo et Wasserburg (1976), Richard et al (1976) et O'Nions et al (1977). Nous parlerons de la Corrélation Mantellique dans le chapitre suivant.

2.2.1 Valeur planétaire

Les rapports isotopiques du Nd sont généralement référés à une valeur planétaire, c'est-à-dire celle qu'aurait le manteau si celui-ci n'avait subi aucune différenciation depuis la formation de la terre (DePaolo et Wasserburg, 1976). Cette valeur a été estimée en mesurant la composition isotopique du Nd dans des chondrites formées à la même époque que la terre, et dont le rapport Sm/Nd n'a pas fractionné. Wasserburg et al (1981) proposent une valeur $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512638$ (normalisée au rapport $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$) appelée CHUR, pour "CHondritic Uniform Reservoir", ou Valeur Planétaire (Bulk Earth sur la figure 1.4). Elle correspond au rapport isotopique moyen de la planète et constitue une valeur de référence. Pour des échantillons d'âge 0, la composition isotopique du Nd est souvent caractérisée par le paramètre E Nd, défini par :

$$E \text{ Nd} = ((\text{CI mesurée} / \text{CHUR}) - 1) * 10000 \quad (2)$$

(CI : Composition Isotopique).

Une valeur positive de E Nd reflète un enrichissement ancien du rapport Sm/Nd par rapport à la valeur chondritique ; une valeur négative reflète un appauvrissement ancien du rapport Sm/Nd.

La valeur planétaire du rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ne peut pas être connue de la même manière, car le rapport Rb/Sr dans les chondrites n'est pas celui de la terre. Cependant, elle peut être estimée au moyen de la corrélation mantellique, définie par les compositions isotopiques du Sr et du Nd des basaltes océaniques, soit $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \sim 0.7050 \pm 0.0005$ (figure 1.4) (O'Nions et al, 1977 ; Allègre et al, 1979 ; White et Hofmann, 1982 ; Zindler et al, 1982).

2.2.2 Altération par l'eau de mer

Les basaltes océaniques étant formés en milieu marin, quel peut être l'effet de l'altération de l'eau de mer sur leur signature isotopique ?

L'étude des compositions isotopiques de l'eau de mer permet de répondre à cette question : le tableau 1.3 rassemble les données moyennes de MORB et de l'eau de mer.

Les rapports isotopiques sont nettement plus élevés en Sr et plus faibles en Nd dans l'eau de mer que dans les MORB. Si l'on considère les teneurs de ces éléments, on observe que l'eau de mer est extrêmement pauvre en Nd ($2.6 \cdot 10^{-6}$ ppm) relativement au Sr (8 ppm). Aussi l'altération d'un basalte océanique par l'eau de mer a pour effet d'augmenter le rapport isotopique du Sr sans affecter sensiblement celui du Nd. La figure 1.5 illustre la courbe de mélange basalte-eau de mer en fonction des proportions de chacun de ces composés ; elle montre qu'un rapport eau/basalte de 100000 est nécessaire pour affecter légèrement le rapport $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (Jacobsen et Wasserburg, 1979b).

Dans un diagramme Sr-Nd, la position d'un basalte altéré sera décalée vers la droite ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ plus élevées) par rapport à un basalte non altéré. Aussi est-il nécessaire de sélectionner des roches non altérées pour les mesures des compositions isotopiques si l'on désire tirer des informations sur leurs sources mantelliques.

2.3 Le système U-Th-Pb

Parmi les quatre isotopes courants du Pb, seul le ^{204}Pb n'est pas radiogénique. L'isotope ^{208}Pb est produit par la désintégration du ^{232}Th . L'isotope ^{207}Pb résulte de la désintégration du ^{235}U et le ^{206}Pb de la désintégration du ^{238}U ; ces deux derniers isotopes radiogéniques ont donc pour élément Père deux isotopes du même élément. Il est donc possible, à partir de la seule mesure du rapport isotopique $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, de faire un calcul d'âge. Les isotopes ^{206}Pb et ^{207}Pb constituent un couple de traceurs privilégié.

2.3.1 Modèle d'évolution (figure 1.6.a)

Dans un système clos, l'évolution des rapports $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ et $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ est définie par les équations (3) et (4) :

$$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = (^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i + ^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb} \cdot (\exp(\lambda_6 T) - \exp(\lambda_6 t)) \quad (3)$$

$$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = (^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i + ^{235}\text{U}/^{204}\text{Pb} \cdot (\exp(\lambda_7 T) - \exp(\lambda_7 t)) \quad (4)$$

avec : $(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$ et $(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$: rapports isotopiques initiaux,

λ_6 et λ_7 : constantes de temps des systèmes ^{238}U - ^{206}Pb et ^{235}U - ^{207}Pb ,

$\lambda_6 = 1.15525 \cdot 10^{-10} \text{ a}^{-1}$ et $\lambda_7 = 9.8485 \cdot 10^{-10} \text{ a}^{-1}$ (Steiger et Jäger, 1977),

T : âge de la terre (4.55 milliards d'années),

t : âge de l'échantillon.

A une époque donnée, le rapport $^{238}\text{U}/^{235}\text{U}$ est constant dans la nature ; à l'époque actuelle ($t = 0$), ce rapport est égal à 137.88 (Steiger et Jager, 1977) ; l'équation (4) peut s'écrire :

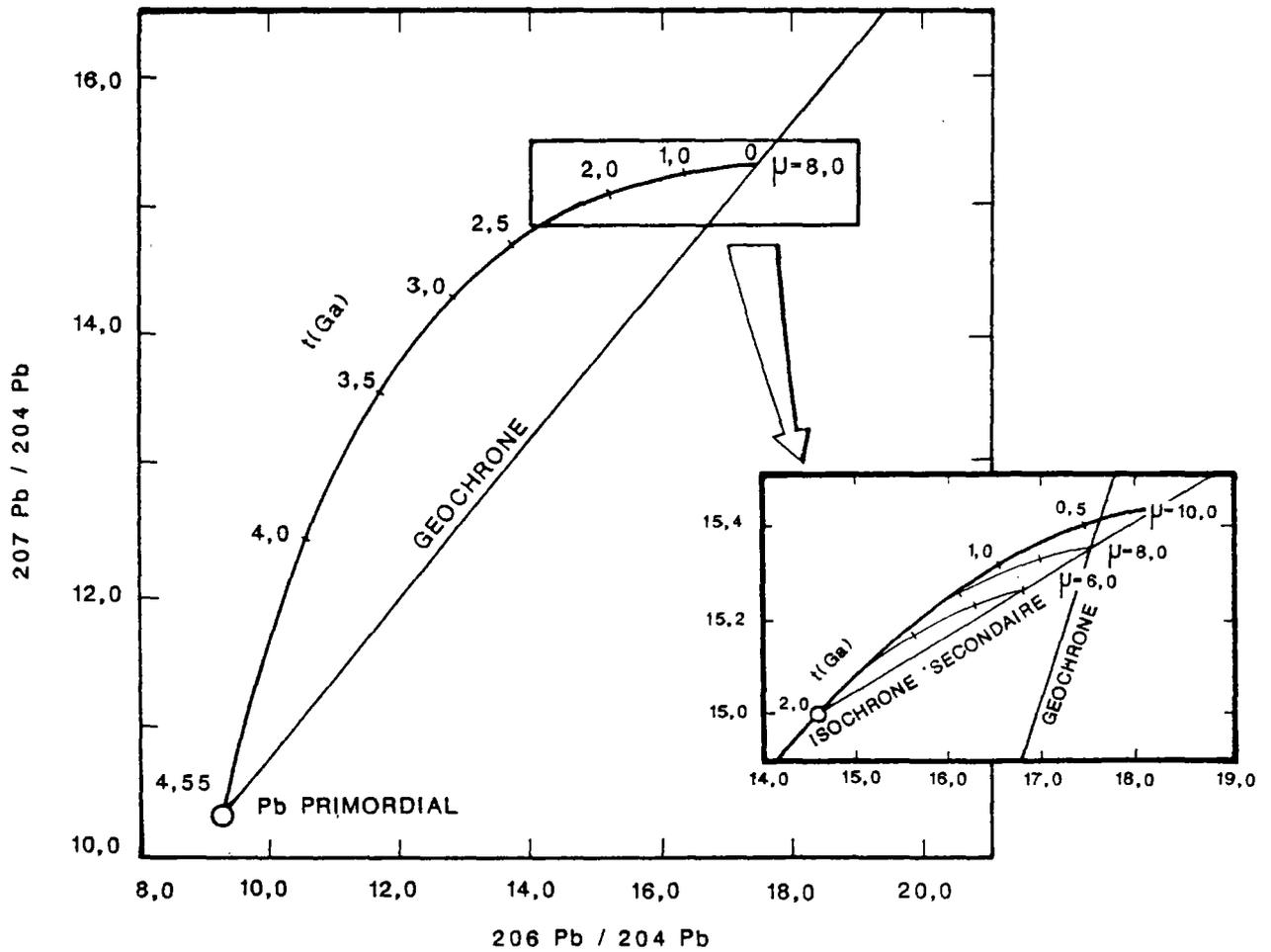


Figure 1.6.b : Représentation graphique d'un modèle à deux stades ; dans cet exemple, le fractionnement du rapport μ a eu lieu il y a 2 milliards d'années.

Les champs définis par les compositions isotopiques des MORB, des OIB et des sédiments sont représentés dans la figure 1.7 ; de même que dans le diagramme isotopique Sr-Nd (figure 1.4), le champ des MORB définit une corrélation. Les rapports isotopiques du Pb de séries magmatiques, lorsqu'ils sont alignés, peuvent résulter de l'évolution cohérente du système U-Th-Pb dans une source, initialement hétérogène en rapport U/Pb et Th/Pb. Cependant, une telle corrélation peut aussi être interprétée en terme de mélange de plusieurs sources. Les variations des compositions isotopiques du Pb apportent donc de nombreuses informations sur les hétérogénéités du manteau, mais leur signification en est d'autant plus équivoque. Le choix entre l'une ou l'autre des deux interprétations doit être conforté par d'autres paramètres géochimiques (isotopes du Sr et du Nd, éléments traces).

3. CONCLUSION

Nous disposons de deux types de traceurs géochimiques : les éléments traces contenus dans les roches du manteau reflètent à la fois la source mantellique et les processus pétrogénétiques récents ; les rapports isotopiques sont identiques à ceux de la source mantellique, et apportent en plus une information sur les processus de fractionnements anciens des rapports Père/Fils. L'utilisation combinée de ces deux outils devrait permettre d'apporter des contraintes sur la structure du manteau et sur les processus magmatiques qui ont eu lieu au cours du temps.

CHAPITRE 2

EVOLUTION ET STRUCTURE

DU

MANTEAU OCEANIQUE

Comme il a été présenté dans le chapitre précédent, les concentrations des éléments hygromagmaphiles et des rapports isotopiques permettent d'obtenir une image de la source qui a donné naissance à cette roche. Les Basaltes des Rides Médio-Océaniques (MORB) et les Basaltes des Iles Océaniques (OIB) sont issus directement du manteau. L'objet de ce second chapitre est de présenter les caractéristiques géochimiques des roches typiques des grands domaines océaniques (MORB et OIB). Comme nous le verrons au cours des chapitres suivants, les bassins arrière-arcs présentent des ressemblances frappantes, d'un point structurel et géochimique, avec les grands bassins océaniques. Aussi ce chapitre doit-il contribuer à la compréhension de la structure profonde et de l'évolution des bassins arrière-arcs.

1. LES MORB

Les océans sont parcourus par de grands axes d'expansion, lieu de genèse de croûte océanique. Ces chaînes de montagnes sous-marines, ou ride médio-océaniques sont formées par l'éruption continue de Basaltes des Rides Médio-Océaniques (MORB), produits par la fusion des péridotites qui constituent le manteau sub-océanique. Les rides médio-océaniques constituent donc une fenêtre ouverte vers l'intérieur du manteau.

1.1 Eléments traces

Les données d'éléments traces dans les MORB sont abondantes ; elles montrent que les MORB ont des spectres "appauvris" à "enrichis" en éléments hygromagmaphiles ; les teneurs sont en moyenne dix fois celles des chondrites (figure 2.1). Les MORB dont les spectres sont appauvris présentent aussi de légères anomalies négatives en Ta et en Nb. Ce résultat concerne à la fois les MORB de l'océan Atlantique, de l'océan Indien et de l'océan Pacifique (Bougault, 1980 ; Saunders et al, 1986 ; Romeur, 1987 ; Dosso et al, 1988).

Par ailleurs, il existe de nombreuses études sur les rapports d'éléments traces ; nous retiendrons seulement que, selon une étude de Hoffman et al (1986), les rapports Ce/Pb et U/Nb dans les basaltes océaniques sont remarquablement constants, et permettent de les distinguer des autres types de roches (laves d'arcs, sédiments).

1.2 Composition isotopique Sr-Nd

Les valeurs du rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ dans les MORB varient de 0.7023 à 0.7042 (figure 2.2) ; elles sont inférieures à la valeur planétaire définie dans le chapitre

Références des données de compositions isotopiques (Sr, Nd, Pb) des MORB.

Atlantique :

- Sun S.-S., Tatsumoto M. et Schilling J.-G., 1975, *Science*, Vol. 190, pp.143-147.
 DePaolo D.J. et Wasserburg G.J., 1976, *Geophysical Research Letters*, Vol.3, No. 12, pp.743-746.
 O'Nions R.K., Hamilton P.J. et Evensen N.M., 1977, *E.P.S.L.*, 34, pp. 13-22.
 Cohen R.S., Evensen N.M., Hamilton P.J. et O'Nions R.K., 1980, *Nature*, Vol. 283, pp. 149-153.
 Dupré B. et Allègre C.J., 1980, *Nature*, Vol. 286, pp. 17-21.
 White W.M. et Hofmann A.W., 1982, *Nature*, Vol. 296, pp. 821-825.
 Cohen R.S. et O'Nions R.K., 1982a *Journal of Petrology*, Vol. 23, Part 3, pp. 299-324
 Hamelin B., Dupré B. et Allègre C.J., 1984, *E.P.S.L.*, 67, pp. 340-350.
 Dupré B., Gopel C. et Bougault H., 1985, *Initial Reports of the DSDP Volume LXXXII : Washington U.S. Govt. Printing Office*, pp. 497-500.
 Rideout M.L. et Schilling J.-G., 1985, *Initial Reports of the DSDP, Volume LXXXII : Washington U.S. Govt Printing Office*, pp. 483-496.
 Jenner G.A., Hertogen J., Sachtleben TH. et Schmincke H.-U., 1985, *Initial Reports of the DSDP, Volume LXXXII : Washington U.S. Govt. Printing Office*, pp. 501-507.
 Hamelin B. et Allègre C.J., 1985, *Nature*, Vol. 315, pp. 196-199.
 Ito E., White W.M. et Gopel C., 1987, *Chemical Geology*, 62, pp. 157-176.

Pacifique :

- Church S.E. et Tatsumoto M., 1975, *Contrib. Mineral. Petrol.* 53, pp. 253-279.
 DePaolo D.J. et Wasserburg G.J., 1976, *Geophysical Research Letters*, Vol.3, No. 12, pp.743-746.
 Tatsumoto M., 1978, *E.P.S.L.*, 38, pp. 63-87.
 Sun S.-S., 1980, *Phil. Trans. R. Soc. Lond.* A297, pp. 409-445.
 Vidal Ph. et Clauer N., 1981, *E.P.S.L.*, 55, pp. 237-246.
 Cohen R.S. et O'Nions R.K., 1982a *Journal of Petrology*, Vol. 23, Part 3, pp. 299-324.
 Macdougall J.D. et Lugmair G.W., 1985, *Nature*, Vol.313, pp. 209-211.
 Macdougall J.D. et Lugmair G.W., 1986, *E.P.S.L.*, 77, pp. 273-284.
 Ito E., White W.M. et Gopel C., 1987, *Chemical Geology*, 62, pp. 157-176.
 White W.M., Hofmann A.W. et Puchelt H., 1987, *Journal of Geophysical Research*, Vol. 92, No. B6, pp. 4881-4893.
 Prinzhofer A., Lewis E. et Allègre C.J., 1989, *E.P.S.L.* 92, pp 189-206.

Indien :

- Cohen R.S. et O'Nions R.K., 1982a *Journal of Petrology*, Vol. 23, Part 3, pp. 299-324
 Dupré B. et Allègre C.J., 1983, *Nature*, Vol. 303, pp. 142-146.
 Hamelin B., Dupré B. et Allègre C.J., 1985/86, *E.P.S.L.*, 76, pp. 288-298.
 Michard A., Montigny R. et Schlich R., 1986, *E.P.S.L.*, 78, 1986, pp. 104-114.
 Newsom H.E., White W.M., Jochum K.P. et Hofmann A.W., 1986, *E.P.S.L.*, 80, PP. 299-313.
 Price R.C., Kennedy A.K., Riggs-Sneeringer M. et Frey F.A., 1986, *E.P.S.L.*, 78, pp. 379-396.
 Ito E., White W.M. et Gopel C., 1987, *Chemical Geology*, 62, pp. 157-176.
 Dosso L., Bougault H., Beuzart P., Calvez J.-Y. et Joron J.-L., 1988, *E.P.S.L.*, 88, pp. 47-59.
 Klein E.M., Langmuir C.H., Zindler A., Staudigel H. et Hamelin B., 1988, *Nature*, Vol.333, pp. 623-629.

précédent (chapitre 1, paragraphe 2.2.1). Les valeurs du rapport $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ varient de 0.5128 à 0.5132, et sont supérieures à la valeur planétaire.

L'océan Atlantique contient les MORB les moins radiogéniques en Sr, tandis que les MORB de l'océan Indien sont plus radiogéniques en Sr, moins en Nd. Ceux de l'océan Pacifique ont, en comparaison, des compositions isotopiques plus homogènes.

1.3 Compositions isotopiques Pb-Pb

Les compositions isotopiques du Pb dans les MORB varient entre les valeurs suivantes (voir figure 2.3 et les références) :

$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$: de 17.3 à 19.5,

$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$: de 15.40 à 15.60,

$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$: de 36.7 à 38.7.

Les MORB sont représentés dans un diagramme isotopique $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$; les compositions isotopiques du Pb de l'océan Pacifique sont plus homogènes et légèrement moins radiogéniques que celles de l'océan Atlantique ; l'océan Indien se distingue par des rapports $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ et $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ supérieurs à ceux du Pacifique et de l'Atlantique, et plus variables.

Les rapports $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ et $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ sont corrélés avec le $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ selon une droite de régression de pente positive. Les données figurent en majorité à droite de la Géochrone et tendent vers des valeurs plus radiogéniques. Rappelons que la Géochrone représente des compositions isotopiques de roches dont le rapport U/Pb n'a pas fractionné depuis la formation de la terre ; aussi, la position des MORB par rapport à la géochrone apporte t-elle des informations sur l'évolution du manteau océanique, qui seront développées dans le paragraphe 5 de ce chapitre.

2. LES OIB

les basaltes des îles océaniques (OIB) sont formés par l'éruption de volcans en domaine océanique ; contrairement aux volcans des rides d'expansion qui constituent une frontière de plaques, ceux des îles océaniques apparaissent au milieu d'une plaque : on parle de volcanisme intraplaque. D'un point de vue structural, la différence entre ces deux types de volcanisme est ambiguë ; par exemple, la présence de monts sous-marins à proximité, voire même sur l'axe des dorsales (par exemple les Açores, l'Islande), montre que le phénomène responsable de la formation des îles océaniques peut se superposer à celui des rides d'accrétion. Nous allons voir que la géochimie permet de distinguer les OIB des MORB.

2.1 Éléments traces

Les basaltes des îles océaniques sont enrichis en éléments incompatibles, et présentent des spectres de terres rares élargis de type enrichis (figure 2.4). Ils se distinguent nettement de ceux des MORB par leur degré d'enrichissement, les teneurs en éléments hygromagmaphiles sont de l'ordre de 50 à 200 fois celles des chondrites pour les éléments les plus hygromagmaphiles (Th, Ta, La, Nb, Ce), et de l'ordre de 10 à 20 fois celles des chondrites pour les terres rares lourdes.

2.2 Compositions isotopiques Sr-Nd

Les compositions isotopiques du Sr mesurées dans les OIB varient de 0.7028 (île de l'Ascension) à 0.707 (îles de la Société) ; elles sont généralement plus radiogéniques que celles des MORB et varient dans des proportions plus importantes (figure 2.5).

Les valeurs des rapports $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ varient de 0.51235 (îles Kerguelen) à 0.51305 (île de l'Ascension) ; elles sont généralement moins radiogéniques que celles des MORB.

Dans un diagramme isotopique Sr-Nd (figure 2.5), le champs des OIB s'étend entre celui des MORB et au-delà de la valeur planétaire. Le domaine de variation est donc important, plus de deux fois celui des MORB.

Les données d'un certain nombre d'îles, associées à celles des MORB, définit une corrélation, appelée "Corrélation Mantellique", ou "Mantle Array" (O'Nions et al, 1977 ; Wasserburg et DePaolo, 1979), qui caractérise le manteau océanique. Elle montre que le rapport Rb/Sr dans le manteau source a diminué tandis que le rapport Sm/Nd a augmenté au cours du temps. Elle est l'objet de nombreux travaux, et sera discutée dans le prochain paragraphe.

Remarquons que les compositions isotopiques du Sr et du Nd des basaltes océaniques ne sont pas toutes incluses dans la corrélation mantellique : les îles Samoa et la Société figurent au-dessus, tandis que les îles Tubuaii, Ste Hélène, San Felix et la ride de Walvis figurent en-dessous de la corrélation mantellique (Ste Hélène, Tubuaii, San Felix, Samoa). Ces cas particuliers reflèteraient la présence de composés divers dans le manteau appauvri, tels des produits de différenciation intra-mantelliques (Richardson et al, 1982), des composés recyclés (Wright et White, 1986) ou des fragments de lithosphère subcontinentale (Hart et al, 1986).

2.3 Compositions isotopiques du Pb

Les compositions isotopiques du Pb dans les OIB varient entre les valeurs suivantes :

$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$: de 17.6 à 21.6,

$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$: de 15.45 à 15.85,

$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$: de 38.0 à 40.5.

Les valeurs minimales correspondent aux basaltes de l'île de Hawaï, les valeurs maximales, aux îles Ste Hélène et Tubuaii.

Dans des diagrammes isotopiques $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ et $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (figure 2.6) le champ des OIB comprend celui des MORB, et s'étend vers des valeurs plus radiogéniques en ^{206}Pb . De même que les éléments traces et les isotopes du Sr et du Nd, les isotopes du Pb varient dans des proportions plus importantes dans les OIB que dans les MORB.

Les données de chaque île sont généralement corrélées selon une droite de pente semblable à celle des MORB (Sun, 1980). Les compositions isotopiques des OIB et des MORB sont aussi corrélées entre elles ; la corrélation est très forte si l'on considère les basaltes de la ride médio-Atlantique, de la ride Est-Pacifique et de certaines îles (Hawaï, Islande, Canaries, Açores et Cap Vert) situées dans l'hémisphère nord ; Hart (1984) a choisi ces données pour définir la Ligne de Référence de l'Hémisphère Nord (NHRL). Bien qu'étant arbitraire, cette ligne constitue une référence pratique ; elle caractérise un manteau océanique considéré comme typique. La NHRL résulterait d'un mélange entre une source appauvrie et une source enrichie, mais elle est plus généralement interprétée en terme d'isochrone secondaire (Hart, 1984 ; Zindler et Hart, 1986 ; Saunders et al, 1988) (cf. le paragraphe suivant).

D'autres îles océaniques, généralement situées dans l'hémisphère sud, figurent au dessus de la NHRL ; il s'agit des basaltes des îles Kerguelen, Comores, St Paul, Amsterdam, Crozet et de la Réunion, plus radiogéniques en ^{207}Pb que la plupart des OIB. Leurs caractéristiques isotopiques seront évoquées ultérieurement (paragraphe 6).

3. VARIATIONS DES COMPOSITIONS ISOTOPIQUES DANS LES BASALTES OCEANIQUES

3.1 Les MORB, témoins du manteau appauvri

Les isotopes du Sr et du Nd indiquent que les MORB sont issus d'un réservoir dont le rapport Rb/Sr a été appauvri et le rapport Sm/Nd enrichi par rapport à un réservoir primitif, caractérisé par les valeurs planétaires (figure 2.5). Ces variations résultent d'événements anciens ; il pourrait s'agir de processus magmatiques (fusion partielle). En effet, le Rb est plus hygromagmaphile que le Sr, et le Sm est moins hygromagmaphile que le Nd : un processus de fusion partielle diminue le rapport Rb/Sr et augmente le rapport Sm/Nd dans le manteau résiduel ; on peut ainsi expliquer les caractéristiques isotopiques des MORB relativement à la valeur planétaire. Certes, d'autres processus existent dans le manteau ; toutefois, la position des MORB dans le diagramme isotopique Sr-Nd indique que, de façon générale, les systèmes Rb/Sr et Sm/Nd ont eu des comportements cohérents.

Dans le diagramme isotopique $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, les données des MORB figurent en majorité à droite de la Géochrone : les MORB ont donc des rapports $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ plus élevés que la valeur planétaire. Ceci suggère que la région source ait subi un enrichissement ancien du rapport U/Pb. En fait, le comportement de l'U vis-à-vis du Pb reste sujet à débat : quelle est la valeur du rapport U/Pb dans le manteau océanique ? Comment évolue-t-elle au cours de la génèse des MORB ? Telles sont les questions soulevées par Allègre et al (1980), Zindler et Hart (1986), et Saunders et al (1988).

3.2 Variations des caractéristiques géochimiques des MORB le long des axes d'accrétion océanique

L'analyse des MORB montre que le manteau est hétérogène : des variations significatives de compositions isotopiques apparaissent parfois parmi des échantillons d'une même drague ; de plus, ainsi que nous l'avons vu dans le paragraphe 1, les caractéristiques isotopiques sont différentes d'un océan à l'autre. Il existe donc des hétérogénéités mantelliques à l'échelle d'un site, comme à celle d'un océan.

La distribution des compositions isotopiques dans les MORB reflète la présence de domaines mantelliques appauvris et enrichis. (Zindler et al, 1984 ; Le Roex, 1987). Dans le cas des rides océaniques (Reykjanes, sud des Açores, ride médio-Atlantique), il a été observé des variations régulières des compositions isotopiques le long de l'axe (Schilling, 1973a, b, 1985, 1986 ; Sun et al, 1975 ; Dosso et al, en préparation), corrélées avec

montrent que la valeur moyenne des compositions isotopiques du Sr et du Pb augmente avec le taux d'expansion de la ride ; selon ces auteurs, les variations des compositions isotopiques résultent du recyclage de composés enrichis dans le manteau océanique ; ils suggèrent donc que la distribution des compositions isotopiques reflète l'efficacité du mélange. Batiza (1984) montre aussi qu'il existe une relation entre les variations de compositions isotopiques du Sr, et le taux d'expansion dans plusieurs segments de rides médio-océaniques. Les résultats de Allègre et al (1984) et Batiza (1984) confortent l'hypothèse selon laquelle : 1 - le manteau supérieur est partout hétérogène ; 2 - le mélange est d'autant plus efficace que le taux d'expansion est rapide.

Zindler et al (1984) constatent que les variations de compositions isotopiques sont moins importantes dans le cas des MORB que dans le cas des basaltes de monts sous-marins et des basaltes d'îles océaniques ; ces auteurs suggèrent qu'il existe des processus d'homogénéisation à l'aplomb des rides océaniques : un degré de fusion partielle, plus important dans le cas des rides que dans le cas des monts sous-marins et des îles océaniques, peut provoquer un fractionnement moindre des éléments les uns par rapport aux autres ; ou bien, la présence de chambre magmatique pourrait être à l'origine de phénomènes de mélange.

Cependant White et al (1987) et Ito et al (1987) remarquent que des variations existent à des échelles restreintes (de l'ordre du km) le long des rides, et ne sont pas liées seulement au taux d'expansion ; les hétérogénéités du manteau, selon ces auteurs, ne suivent pas une règle simple.

3.5 Structure géochimique du manteau

De façon générale, les hétérogénéités du manteau résultent de la suite de processus de différenciation (fusion partielle) et de recyclage de matériaux enrichis. Les variations des caractéristiques géochimiques indiquent que les composés enrichis sont omniprésents et pourraient être répartis de façon aléatoire sous la forme de fragments mantelliques ("blobs"). C'est ce que proposent Zindler et al (1984), Morris et Hart (1986) ainsi que White et al (1987) et Ito et al (1987).

A l'inverse Allègre et Turcotte (1986) considèrent que les processus pétrogénétiques ont lieu au cours de l'ascension du magma à travers la croûte océanique ; en conséquence, sa partie supérieure serait plus enrichie que la partie inférieure. La croûte océanique serait donc constituée de couches horizontales superposées, plus ou moins appauvries. Cette structure "litée" retourne ainsi vers le manteau dans les zones de subduction. Si les phénomènes de convection mantellique sont insuffisants pour détruire cette structure, le manteau acquiert avec le temps une structure de couches empilées les unes au-dessus des autres, à la façon d'un gâteau marbré ("Marble-cake mantle").

Ce second modèle est sans doute insuffisant, car, comme nous le verrons plus loin (paragraphe 7), des données de plus en plus abondantes montrent que la structure géochimique du manteau est plus complexe.

4 LA CORRELATION MANTELLIQUE

Les caractéristiques géochimiques des basaltes océaniques donnent une image du manteau source de ces laves. L'analyse des MORB a mis en évidence l'existence d'un manteau "appauvri", présent sous l'ensemble des rides océaniques du globe. Les OIB, caractérisés par des compositions isotopiques plus radiogéniques, sont les témoins de la présence de domaines plus enrichis, dont certains pourraient ressembler au manteau primitif, caractérisé par la valeur planétaire.

Les compositions isotopiques des MORB et de certains OIB (Hawaï, Ascension, île de Pâques, Juan Fernandez, Christmas) varient continûment, dans le diagramme isotopique Sr-Nd, entre un pôle appauvri et un pôle semblable au manteau planétaire. Cette corrélation, mise en évidence par Richard et al (1976), DePaolo et Wasserburg (1976) et O'Nions et al (1977) montre qu'au sein d'un vaste domaine - le manteau subocéanique - les systèmes Rb-Sr et Sm-Nd ont eu des comportements cohérents ; pour expliquer cette corrélation, plusieurs hypothèses sont évoquées, mais aucune d'entre elles n'est vraiment satisfaisante.

4.1 Différenciation des systèmes Rb-Sr et Sm-Nd

Allègre et al (1979) ont proposé différents scénarios.

Le manteau aurait été appauvri à des degrés variables par une succession de processus de différenciation, qui auraient eu lieu à différentes époques : c'est ce qu'illustre la figure 2.8.a.

La Corrélation Mantellique pourrait aussi résulter d'un mélange entre un réservoir uniformément appauvri et un pôle primitif (figure 2.8.b).

Différenciations successives ou mélanges ? Evénements ponctuels ou processus continus ? Telles sont les questions que suggèrent ces observations.

4.2 Formation de la croûte continentale

Wasserburg et DePaolo (1979), O'Nions et al (1979) et Jacobsen et Wasserburg (1979a, b) ont comparé les compositions isotopiques des basaltes océaniques avec celles de roches continentales, dont les compositions isotopiques sont élevées en Sr et faibles en Nd (figure 2.9) ; ces auteurs remarquent que les compositions isotopiques des roches

La similarité des rapports Nb/U et Ce/Pb entre les MORB et les OIB suggèrent que ces deux types de roches sont cogénétiques : les basaltes enrichis des îles océaniques (OIB) seraient formés à partir de la croûte océanique (MORB anciens) recyclée. Il semble donc que le manteau appauvri ait été différencié une seconde fois entre un domaine extrêmement appauvri (représenté par les MORB actuels) et un domaine moins appauvri (représenté par les OIB) (Hoffman et White, 1982 ; Hoffman et al, 1986). Cette différenciation serait liée à la formation de la croûte océanique, aux centres d'accrétions médio-océaniques (figure 2.9). La croûte océanique recyclée contribuerait à la formation des laves enrichies des îles océaniques. Hoffman (1989) conclut que les processus successifs d'accrétion océanique et de recyclage de la croûte océanique pourrait être responsables de la Corrélantion Mantellique.

4.4 Conclusion

Les compositions isotopiques (Sr-Nd) des basaltes océaniques montrent que les MORB sont issus d'un réservoir appauvri depuis longtemps en éléments incompatibles ; la formation de ce manteau serait liée à l'extraction de la croûte continentale. Il semble que ces deux réservoirs soient isolés depuis leur séparation ; nous verrons que les isotopes du Pb sont en accord avec cette hypothèse.

La corrélation négative qui relie les isotopes du Sr et du Nd montre que les systèmes Rb-Sr et Sm-Nd ont eu des comportements cohérents ; elle pourrait être le résultat d'une seconde différenciation du manteau appauvri, liée à la formation de la croûte océanique, et elle résulterait à la fois du recyclage et du mélange de ces deux phases, continûment différenciées et recyclées.

Cependant, des données nouvelles montrent que les données de certaines îles océaniques (Société, Samoa, Ste Hélène, Tubuaii) sortent de la corrélation mantellique ; le modèle proposé ci-dessus reflète une partie seulement de la réalité.

5. CORRELATION Pb-Pb

Les isotopes du Pb des basaltes océaniques sont également corrélés, et définissent des domaines appauvris et des domaines enrichis ; grâce aux propriétés relatives des éléments du système Th-U-Pb, ces résultats apportent des informations nouvelles par rapport à ce qui vient d'être décrit.

La position des MORB dans le diagramme $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - ^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, à droite de la Géochrone, indique que le manteau aurait été enrichi en U relativement au Pb, ce qui est inattendu (cf. paragraphe 3.1 et la figure 2.6).

Quel phénomène a pu provoquer l'enrichissement du rapport U/Pb dans le manteau océanique ? Quelle partie du globe peut contenir les valeurs complémentaires des compositions isotopiques du Pb ?

Le fractionnement du rapport U/Pb peut être lié à la formation du noyau ; il peut aussi refléter la contribution de matériaux altérés recyclés, ou bien résulter de différenciation intramantellique. Ces trois hypothèses sont discutées dans le paragraphe 8.2. Nous retiendrons pour le moment que les compositions isotopiques du Pb de la plupart des basaltes océaniques sont fortement corrélées. La NHRL, droite de régression définie par Hart (1984), regroupe les MORB de la ride médio-Atlantique nord, de la ride Est-Pacifique, les OIB de l'Islande, des Canaris, de Cap Vert, des Açores et de Hawaï.

Certains domaines font exception (MORB : Océan Indien, Atlantique Sud ; OIB : Samoa, Kerguelen, Gough, Marquises) et figurent au dessus de la NHRL ; les îles de Ste Hélène et Tubuaii, dont les compositions isotopiques du Pb sont les plus radiogéniques que la plupart des OIB, figurent légèrement en dessous de la NHRL dans le diagramme $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - ^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$.

Considérons dans un premier temps les données participant à la NHRL ; plusieurs phénomènes peuvent expliquer la corrélation.

5.1 Processus de différenciation

Au cours de l'histoire du manteau, la différenciation de domaines mantelliques s'accompagne d'un fractionnement du rapport U/Pb. Ainsi Church et Tatsumoto (1975) ont interprété les données de MORB et de monts sous-marins de la ride Juan de Fuca en terme d'évolution à deux épisodes, et ont calculé un âge de différenciation du manteau de 2 milliards d'années environ ; cet âge représenterait l'époque du dernier événement mantellique. Silver et al (1988) montrent que les données de chaque domaine pris individuellement sont aussi corrélées et définissent des âges comparables. La NHRL (Hart, 1984), qui représente un ensemble élargi de MORB et de basaltes de plusieurs îles, peut être interprétée en terme d'isochrone secondaire ; le temps défini par la pente de cette droite est de 1.77 milliards d'années (Zindler et Hart, 1986). La corrélation Pb-Pb résulterait de la différenciation il y a 1.77 milliards d'années de plusieurs réservoirs mantelliques, caractérisés par des valeurs de μ différentes.

En accord avec les isotopes du Sr et du Nd, le processus de différenciation mis en évidence par les isotopes du Pb pourrait être liée à l'accrétion continentale. Or Jacobsen et Wasserburg (1979) montrent que ce processus a débuté à un stade très précoce de

radiogéniques caractérisent non seulement les rides Indiennes (Rides Sud-Est Indienne, Ride Sud-Ouest Indienne, Ride Ninetyeast), mais aussi les îles océaniques de l'océan indien (Kerguelen, Réunion, Comores, St Paul, Amsterdam, Cozet). Hart (1984) constate à son tour que l'anomalie dite "DUPAL" est présente dans d'autres îles de l'océan Pacifique sud, et propose qu'elle s'étende à tout l'hémisphère sud (figure 2.10). Enfin, Castillo (1988) suggère plutôt que l'anomalie DUPAL soit restreinte à deux régions précises ; l'une s'étend de l'Atlantique sud au milieu de l'océan Indien, l'autre est localisée dans l'océan Pacifique sud.

L'anomalie DUPAL permet donc de mettre en évidence une hétérogénéité globale du manteau océanique, qui s'étend sur plusieurs milliers de kilomètres.

Les causes possibles de cette anomalie sont variées : Dupré et Allègre (1983) et Hart (1984) envisagent la contribution de matériaux recyclés anciens (lithosphère subcontinentale, croûte continentale altérée ancienne, sédiments anciens).

Les basaltes océaniques présentant l'anomalie DUPAL diffèrent des basaltes océaniques typiques en ce qu'ils ont des rapports $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ plus élevés, tandis que les rapports $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ sont semblables. Cette observation est importante. En effet, la période de désintégration du système $^{235}\text{U}-^{207}\text{Pb}$ (0.7 milliards d'années) est plus faible que celle du système $^{238}\text{U}-^{206}\text{Pb}$ (4.4 milliards d'années) ; la production de ^{207}Pb a donc diminué rapidement au cours du premier milliard d'années de l'histoire de la terre, tandis que la production du ^{206}Pb est restée relativement importante. En conséquence, si le rapport U/Pb avait fractionné récemment, il y aurait aujourd'hui, entre les MORB-N et les basaltes DUPAL, une différence minime sur le ^{207}Pb , et plus importante sur le ^{206}Pb que ce que l'on observe en réalité ; si le rapport U/Pb a fractionné au début de l'histoire de la terre, il est logique d'observer aujourd'hui une différence importante sur le ^{207}Pb . L'événement responsable de l'anomalie DUPAL remonte donc à une époque où la production en ^{207}Pb était importante relativement à celle du ^{206}Pb , c'est-à-dire probablement durant le premier milliard d'années de l'histoire de la terre (Hart, 1984).

L'anomalie DUPAL montre que des hétérogénéités à une échelle importante, c'est-à-dire de plusieurs milliers de km, peuvent subsister durant une période très longue, malgré les mouvements convectifs du manteau. La lithosphère subcontinentale pourrait constituer un réservoir isolé depuis sa formation ; selon McKenzie et O'Nions (1983) et Allègre et Turcotte (1985), elle serait entraînée dans le manteau océanique par les mouvements de convection, et pourrait être à l'origine de l'anomalie (voir aussi Zindler et Hart, 1986 ; Hart, 1988).

Figure 2.10 : Localisation de l'anomalie DUPAL ; les critères utilisés dans cette carte sont :

ΔSr = écart absolu à une valeur de référence arbitraire, égale à 0.7000 (par exemple le chiffre 32 équivaut à un rapport $^{87}Sr/^{86}Sr = 0.7032$),

$\Delta 7/4$ = différence $^{207}Pb/^{204}Pb - (^{207}Pb/^{204}Pb)_{NHRL}$ pour une même valeur du rapport $^{206}Pb/^{204}Pb$; cette valeur représente la distance verticale à la NHRL dans le diagramme $^{206}Pb/^{204}Pb - ^{207}Pb/^{204}Pb$.

$\Delta 8/4$ = différence $^{208}Pb/^{204}Pb - (^{208}Pb/^{204}Pb)_{NHRL}$ pour une même valeur du rapport $^{206}Pb/^{204}Pb$.

Cette figure montre que l'anomalie DUPAL regroupe les basaltes océaniques de l'hémisphère sud (Hart, 1984). Selon Castillo (1988), l'anomalie DUPAL est localisée de façon plus précise autour de deux zones : l'une s'étend de l'océan Atlantique sud à l'océan Indien ; l'autre est située dans l'océan Pacifique sud. (Figure de Hart, 1984).

L'anomalie DUPAL peut-elle résulter de la contamination par des composés continentaux ? la croûte continentale, caractérisée par des compositions isotopiques $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ et $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ radiogéniques, est un contaminant possible. Cependant, l'anomalie DUPAL s'étend à des régions plus vastes, exempte de croûte continentale ; cette hypothèse n'est pas entièrement satisfaisante.

Une autre explication serait le mélange ancien de manteau enrichi, source des OIB, et de manteau appauvri, source des MORB. Sun (1976), puis Don Anderson (1982) et Dupré et Allègre (1983) ont proposé que le manteau enrichi, source des OIB, soit situé dans le manteau inférieur, tandis que le réservoir appauvri est localisé dans le manteau supérieur. Or, la structure interne de la terre peut être approchée par la tomographie sismologique. Cette science étudie la propagation des ondes sismiques, dont la vitesse dépend de la densité des couches qu'elles traversent. Castillo (1988) remarque que les anomalies DUPAL, centrées sur deux régions (océan Indien et océan Pacifique sud) sont associées à des minima de vitesses de propagation des ondes sismiques ; selon ces données, le manteau inférieur serait plus proche de la croûte superficielle dans ces régions, et pourraient refléter la présence rapprochée du manteau inférieur. Cet auteur propose que l'anomalie DUPAL soit liée à une remontée du manteau inférieur.

Remarquons que l'hypothèse émise par Castillo (1988) n'exclut pas celles de Dupré et Allègre (1983) et Hart (1984) : le manteau inférieur, source des OIB, a pu être enrichi par d'anciens matériaux recyclés d'origine sédimentaire ou continentale ; sur la base des données de la tomographie sismologique et de la géochimie isotopique, Silver et al (1988) proposent un modèle pouvant rendre compte de l'anomalie DUPAL, qui sera présenté dans le paragraphe 8.7.

7. RELATION Pb-Sr

Représentant les données des îles océaniques dans un diagramme Pb-Sr, Sun (1980) puis Dupré et Allègre (1980) montrent que les OIB définissent un champ étendu et non corrélé, tandis que celui des MORB s'alignent selon une droite de pente positive (figure 2.11).

Une distinction aussi nette contraste avec la Corrélant Mantellique, définie dans le diagramme Sr-Nd ; comme nous l'avons vu dans le paragraphe 4, celle-ci suggère que les MORB et les OIB sont issus du mélange de deux sources, l'une appauvrie par un processus de différenciation, l'autre, non différenciée, ou bien enrichie. De même, les rapports Nb/U et Ce/Pb indiquent que les MORB et les OIB sont cogénétiques. La corrélation Pb-Pb suggère aussi que la source des MORB et la source des OIB sont le résultat d'un même processus (paragraphe 5). A l'inverse, le diagramme Sr-Pb montre clairement que le lien entre MORB et OIB n'est pas aussi simple.

Zindler et al (1982) montrent que les données des MORB et des OIB définissent une corrélation plane dans un espace à trois dimensions $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ - $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$; cette corrélation suggère, selon ces auteurs, l'existence d'une troisième région source, représentée par les données des îles Ste Hélène et Tubuaii (figure 2.12). Elle est définie par des valeurs élevées en $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ et $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ et faibles en $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$: cette source a donc des compositions isotopiques Sr-Nd de type MORB, mais elle est extrêmement radiogénique en Pb, reflétant un rapport U/Pb élevé. C'est la raison pour laquelle Zindler et Hart (1986) appellent ce pôle HIMU (High μ).

Cependant, des données récentes (îles Samoa, Walvis) figurent en dehors de cette corrélation ; remarquons que ces domaines, représentés dans un diagramme Sr-Nd, sortent également de la Corrélation Mantellique (figure 2.5). Une quatrième région source semble donc nécessaire pour expliquer l'ensemble des compositions isotopiques des basaltes océaniques.

8. IDENTIFICATION DES POLES DE MELANGE

Zindler et Hart (1986), puis Hart (1988) ont rassemblé les données de l'ensemble des MORB et des OIB, et tentent d'expliquer la structure chimique du manteau par la présence d'un nombre limité de pôles. Comme nous venons de le voir, au minimum quatre sources indépendantes existent au sein du manteau océanique. Elles peuvent être identifiées par l'étude comparative des cinq traceurs radiogéniques (Sr, Nd, Pb) (figure 2.13) ; par leurs caractéristiques isotopiques, il est possible d'envisager un processus de formation pour chacune d'entre elles.

8.1 Le Manteau Appauvri, source des MORB

La quantité importante des analyses de MORB indique que la présence d'un pôle appauvri dans le manteau est quasiment certaine. Ce pôle se caractérise par des compositions isotopiques particulièrement faibles en Sr-Pb ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7025$; $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18.4$; $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.5$; $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 37.9$) et très élevées en Nd ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.5132$). Les spectres de terres rares élargis des MORB ainsi que les rapports d'éléments hygromagmaphiles sont très variables ; plusieurs auteurs distinguent les MORB-N (appauvris) des MORB-E (enrichis) (Sun, 1980 ; Saunders et Tarney, 1985 ; Saunders et al, 1988). Les caractéristiques en éléments traces du pôle appauvri seraient représentées par les MORB les plus appauvris.

Ce pôle constitue probablement le résidu appauvri de la fusion successive de phases silicatées ; il serait le résultat de deux événements majeurs, l'extraction continentale, puis l'accrétion océanique.

8.2 Le manteau HIMU

Représentée par les basaltes des îles Ste Hélène et Tubuaii, la source HIMU est caractérisée par des rapports isotopiques élevés en Pb, mais faibles en Sr. Saunders et al (1988) décrivent les rapports d'éléments incompatibles comme étant les plus enrichis parmi les OIB.

Le processus de formation de cette source est incertain ; plusieurs hypothèses sont évoquées.

8.2.1 Concentration de Pb vers le noyau

L'extraction de Pb vers le noyau, à un stade précoce de l'évolution de la terre, a été proposée par plusieurs auteurs (Vollmer, 1977 ; Vidal et Dosso, 1978 ; Allègre et al, 1982) ; en effet, le Pb étant un élément chalcophile, c'est-à-dire ayant des affinités pour les sulfures ; le S est un élément sidérophile ; aussi, le Pb a pu être concentré sous la forme de sulfures dans le noyau.

Toutefois, les compositions isotopiques du Pb qui caractérisent la source HIMU, lorsqu'elles sont représentées dans un diagramme isotopique, sont sur la NHRL. Ces valeurs semblent liées à un événement plus récent (~ 2 milliards d'années). De plus, Newson et al (1986) étudient les variations du tungstène (W) (plus sidérophile que le Pb, c'est-à-dire attiré préférentiellement par le noyau) et du molybdène (Mo) (plus calcophile et plus sidérophile que le Pb) ; ces auteurs remarquent qu'il n'existe pas de relation entre les variations des teneurs de ces éléments et des compositions isotopiques du Pb, et concluent que l'appauvrissement en Pb n'est probablement pas lié à la formation du noyau.

8.2.2 Contribution de matériaux recyclés (croûte océanique altérée, croûte continentale, sédiments)

La croûte océanique altérée, la croûte continentale ainsi que les sédiments sont tous enrichis en U relativement au Pb. Le recyclage de tels matériaux est un processus capable

Les rapports $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ et $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ sont élevés, relativement au rapport $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$: dans un diagramme Pb-Pb, ce pôle est situé au-dessus de la NHRL (figure 2.13), légèrement à gauche de la Géochrone.

Finalement, les compositions isotopiques de ce pôle enrichi sont peu éloignées de celles du manteau primitif. Hart et al (1986) montre qu'un changement mineur des rapports Rb/Sr, Sm/Nd et U/Pb, lié à une différenciation mantellique ancienne (~ 2 milliards d'années) d'un manteau primitif pourrait expliquer la formation d'une telle source ; il s'agirait du même processus que celui qui a donné naissance à la source HIMU ; en effet, dans les diagrammes isotopiques Sr-Nd et Pb-Pb, ces deux pôles sont diamétralement opposés par rapport aux valeurs planétaires : à partir d'une source primitive, un processus capable d'augmenter les rapports U/Pb et Sm/Nd et de diminuer le rapport Rb/Sr fabrique une source HIMU, et laisse un résidu ayant des rapports U/Pb, Sm/Nd plus faibles et Rb/Sr plus élevés, pour former la source EM1.

8.4 Manteau Enrichi 2 (EM2)

Les données des îles de la Société, de Samoa et Marquises semblent indiquer la direction du quatrième pôle, caractérisé par des rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ plus élevés que EM1 (> 0.710), des rapports $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ faibles (< 0.5126), et des rapports $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ peu variables (de 18.5 à 19.2) ; dans un diagramme Pb-Pb, il est situé au dessus de la Géochrone. Ce pôle peut être identifié au domaine défini par les sédiments et les roches d'origine continentale, qui ont des caractéristiques isotopiques semblables. Il est aussi largement présent dans les laves d'arc, comme nous le verrons au chapitre suivant, où les sédiments sont impliqués.

De plus, dans un diagramme Sr-Nd, un mélange entre deux pôles peut être représenté dans un diagramme Sr-Nd par une hyperbole de mélange dont la courbure dépend du rapport Sr/Nd de chaque pôle (DePaolo et Wasserburg, 1979 ; cf. aussi chapitre 5 paragraphe 4.2.2) ; le rapport Sr/Nd dans les MORB est environ trois fois celui des sédiments (Hart, 1988) : l'hyperbole de mélange entre ces deux pôles correspond à la courbure définie par les données des MORB et des OIB, particulièrement celles de la Société et de Samoa.

Pour toutes ces raisons, il semble que des sédiments aient été réinjectés dans le manteau subocéanique, et contribuent à la formation des basaltes océaniques.

Les échantillons affectés par l'anomalie DUPAL s'étendent entre les pôles EM1 et EM2 (Saunders et al, 1988). Cette anomalie pourrait correspondre à un manteau océanique contaminé par ces deux sources, ou bien modifié par les processus responsables de la formation de ces pôles.

signatures isotopiques de type EM2 en Pb, c'est-à-dire semblable aux sédiments et aux roches continentales. Les éléments traces confirment, selon Saunders et al (1988), que la lithosphère subcontinentale a des caractéristiques de la croûte continentale (enrichie en éléments alcalins, appauvrie en Ta et Nb). Mais l'échantillonnage de cette zone est trop restreint pour conclure que HIMU et EM1 sont absents de la lithosphère subcontinentale, qui reste donc un réservoir potentiel.

De nombreux auteurs (Schilling, 1973a, b, 1985 ; Sun et Hanson, 1976 ; DePaolo et Wasserburg, 1976 ; Jacobsen et Wasserburg, 1979 ; Allègre et al, 1980 ; Dupré et Allègre, 1983 ; Allègre et Turcotte, 1985) ont suggéré que la région source des OIB pouvait être localisée dans le manteau inférieur ; la remontée de fragments de ce manteau sous la forme de "Panaches" à travers le manteau supérieur serait à l'origine de la formation des îles océaniques. Les données récentes montrent la diversité des constituants sources des OIB. Allègre et Turcotte (1985) proposent que le domaine mantellique qui les contiendrait soit localisé à la limite manteau supérieur - manteau inférieur. Cette frontière, située à une profondeur de 650 km environ, correspond à une discontinuité sismique, qui reflète un changement de phase, et qui pourrait jouer un rôle vis-à-vis du fractionnement de certains éléments ; elle pourrait être le lieu de formation des pôles HIMU et EM1.

La limite manteau supérieur - manteau inférieur pourrait aussi correspondre à un gradient de densité (Silver et al, 1988), et serait le lieu de stockage de composés d'origines diverses, en particulier les matériaux transportés par les plaques subductées. A partir de cette observation, Silver et al (1988) proposent un modèle de convection mantellique qui rend compte à la fois des données de la sismique et de la dispersion des différentes sources dans le manteau (voir paragraphe 8.7).

Enfin, la source EM2 est constituée essentiellement par les sédiments et les roches d'origine continentale ; elle est localisée dans la croûte continentale et dans la lithosphère subcontinentale (Zindler et Hart, 1986). La source EM2 serait également présente à la limite des manteaux supérieur et inférieurs, puisque l'on retrouve sa signature dans les basaltes de certaines îles océaniques, comme Samoa, la Société, et les Marquises (Wright et White, 1986 ; Dupuy et al, 1987).

Le modèle proposé par Zindler et Hart (1986) et Hart (1988) permet d'avoir une vision globale de la structure géochimique de la terre. Il montre d'une part que les compositions isotopiques des roches du globe peuvent être expliquées par un nombre limité de pôles, que l'on peut considérer par exemple comme des réservoirs primaires ; d'autre part, il rend compte de la relative dispersion des différents constituants du manteau : par exemple le pôle EM2, qui caractériserait la croûte continentale et les sédiments, est présent dans le manteau océanique.

Cependant, on ne peut pas attribuer définitivement à chaque pôle un constituant du globe : certes, il semble actuellement acquis que le pôle Manteau Apauvri est localisé en majeure partie dans le manteau océanique supérieur, mais il serait inexact d'identifier le pôle EM2 aux matériaux d'origine continentale ; de même, nous avons vu que l'origine et la formation des réservoirs EM1 et HIMU demeurent ambiguës. Donc la notion de pôles de mélange n'est encore qu'un concept ; tous les constituants du manteau ne sont peut être pas encore identifiés. On ne peut donc pas établir une relation bijective entre les pôles de mélange et les constituants du manteau.

8.7 Modèle de Convection pénétrative (Silver et al, 1988)

Il existe une coïncidence intéressante entre les variations de compositions isotopiques des basaltes océaniques et les données de la sismologie. En effet, plusieurs auteurs (Hager, 1984 ; Dziewonski, 1984 ; Craeger et Jordan, 1986 ; Le Mouel, 1985) montrent l'existence d'anomalies géophysiques à l'échelle du globe, mises en évidence par des variations de vitesses de propagation des ondes sismiques. Par exemple, Le Mouel et al (1985) observent deux grandes régions de faible vitesse de propagation localisée à la frontière entre le manteau et le noyau.

De la même manière, Castillo (1988) observe deux autres domaines définis par des minima de vitesses de propagation, localisées dans le sud de l'océan Pacifique et à l'extrémité sud-est de l'Afrique ; les lieux de ces minima correspondent à l'anomalie DUPAL (figure 2.14). Cet auteur propose que la vitesse de propagation reflète ici la limite entre le manteau inférieur et le manteau supérieur ; les zones de faible vitesse de propagation correspondraient à une remontée massive de cette limite. L'anomalie DUPAL serait donc liée, selon Castillo (1988), à la présence rapprochée du manteau inférieur par rapport à la croûte océanique.

Ces mouvements ascendants doivent être compensés par ailleurs par des mouvements descendants comme par exemple la subduction des plaques océaniques. Contrairement à ce qui est généralement admis, les plaques subductées pénétreraient donc jusqu'au manteau inférieur, et les échanges de matière s'effectueraient sur l'ensemble du manteau (manteau inférieur et manteau supérieur) (figure 2.15). Selon l'interprétation des données de la sismique, la limite manteau inférieur-manteau supérieur ne semble pas être une barrière infranchissable (Castillo, 1988).

Pourtant, les isotopes montrent que le manteau supérieur est très différent du manteau inférieur ; le temps de séparation entre les sources MORB et les sources OIB, donné par les isotopes du Pb, suggère que les deux réservoirs sont isolés : la limite manteau inférieur-manteau supérieur constituerait donc une frontière chimique entre ces deux domaines.

Ces deux informations semblent contradictoires.

Selon Silver et al (1988), cette frontière résulterait d'un léger gradient de densité, inférieur à 2%, et jouerait le rôle de "membrane semi-perméable", pouvant être traversée par la plaque subductée, tout en isolant le manteau inférieur du manteau supérieur : la plaque subductée, en pénétrant dans le manteau inférieur s'y réchauffe, et, devenant moins dense, remonte rapidement à la limite des deux domaines mantelliques. Le temps de résidence d'un fragment de plaque subductée dans le manteau inférieur doit être suffisamment court pour ne pas être marqué par les traceurs isotopiques ; Silver et al (1988) proposent que ce temps de résidence soit inférieur à 200 Ma.

Ce modèle permet de rendre compte à la fois des données sismiques, dont l'interprétation indiquent l'existence de cellules de convection sur l'ensemble du manteau, et des données isotopiques, selon lesquelles le manteau inférieur et le manteau supérieur seraient isolés.

9. CONCLUSION

Les compositions isotopiques et les rapports d'éléments traces des basaltes océaniques reflètent la composition du manteau. Celui-ci est hétérogène.

Ces hétérogénéités existent à l'échelle d'un océan : l'anomalie DUPAL en est un exemple convaincant. De plus, les variations géochimiques sont liées au contexte géologique ; les sources mantelliques qui alimentent les dorsales océaniques sont différentes de celles qui produisent les basaltes des îles océaniques. Enfin, au sein d'un même domaine (un segment de ride par exemple), des variations significatives de compositions isotopiques montrent que le manteau sub-océanique est hétérogène à l'échelle de quelques kilomètres ; elles semblent liées à la structure de la ride. Dosso et al (1988) proposent d'introduire la notion de "Structure Chimique" de la ride. Il reste à déterminer les raisons de ces variations : discontinuités des chambres magmatiques ? Géométrie des cellules de convection mantellique ? Contribution de panaches liés à des points chauds ? etc...

La comparaison entre les isotopes des MORB, des OIB et de la croûte continentale indique que ces hétérogénéités existent depuis longtemps ; elles résultent de phénomènes anciens.

La distribution des compositions isotopiques du Sr, du Nd et du Pb peut être expliquée par la contribution de au minimum quatre sources distinctes ; le processus de formation de ces sources est incertain. Une source appauvrie en éléments incompatibles est présente majoritairement dans le manteau océanique ; il semble que deux phénomènes majeurs sont impliqués dans la formation de cette source : l'extraction de la croûte continentale et l'accrétion océanique ; ces processus seraient continus dans le temps. La présence d'une source enrichie, de caractéristiques semblables à celles des sédiments d'origine continentale, dans le manteau océanique indique que la réinjection de matériel continental est un phénomène important ; il a lieu dans les zones de subduction.

CHAPITRE 3

GEOCHIMIE

DES ROCHES MAGMATIQUES

DES ZONES DE SUBDUCTION

1. INTRODUCTION : LE VOLCANISME D'ARC LIE AUX ZONES DE SUBDUCTION

1.1 Les zones de subduction, lieu de rencontre de deux plaques

La croûte océanique est formée le long des rides médio-océaniques, lieu d'expansion des grands océans. Cette croûte, épaisse de 10 km environ, est solidaire d'une partie du manteau supérieur, de 80 à 100 km d'épaisseur (figure 3.1). Cet ensemble, appelé lithosphère, est entraîné par les mouvements convectifs de l'asthénosphère, et effectue un long voyage dans le fond des océans. Ce périple prend fin dans les zones de convergence, lieu de rencontre de deux plaques. En raison du mouvement convergent des deux plaques antagonistes, et sous l'effet de son propre poids, la lithosphère s'incurve et plonge à l'intérieur de la terre, dans le manteau. C'est le processus de subduction.

Au cours de la subduction, la croûte océanique, rigide et froide, pénètre dans le manteau supérieur, plus souple et plus chaud. La surface de la plaque subductée, en frottant contre le manteau, devient donc le lieu de changements de propriétés mécaniques, de gradients thermiques, et devient instable. Des séismes profonds apparaissent, et, grâce à la séismologie, il est possible de localiser la surface de la plaque plongeante, foyer de ces séismes (voir par exemple Isacks et Barazangui, 1977) ; cette surface est appelée plan de Benioff.

En effet, à partir d'une profondeur d'environ 100 km (Gill, 1981 ; Planck et Langmuir, 1988), des processus physico-chimiques provoquent la libération de certains composants de la plaque subductée (croûte altérée, sédiments, eau), qui, avec le manteau supérieur, contribuent à la formation de magmas, remontent à la surface, et sont émis dans les volcans de l'arc (figure 3.1).

Ainsi, l'extrémité Nord de la plaque africaine plonge sous le continent Européen pour former l'arc éolien, l'arc égéen et le Caucase. A sa bordure centre-ouest, la plaque Atlantique plonge sous la plaque Caraïbes (figure 3.2) ; la fosse de subduction est bordée par l'arc des petites Antilles. Dans la zone sud-ouest, la plaque Atlantique plonge sous la plaque Antarctique, bordée par l'arc des Sandwich du sud. Les exemples les plus spectaculaires se trouvent tout autour de l'Océan Pacifique : à l'est et au sud-est, la plaque Pacifique plonge sous le continent américain, et forme les chaînes volcaniques du Mexique et la Cordillère des Andes. Au nord-ouest, elle plonge sous le continent asiatique, formant du nord au sud l'arc des Aléoutiennes, l'arc des Kouriles, l'arc du Japon, l'arc des Ryukyu, l'arc des Philippines. La plaque Pacifique plonge également sous la plaque océanique des Philippines bordée par l'arc des Mariannes ; puis sous la plaque océanique Australo-Indienne pour former l'arc de Tonga et de Kermadec. La plaque Australo-Indienne plonge sous le continent asiatique bordé par l'arc de la Sonde, puis sous la plaque Pacifique, pour former les arcs de Nouvelle Guinée et des Vanuatu.

Figure 3.1 : Coupe simplifiée des différentes structures présentes dans les zones de subduction. (Inspiré du schéma de Green, 1980). Les flèches illustrent les mouvements qui animent ces structures (flèches droites : mouvements des plaques ; flèches courbes : mouvements du manteau, des magmas et des fluides). Les symboles inscrits dans la croûte subductée illustre sa composition minéralogique (◊ : minéraux basaltiques, gabbroïques et produits de l'altération par l'eau de mer ; Δ : amphibolites ; -∇- : éclogite et eau, provoquant la libération des fluides hydratés).

Figure 3.2 : Planisphère indiquant les positions des principales zones de convergence, lieu du volcanisme d'arc.(D'après la carte de Gill 1981). Les numéros correspondent aux zones suivantes :

- | | |
|-----------------------------------|------------------------------------|
| 1 : arc Eolien, | 21 : arc Egéen, |
| 2 : îles des Sandwich du Sud, | 22 : Caucase, |
| 3 : îles Shetland, | 23 : arc des Petites Antilles, |
| 4 : arc des Aléoutiennes, | 24 : arc du Chili-Pérou, |
| 5 : Mer des Kouriles, | 25 : arc du Mexique, |
| 6 : arc du Japon | 26 : arc de Luzon-Taiïwan, |
| 7 : arc des Ryukyu | 27 : arc des Philippines, |
| 8 : arc de Izu-Bonin, | 28 : arc de Papua-Nouvelle Guinée, |
| 9 : arc des Mariannes, | |
| 10 : arc de Manus, | |
| 11 : arc des Vanuatu, | |
| 12 : arc des Tonga, | |
| 13 : arc des Kermadec, | |
| 14 : arc de la Sonde (Indonésie). | |

Les arcs peuvent être classés en fonction de l'angle de plongement de la plaque subductée (qui varie entre 30° et 90°), de la vitesse de convergence de la plaque subductée (de 2 à 11 cm/an), de l'épaisseur de la croûte de l'arc (entre 12 et 66 km), et l'âge de la subduction, c'est-à-dire le temps écoulé depuis la mise en place de la subduction (voir Dickinson, 1973) ; ce temps varie entre 5 (arc de Halmahera) et 175 Ma (Colombie).

Les zones de subduction ont donc des profils très variés. Un paramètre semble plus significatif du fonctionnement de la subduction : il s'agit de la profondeur de la zone de Benioff à l'aplomb du front de l'arc. Elle varie de 50 à 200 km, mais dans la majorité des arcs, elle est comprise entre 100 et 140 km (figure 3.3) (Gill, 1981 ; 110 km selon Planck et Langmuir, 1988). Cette constatation a des implications importantes sur les processus responsables du volcanisme d'arc, car ces processus débutent précisément dans la zone de Bénéioff.

Il est remarquable en effet que les séismes apparaissent le plus souvent à partir de la même profondeur, quelque soient les caractéristiques citées précédemment : de plus, grâce aux données géophysiques, les modèles qui permettent de dessiner les profils thermiques dans les zones de subduction indiquent que la température de la zone de Bénéioff à l'aplomb des arcs serait plus faible que la température de fusion de la croûte océanique (Toksöz et al, 1971 ; Anderson et al, 1977). Par contre, la profondeur relativement constante à laquelle les séismes sont engendrés indique que le processus de différenciation de la plaque subductée ne dépend pas directement de la température, mais serait contrôlée essentiellement par la pression (voir paragraphe 4.6).

1.2.2 Faciès minéralogique : destabilisation des amphibolites

La croûte océanique subductée est caractérisée entre autre par sa composition minéralogique : la nature des minéraux dépend du degré d'altération, ainsi que des conditions de température et de pression. Avant de subduire, la croûte océanique est composée essentiellement de basaltes, de gabbros, et contient de nombreux minéraux (clinopyroxènes, olivines, plagioclases, schistes verts), ainsi que des produits d'altération à faible pression (calcites, albites, quartz, chlorites, épidotes, serpentinites, smectites, zéolites). Au cours de la subduction, l'augmentation de pression s'accompagne de la formation de minéraux hydratés (amphibolites), c'est-à-dire qui contiennent de l'eau ; leur présence est éphémère, car lorsque la pression devient encore plus élevée (de l'ordre de 30 kbar selon Boettcher, 1977), les amphibolites ne sont plus stables, et se transforment en minéraux non hydratés (éclogites). Ce phénomène s'accompagne d'une production d'eau résiduelle au sein de la croûte subductée.

Or, la pression qui s'exerce sur la plaque subductée est directement liée à la profondeur à laquelle elle se trouve ; à 100 km de profondeur, la plaque est soumise à une pression de 30 kbar environ (Boettcher, 1977 ; Ringwood, 1977, Gill, 1981), ce qui

Tableau 3.1 : Principales caractéristiques physiographiques des arcs :

D : distance en km entre le front de l'arc et la fosse associée ; lorsque deux nombres sont indiqués, le second indique la distance à partir de la frontière arc - arrière-arc ; la différence entre les deux donne la largeur de la zone volcanique de l'arc.

h : distance en km du plan de Bénéioff à l'aplomb de l'arc. Deux valeurs indiquent l'étendue de la zone volcanique ; la première indique la profondeur des premiers séismes profonds : dans la plupart des cas, cette profondeur est comprise entre 90 et 140 km, quelques soient les autres caractéristiques de la zone de subduction. ; la seconde, lorsqu'elle mentionnée, indique la profondeur maximum du plan de Bénéioff et reflète l'étendu du volcanisme d'arc.

Dip : inclinaison de la lithosphère subductée en dessous de l'arc, exprimée en °.

Rate : taux de convergence de la plaque subductée exprimée en cm/an.

Crustal thickness : épaisseur de la croûte de l'arc (en km).

Subduction duration : durée d'activité de la subduction (en millions d'années).

Le numéro entre parenthèses renvoie aux références citées dans la légende.

(Tableau de Gill, 1981).

correspond précisément à la profondeur où les premiers séismes sont enregistrés. Donc l'apparition des séismes dans le plan de Bénéioff semble être liée à la transformation des amphibolites en éclogites. En effet, l'eau apportée par la croûte altérée et par les sédiments, associée à l'eau produite par le fractionnement des amphibolites, a pour effet d'abaisser la température de fusion des roches présentes. Cette réaction amphibolites -> éclogites + eau pourrait entraîner la fusion de la plaque subductée ou du manteau ; les fluides hydratés ainsi formés remonteraient vers le manteau sub-arc, et alimenteraient les magmas source des arcs (voir Ringwood, 1977 ; Gill, 1981 ; Planck et Langmuir, 1988).

Mais ce processus de fusion n'est pas total : comme nous le verrons au cours de ce chapitre, la géochimie des éléments traces indique que les magmas d'arcs sont alimentés préférentiellement par certains éléments - les plus hygromagmaphiles.

1.2.3 Les composés subductés impliqués dans les laves des arcs insulaires (IAV)

Le magma des arcs est produit par la formation de fluides hydratés et de la fusion des différents composés présents dans les contextes de subduction.

La croûte océanique est constituée en majeure partie des basaltes formés aux rides médio-océaniques (MORB) ; toutefois, ces MORB sont anciens, et, au cours de leur séjour au fond de l'océan, long de plusieurs dizaines de millions d'années, ils ont été modifiés. L'eau de mer s'introduit dans la croûte océanique durant l'émission des laves sous-marines, puis continue de s'infiltrer et de circuler, avant de donner naissance à des sources hydrothermales ; cette eau est responsable de l'altération de la croûte océanique. Nous avons vu dans le chapitre précédent l'effet de l'altération sur les compositions isotopiques. La croûte océanique a aussi été modifiée par la présence de sédiments qui se sont déposés au cours du temps ; la nature et la quantité de ces sédiments sont très variables, selon le contexte environnant (Ben Othman et al, 1989) ; ceux-ci contiennent également de l'eau.

Enfin, avant de surgir à la surface de la terre, le magma doit traverser la croûte de l'arc, formée par le volcanisme antérieur. L'épaisseur de cette croûte est variable ; le temps de résidence du magma est difficile à estimer ; pourtant la croûte de l'arc est aussi un contaminant possible.

Croûte océanique (altérée ou non), eau de mer et sédiments d'origines variées sont les constituants de la plaque océanique au moment de la subduction ; tous ces composés sont entraînés vers l'intérieur de la terre, et, avec la croûte de l'arc, sont autant de contaminants possibles pouvant affecter la chimie des IAV.

Figures 3.4 : Localisation des principaux bassins marginaux. Certains sont actifs, et possèdent un ride d'accrétion semblable aux rides médio-océaniques ; d'autres ne sont plus en phase d'ouverture : la ride d'accrétion est inactive ; certains bassins ne comportent pas de centre d'accrétion, et, en raison du processus d'ouverture, ne sont pas des bassins arrière-arcs. Les numéros correspondent aux bassins suivants :

- | | |
|------------------------------|--------------------------------|
| 1 : Mer Tyrrhénienne, | 31 : Mer de Chine méridionale, |
| 2 : Mer de Scotia, | 32 : bassin des Célèbes, |
| 3 : Détroit de Bransfield, | 33 : bassin de Ayu, |
| 4 : bassin des Aléoutiennes, | 34 : bassin de Solomon, |
| 5 : Mer d'Okhotsk, | 35 : bassin de Woodlark, |
| 6 : Mer du Japon, | 36 : bassin de Coral, |
| 7 : bassin d'Okinawa, | 37 : bassin Sud-Fidjien. |
| 8 : bassin de Shikoku, | |
| 9a : bassin des Mariannes, | |
| 9b : bassin de Parece Vela, | |
| 10 : mer de Bismark, | |
| 11a : bassin de Coriolis, | |
| 11b : bassin Nord-Fidjien, | |
| 12 : bassin de Lau, | |
| 13 : bassin du Havre, | |
| 14 : bassin d'Andaman. | |

Les numéros de 1 à 14 désignent des bassins arrière-arcs associés à l'arc portant le même numéro dans la figure 3.2. Les bassins de Parece Vela (9a) et des Mariannes (9b) sont associés tous les deux à l'arc des Mariannes. Les numéros de 31 à 37 désignent les bassins qui ne sont pas associés à un arc. La figure 3.4.A est d'après Barker et Burrell (1977) et Pelayo et Wiens (1989) ; la figure 3.4.B, d'après Vollmer (1976) ; la figure 3.4.C est une carte simplifiée d'après Taylor et Karner (1983).

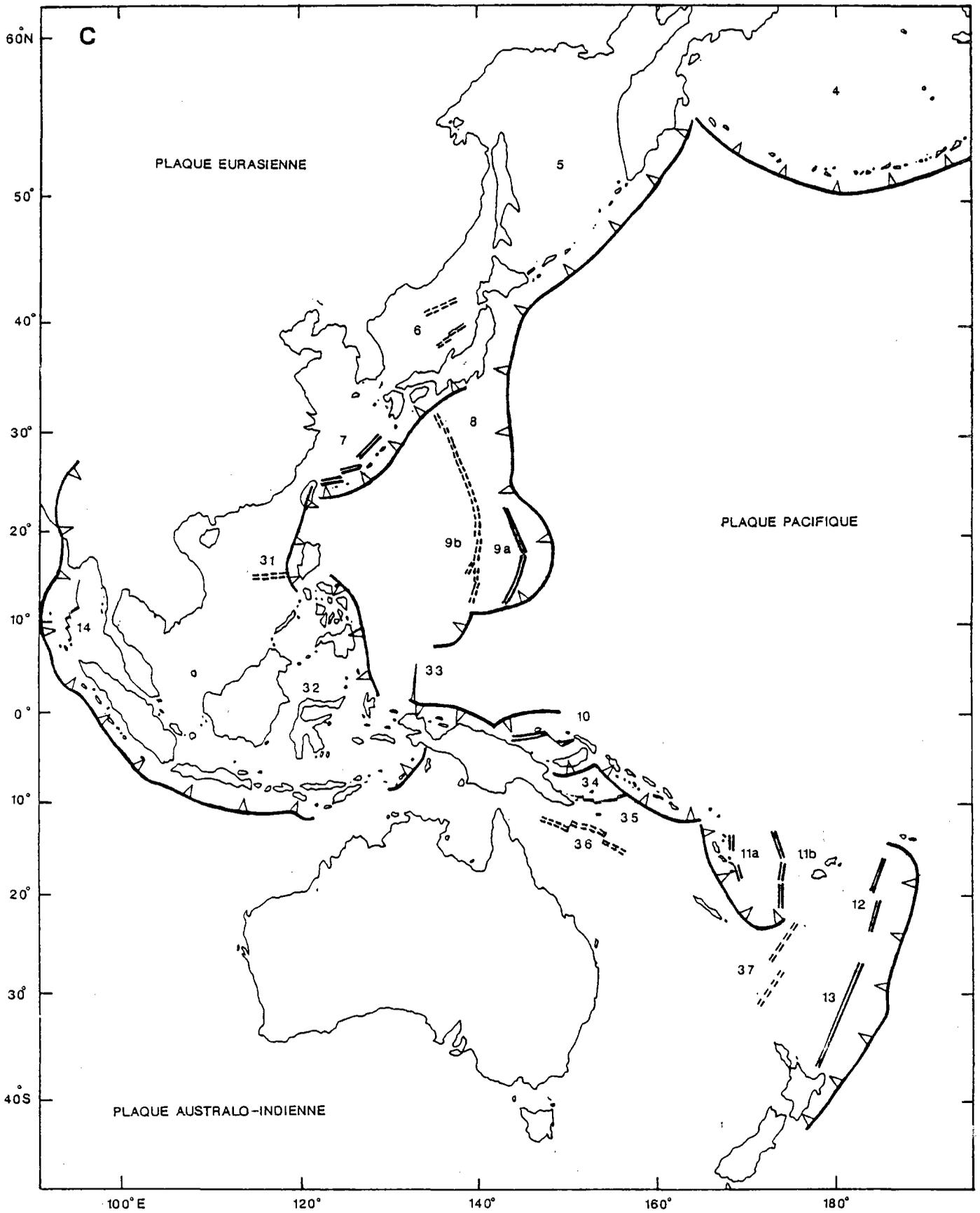


figure 3.4.C

2.1 Ouverture : résultante du mouvement des plaques

La réponse à une telle question n'est pas encore très claire :

Chase (1978) propose que l'ouverture des bassins arrière-arcs résulte du bilan des mouvements des plaques majeures (Indiennes, Pacifiques, Eurasienne) ; cependant, certains bassins proches ont des évolutions apparemment indépendantes : par exemple, le bassin de Lau s'est ouvert il y a environ 3 Ma et aurait un demi-taux d'accrétion de 3.8 cm/an, tandis que le bassin du Havre, situé immédiatement au sud du bassin de Lau, s'est ouvert il y a 1.8 Ma et aurait un demi-taux d'accrétion de 2.7 cm/an (Weissel, 1977 ; Malahoff et al, 1982 ; Davagnier, 1986). Des comportements aussi différents ne peuvent résulter uniquement du mouvement global de la plaque Pacifique relativement à la plaque Indienne.

Gill (1981) constate que les régimes de contraintes peuvent être extrêmement variables entre les régions arc et arrière-arc. Il semblerait que le régime compressif caractériserait plutôt les zones de subduction dont le taux de convergence est lent, et l'angle de plongement de la lithosphère est faible. La pénétration de la lithosphère océanique dans le manteau se ferait "en force" (Uyeda et Kanamori, 1979) et il se formerait dans la fosse un prisme d'accrétion (bourrelet des sédiments mous qui se trouvent à la surface de la plaque plongeante) (figure 3.5). C'est le cas de la fosse du Chili : dans cette zone, il n'y a pas de bassin arrière-arcs.

Dans le cas contraire, où le taux de convergence plus rapide, et l'angle de plongement plus accentué, le régime de contrainte serait de type extensif (exemple de la fosse des Mariannes sur la figure 3.5). Le plongement de la lithosphère est favorisé par sa forte densité ; la lithosphère océanique tombe littéralement à l'aplomb de la zone de subduction, et ce, d'autant plus facilement que la croûte océanique est épaisse, et que la plaque est lourde. La subduction provoque alors un effet de retrait ("spontaneously retreating trench") : l'axe de la fosse migre progressivement en arrière, vers l'océan (Molnar et Atwater, 1978 ; Uyeda et Kanamori, 1979 ; Dewey, 1980 ; Weissel, 1981 ; Taylor et Karner, 1983). Ce faisant, la subduction du plancher océanique tend également à entraîner l'arc adjacent par un phénomène de succion (Dewey, 1980 ; Weissel, 1981). Ces deux phénomènes conjugués contribuent à maintenir un régime de contraintes de type extensif ; la croûte de l'arc s'écarte, le manteau océanique remonte et fabrique une nouvelle croûte océanique ; un bassin océanique prend naissance en arrière de l'arc.

L'ouverture des bassins arrière-arcs serait donc directement liée à la subduction. Pourtant, les modèles géodynamiques montrent que l'ouverture des bassins arrière-arcs est généralement plus récente que l'initialisation de la subduction ; par exemple, la fosse des Tonga et celle des Mariannes fonctionnent depuis 50 millions d'années (Gill, 1981), tandis que l'expansion arrière-arc a débuté il y a environ 3 millions d'années (Karig,

1970 ; Weissel, 1977 ; Malahoff et al, 1982). De plus, l'expansion du bassin s'arrête parfois tandis que la subduction continue de fonctionner.

Hynes et Mott (1985) proposent donc un autre mécanisme : une variation du taux de convergence pourrait provoquer un réarrangement de la plaque plongeante par rapport à l'arc adjacent, qui s'exprimerait par un changement de l'angle de plongement, et un mouvement en arrière du système arc-fosse ; une variation du taux de convergence serait donc responsable de l'ouverture du bassin.

2.2 Ouverture : conséquence des mouvements du manteau

D'autres causes de l'ouverture des bassins arrière-arcs, plus profondes, peuvent être également envisagées.

2.2.1 Diapirisme mantellique

La plaque subductée, en descendant vers le manteau, se réchauffe ; sa surface fond, devient le lieu de séismes profonds et le lieu de formation de magmas. Les premiers séismes ont lieu vers 100 km de profondeur, et le volcanisme est de type d'arc, lié, comme nous l'avons évoqué, à la présence d'eau. Lorsque la plaque est plus profonde et que les composés hydratés sont épuisés, le volcanisme devient de type "arrière-arc", proche du volcanisme océanique, qui pourrait résulter de la fusion de la plaque et du manteau péridotitique. La remontée de ce magma, ou "diapirisme mantellique" (figure 3.1), provoquerait un écartement de la croûte superficielle, et l'ouverture du bassin (Karig, 1971 ; voir aussi Weissel, 1981 ; Taylor et Karner, 1983 ; Hawkins et Melchior, 1985).

2.2.2 Convection induite du manteau

Par le jeu des frottements de la plaque contre le manteau, la subduction entraîne la formation de mouvements convectifs du manteau sous la croûte. La configuration des cellules de convection favorise la remontée de manteau (figure 3.6) elle pourrait entraîner la croûte superficielle, de part et d'autre de la zone arrière-arc, et provoquer l'ouverture d'un bassin. Ce modèle de convection induite a été proposé par Sleep et Toksöz (1971). Toksöz et Bird (1977) l'ont repris et ont effectué des calculs numériques afin de tester cette hypothèse ; ces auteurs montrent que la convection induite pourrait jouer un rôle important dans le processus d'ouverture des bassins arrière-arcs.

Toutefois, ni le diapirisme mantellique, ni la convection induite n'expliquent l'initialisation, puis la cessation de l'activité des bassins arrière-arcs ; ces modèles n'expliquent pas non plus pourquoi les bassins sont présents en arrière de certains arcs seulement. Les mouvements du manteau jouent probablement un rôle important, mais ces phénomènes doivent être considérés comme des facteurs favorisant l'extension arrière-arc, et non comme une cause principale.

3. GEOCHIMIE DES LAVES DES ZONES DE SUBDUCTION

3.1 Eléments majeurs dans les zones de subduction : critères de classification

Les laves produites le long des rides océaniques, généralement peu différenciées, ont des compositions en éléments majeurs relativement constantes (Bougault, 1980). A l'inverse, les laves produites dans les zones de subduction présentent des teneurs très variées. S'il existe une quantité d'études très importantes sur les arcs, les bassins arrière-arc sont moins connus. Au cours de ce chapitre, nous distinguerons donc les laves des arcs volcaniques (IAV) et les basaltes des bassins arrière-arcs (BABB).

3.1.1 Eléments majeurs dans les laves d'arc

Les teneurs en SiO₂ sont caractéristiques de la différenciation des roches ; parmi les laves d'arc, on distingue les basaltes (< 53% SiO₂) ; les andésites (de 53 à 63% SiO₂), qui sont, de loin, les roches les plus courantes dans les arcs (Gill, 1981) ; les dacites (63 à 70% SiO₂) et les rhyolites (> 70 %).

Parmi les basaltes et andésites d'arc, le potassium (K₂O ou K) est un des éléments les plus variables. Ses teneurs varient de 0.3 à 4.5% K₂O, et sont généralement corrélées positivement avec celles du SiO₂. Peccerillo et Taylor (1976) proposent d'utiliser ces deux paramètres pour caractériser les différentes séries andésitiques (figure 3.7) (voir aussi Maury, 1984) : les tholéïtes sont appauvries en K (low K : < 0.8% K₂O pour 57% SiO₂) ; les séries calco-alcalines ont des teneurs moyennes (medium K : entre 0.8 et 1.7% K₂O pour 57% SiO₂), les séries calco-alcalines-potassiques ont de fortes teneurs en K (high K : entre 1.7 et 3.2% K₂O pour 57% SiO₂), et les séries shoshonitiques ont des teneurs en K₂O supérieures (K₂O > 3.2% pour 57% SiO₂).

D'autres éléments majeurs (MgO, Na₂O, CaO, TiO₂, FeO, Al₂O₃, MnO, P₂O₅) sont également très variables parmi les laves produites dans les zones de subduction ; leurs teneurs diffèrent de celles de MORB, et peuvent être prises en considération pour distinguer les différentes séries : relativement aux MORB typiques, MgO est plus faible dans les andésites d'arc (< 6%), TiO₂ est plus faible (< 1.3%), CaO est plus faible

(< 10%), Al₂O₃ est plus élevé (> 16 %). Les autres éléments (Na₂O, MnO et P₂O₅) ne sont pas des critères permettant de différencier les roches émises par le volcanisme d'arc des MORB.

Certains éléments sont corrélés entre eux, ce qui permet de ramener les concentrations à une valeur de référence. Dickinson et Hatherton (1967) rapportent les teneurs des éléments à SiO₂ = 55% ou 60% (voir par exemple la figure 3.14) ; Gill (1981) préfère les rapporter à 57.5%. Ces références sont toutes équivalentes tant que les paramètres SiO₂, MgO, K₂O ... sont corrélés, ce qui est généralement le cas pour les termes les moins différenciés (basaltes et andésites).

Planck et Langmuir (1988) ont effectué une étude approfondie des éléments majeurs dans les laves d'arcs, et observent que parmi les termes les moins différenciés (basaltes et andésites), des éléments tels que Al₂O₃, Na₂O et K₂O sont fortement corrélés négativement avec MgO, tandis que FeO et CaO sont corrélés positivement avec MgO ; ils proposent de ramener les teneurs de chaque élément à une teneur équivalente pour MgO = 6%.

Les compositions en éléments majeurs des laves d'arcs sont donc très variables. Cependant, en choisissant les termes les moins différenciés, il est possible de ramener les teneurs à une valeur de référence (SiO₂, MgO) ; nous verrons que ces teneurs équivalentes peuvent être interprétées en terme de processus pétrogénétiques et de source mantellique (cf. paragraphe 4.3).

3.1.2 Eléments majeurs dans les laves des bassins arrière-arcs

Plusieurs travaux sont consacrés à l'étude pétrologique des bassins arrière-arcs : Mer de Scotia est (Hawkesworth et al, 1977 ; Tarney et al, 1977 ; Saunders et Tarney, 1979 ; Tarney et al, 1981 ; Saunders et Tarney, 1984), bassin de Lau (Hawkins, 1974, 1976, 1977 ; Gill, 1976 ; Hawkins et Melchior, 1985), bassin des Mariannes (Hart et al, 1972 ; Fryer et al, 1982 ; Wood et al, 1982 ; Sinton et Fryer, 1987 ; Bloomer et al, 1989 ; Lin et Stern, 1989), bassin de Shikoku (Dick et al, 1980 ; Marsh et al, 1980), bassin de Parece Vela (Ridley et al, 1974, Matthey et al, 1981).

Les teneurs des éléments majeurs des basaltes des bassins arrière-arcs sont généralement semblables à celles des MORB ; cependant, des différences apparaissent parfois en MgO, Al₂O₃, (figure 3.8) et en TiO₂, dont les teneurs sont intermédiaires entre celles des MORB et celles des IAV (Hawkins et Melchior, 1985).

	MORB-N "Sud Kane CH77DR4" Bougault (1980)	Bassin des Mariannes Valeurs représentatives selon Wood et al (1981)	Arc-des Mariannes Valeurs représentatives selon Wood et al (1981)
K	910.	1494. - 3651.	9377.
Rb	2.2	2. - 3.	18.
Ba	4.	49. - 105.	255.
Sr	119.	143. - 170.	305.

Tableau 3.3 : Teneurs représentatives en éléments alcalins et alcalino-terreux dans les roches du bassin des Mariannes, comparées aux teneurs de MORB et des IAV de l'arc des Mariannes.

associé (tableau 3.3) (Wood et al, 1981 ; Saunders et Tarney, 1984 ; Hawkins et Melchior, 1985 ; Volpe et al, 1987 ; Lin et Stern, 1989).

Parmi les laves des bassins de marges continentales (détroit de Bransfield, mer du Japon, bassin d'Okinawa), les teneurs en alcalins et alcalino-terreux sont généralement plus enrichies que celles des MORB (Weaver et al, 1979 ; Nakamura et al, 1989 ; Saunders, 1983 ; Hickey et al, 1986).

3.2.2 Spectres de terres rares élargis

Allures générales :

Les laves produites dans les zones de subduction ont des caractéristiques en éléments traces variées ; la figure 3.9 présente quelques exemples typiques :

Les arcs : Les basaltes des arcs des Tonga et des îles Sandwich du Sud ont des spectres appauvris (Ewart et Hawkesworth, 1987, Saunders et Tarney, 1984). Des andésites des arcs de Vanuatu, des Mariannes et de la Sonde ont des spectres légèrement enrichis (Dixon et Batiza, 1979 ; Briqueu et al, 1984 ; Wheller et al, 1987 ; Lin et Stern, 1989). Des andésites des arcs de la Nouvelle Zélande, des Mariannes, du Chili, et de l'Indonésie (Sonde et Banda) ont des spectres enrichis (Ewart et al, 1977 ; Hickey et al, 1986 ; Varne et Foden, 1986 ; Wheller et al, 1987 ; Lin et Stern, 1989).

Les bassins arrière-arcs : Des basaltes du bassin Nord Fidjien, ainsi que certains basaltes du bassin de Lau ont des spectres de type appauvri (Hawkins et Melchior, 1985 ; Ce travail). Des basaltes et des andésites de la mer de Scotia-est, du bassin des Mariannes et du bassin de Lau ont des spectres légèrement enrichis (Hawkesworth et al, 1977 ; Saunders et Tarney, 1984 ; Hawkins et Melchior, 1985 ; Sinton et Fryer, 1987 ; ce travail). Des andésites de la mer du Japon et du bassin d'Okinawa ont des spectres enrichis (Nakamura, 1989 ; ce travail) Enfin, des laves de certains volcans alcalins de Java ont des spectres très enrichis, dont les teneurs en éléments les plus incompatibles atteignent 1000 fois celles des chondrites (Romeur, en préparation).

Donc, parmi les laves des volcans d'arc et des bassins arrière-arcs, les teneurs en terres rares légères sont extrêmement variées, et évoluent entre 5 et 1000 fois les valeurs chondritiques. Ces éléments ont des teneurs généralement corrélées avec celles du K (Gill, 1981) ; ainsi, les laves des volcans tholéïtiques présentent des spectres appauvris (Tonga), tandis que des volcans calco-alcalins-potassiques ont des spectres enrichis. Notons que plusieurs types de volcans, donc différents types de spectres, peuvent être rencontrés au sein d'un même arc volcanique ou d'un même bassin arrière-arc.

Figure 3.9 : Spectres de terres rares élargis rencontrés dans les laves des arcs (figure du haut) et dans les bassins arrière-arcs (figure du bas). Les références sont les suivantes :

Chili : Hickey et al (1986) ; Vanuatu : Briqueu et al (1984) ; Tonga : Oversby et Ewart (1972) ; Java : Romeur (en préparation) ; Japon : Nakamura et al (1989) ; Scotia : Saunders et Tarney (1979) ; Bassin Nord-Fidjien : ce travail.

Tarney, 1984) ainsi que dans le bassin d'Okinawa et une partie du bassin de Lau (ce travail). Remarquons que de petites anomalies présentes dans certains échantillons appauvris du bassin Nord-Fidjien ne constituent pas une caractéristique de zone de subduction car elles ne diffèrent pas des anomalies rencontrées dans les MORB appauvris (cf. Bougault, 1980). Notons également que ces anomalies ne se rencontrent pas dans les basaltes alcalins de la région arrière-arc de la mer du Japon (Nakamura et al, 1989), ni dans les basaltes du bassin des Mariannes (Wood et al, 1981 ; Saunders et Tarney, 1984).

Gill (1981), White et Patchett (1984), et Hole et al (1984) décrivent des anomalies négatives en Ce dans quelques échantillons des arcs de Nouvelle Bretagne, des Mariannes, et de Izu. La nature de cette anomalie reste ambiguë ; elle pourrait être attribuée, selon ces auteurs, à l'action de l'eau de mer présente dans la source des IAV, et serait une caractéristique des zone de subduction

Pearce (1980) décrit des anomalies positives en Ce dans les tholéïtes des arcs des Sandwich, de Vanuatu, et dans des laves du volcan Krakatoa. Ces anomalies ne sont pas seulement présentes dans les IAV : on les rencontre parfois dans des sédiments (De Baar et al 1983 ; Hole et al, 1984) ainsi que dans des nodules (Elderfield et al, 1981).

3.2.3 Conclusion

Les laves formées dans les contextes de subduction présentent des spectres de terres rares élargis variés ; elles sont généralement plus enrichies que les MORB en éléments incompatibles et hygromagmaphiles, à l'exception toutefois des tholéïtes de l'arc des Tonga. Leurs caractéristiques essentielles sont :

- un enrichissement en éléments alcalins (K, Rb et particulièrement le Cs) et alcalino-terreux (Sr, Ba) ;
- un appauvrissement significatif en éléments, tels le V, Ti, Zr, Hf, parfois en Ce ; les anomalies négatives en Ta et Nb sont une caractéristique typique des IAV.
- En conséquence, les rapports alcalin/Ta ou alcalin/Nb sont particulièrement élevés dans les laves d'arc, et peuvent constituer un critère de reconnaissance (par exemple, le rapport Ba/Ta est généralement supérieur à 450 dans les arcs (Gill, 1981) alors qu'il est en moyenne d'environ 70 dans les MORB selon Hofmann, (1988) ;
- Les alcalins sont également enrichis relativement aux éléments incompatibles ; Hickey et al (1986) et White et Dupré (1986) utilisent le rapport Sr/Nd comme critère discriminant (voir figure 3.18). Gill (1981) ainsi que Morris et Hart (1983) préfèrent utiliser le rapport Ba/La, dont la signification est semblable : les valeurs varient de 12 à 100 dans les IAV, tandis qu'elles sont comprises entre 4 et 11 dans les MORB-N (Gill, 1981).

Figure 3.10.A : Domaines de variation des IAV dans le diagramme isotopique $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ - $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$: Mariannes (DePaolo et Wasserburg, 1977 ; Stern, 1979, 1982 ; Dixon et Stern, 1983 ; Stern et Bibee, 1984 ; White et Patchett, 1984 ; Reagan et Meijer, 1984 ; Hickey et Reagan, 1987), Fidji (Gill, 1984), Aléoutiennes (Menzies et Murthy, 1980 ; McCulloch et Perfit, 1981 ; White et Patchett, 1984 ; von Drach et al, 1986), Tonga et Kermadec (Oversby et Ewart, 1972 ; Stern, 1982 ; Ewart et Hawkesworth, 1987), Izu (White et Patchett, 1984), Kourile (Zhuravlev et al, 1987), Indonésie (Whitford, 1975 ; Varne et Foden, 1986 ; Stolz et al, 1988), Japon (Nohda et Wasserburg, 1981, 1986 ; Tarakado et al, 1988 ; Tatsumi et al, 1988), Philippines (Knittel et al, 1988 ; Vidal et al, sous presse), Antilles (Hawkesworth et al, 1979 ; Hawkesworth et Powell, 1980 ; White et Patchett, 1984 ; Thirwall et Graham, 1984 ; White et Dupré, 1986 ; Davidson, 1986, 1987). Les domaines des Fidji et des Mariannes, qui ne sont pas très différents, sont représentés dans un même ensemble pour une meilleure clarté.

Figure 3.10.B : Domaines de variation de certains IAV et certains OIB dans le même diagramme que précédemment ; cette représentation montre que les signatures isotopiques Sr-Nd est semblable pour ces deux types de roches. (Figure de Hickey et al, 1986).

Les roches prélevées dans les bassins arrière-arcs ont des teneurs en éléments traces intermédiaires entre celles des MORB et celles des arcs ; le degré d'enrichissement des spectres de terres rares élargi est variable ; les anomalies typiques des arcs ne se rencontrent que dans certains exemples ponctuels de bassins arrière-arcs ; nous verrons que les données de ce travail permettent d'envisager un lien possible entre les caractéristiques des bassins arrière-arcs et celles des arcs (par exemple le bassin d'Okinawa) ; nous verrons que ceci pourrait être en relation avec l'évolution tectonique du bassin.

3.3 Compositions isotopiques des laves des zones de subduction

3.3.1 Compositions isotopiques Sr-Nd

Les laves produites dans les zones de subduction peuvent être classées en deux groupes en fonction des compositions isotopiques (Sr-Nd) :

1 - Certains IAV ont des valeurs de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ comprises entre 0.703 et 0.704, et des valeurs de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ comprises entre 0.5128 et 0.5130. Ces intervalles regroupent les arcs des Mariannes, des Aléoutiennes, de Izu, des Kouriles, de Tonga, de Kermadec, les îles Fidji (figure 3.10.A et B). Le domaine défini par ces laves est proche de celui des MORB, mais nettement distinct. Les variations de compositions isotopiques sont généralement faibles au sein d'un même volcan. Représentées dans un diagramme isotopique Sr-Nd, ces valeurs sont incluses dans la Corrélacion Mantellique définie dans le chapitre précédent.

2 - Les laves des arcs des Antilles de l'Indonésie et des Philippines ont des compositions isotopiques plus radiogéniques en Sr (généralement $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} > 0.704$) et plus variables (les valeurs de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ pouvant atteindre 0.709) ; les compositions isotopiques du Nd sont plus faibles que celles du premier groupe ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.5125-0.5129$). Dans un diagramme isotopique Sr-Nd, ces domaines s'étendent en dehors de la Corrélacion Mantellique.

Remarquons que ces deux groupes se superposent remarquablement bien au champ défini par les basaltes des îles océaniques (figure 3.10.B).

Les basaltes des bassins arrière-arcs ont des compositions isotopiques (Sr-Nd) également très variables (figure 3.11) ; elles sont toutes incluses dans la corrélation mantellique. A la différence des arcs, certains bassins arrière-arcs ont des signatures semblables à celles des MORB (bassin des Mariannes, mer de Scotia, une partie des données du bassin Nord-Fidjien et du bassin de Lau). Certaines données sont plus radiogéniques en Sr (bassin d'Okinawa, ainsi qu'une partie des données du bassin de Lau et du bassin Nord-

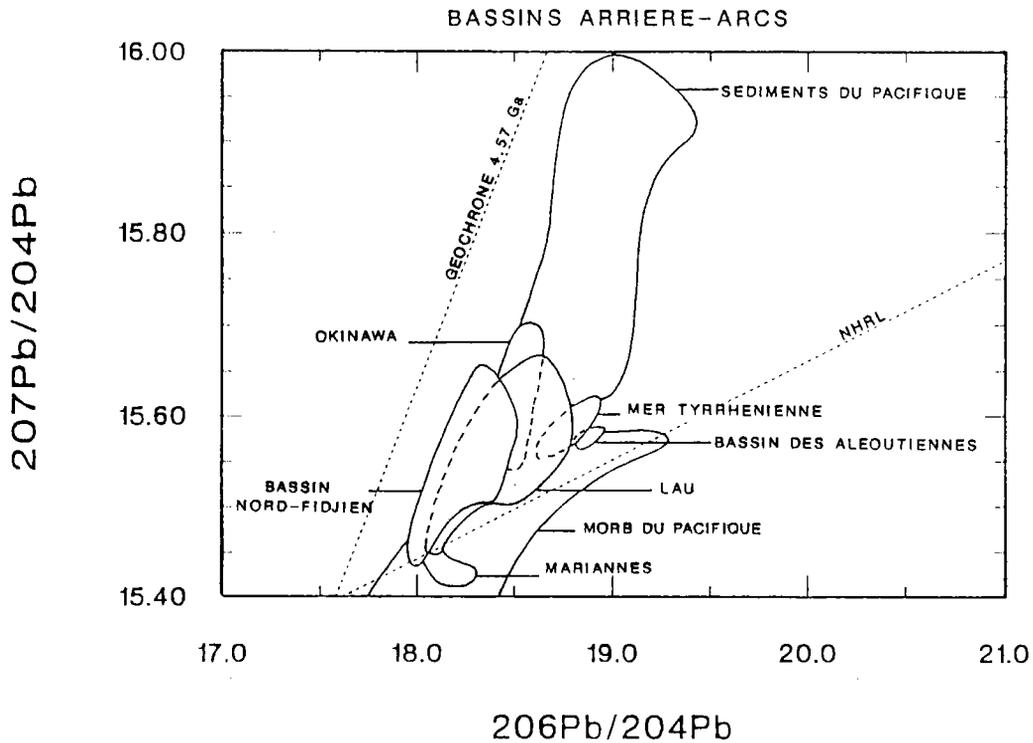


Figure 3.13 : Domaines de variation des bassins arrière-arcs dans le diagramme isotopique $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} \sim ^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$: mer Tyrrhénienne (Hamelin et al, 1979), bassin des Aléoutiennes (Arculus et al, 1977), bassin des Mariannes (Meijer, 1976), bassin Nord-Fidjien (ce travail), bassin de Lau (Hamelin et al, 1979 ; Ewart et Hawkesworth, 1987 ; Jenner et al, 1987 ; ce travail), et bassin d'Okinawa (ce travail). Les références des champs des MORB et des sédiments sont données dans la figure 2.3, chapitre 2.

des valeurs proches de celles des sédiments. Ces données seront étudiées plus en détail dans les chapitres suivants.

4. SOURCES ET PROCESSUS MAGMATIQUES DANS LES ZONES DE SUBDUCTION

Dans ce paragraphe, nous allons tenter d'identifier les composants qui participent à la formation des magmas des zones de subduction, et de caractériser si possible les processus magmatiques qui y ont lieu. Nous considérerons essentiellement le cas des laves d'arcs (IAV), pour lesquelles les données sont abondantes ; nous aborderons le cas des basaltes des bassins arrière-arcs (BABB) lorsque les données le permettront.

4.1 Le manteau péridotitique, source principale des magmas d'arc

La grande variabilité des éléments majeurs des roches constituant le volcanisme dans les zones de subduction révèle la complexité des phénomènes qui accompagnent la formation et l'évolution des magmas. C'est la raison pour laquelle l'étude pétrologique des IAV doit être précédée d'une sélection attentionnée des termes les plus basiques, afin de s'affranchir de l'effet de la différenciation dans la discussion des sources magmatiques. En comparaison des MORB, on observe dans les IAV les moins différenciées une variation importante des teneurs en K_2O , et les teneurs en TiO_2 sont généralement faibles. Les différences entre MORB et IAV résultent probablement de processus pétrogénétiques typiques des zones de subduction, et seront évoquées dans le paragraphe 4.6. A l'exception de ces deux éléments, les teneurs des autres éléments majeurs dans les roches peu différenciées sont semblables à celles des MORB (Perfit et al, 1980 ; Arculus et Johnson, 1981). Donc, les variations en SiO_2 , MgO , CaO , Al_2O_3 , etc... dans les IAV résulteraient de la différenciation (cristallisation fractionnée). Cette observation a été faite par plusieurs auteurs (voir Gill, 1981 pour les andésites d'arcs ; Hawkins et Melchior, 1985 pour les basaltes des bassins arrière-arcs ; Planck et Langmuir, 1988 pour les basaltes d'arc). On peut donc s'attendre à ce que les laves émises dans les zones de subduction proviennent du même manteau que celui qui produit les MORB aux rides médio-océaniques.

Les compositions isotopiques des IAV reflètent bien la contribution du manteau ; dans les diagrammes isotopiques (Sr-Nd, Pb-Pb), les arcs figurent en position intermédiaire entre les MORB et une source enrichie que nous évoquerons plus loin. Les laves des zones de subduction ont donc des affinités avec les MORB, et sont donc issues d'un manteau appauvri, c'est-à-dire dont les teneurs en Sr, Nd et Pb sont faibles ; nous verrons qu'une petite quantité de matériau enrichi, mélangé à un tel type de manteau appauvri, suffit à modifier sensiblement les compositions isotopiques du magma. Les différences de compositions isotopiques entre les IAV et les MORB sont significatives : White et Patchett (1984) distinguent deux groupes, l'un ayant des compositions

isotopiques très proches , quoique distinctes, de celles des MORB (Mariannes, Tonga, Kermadec, Aléoutiennes, Izu, Nouvelle Bretagne, Kouriles), et un second groupe dont les caractéristiques sont plus éloignées (Banda, La Sonde, Antilles). Pour tous ces arcs, le manteau péridotitique entre à plus de 90% dans la composition des magmas d'arcs ; en effet, l'analyse quantitative montre que seulement quelques unités de pourcentage de composés enrichis sont suffisants pour rendre compte des caractéristiques géochimiques des IAV (Sun, 1980 ; White et Patchett, 1984 ; White et Dupré, 1986 ; Arculus et Powell, 1986 ; Hickey et al, 1986 ; Jenner et al, 1987). Ainsi, les isotopes indiquent non seulement que le manteau péridotitique est présent dans les contextes de subduction, mais que cette source serait une composante majeure des laves produites dans les zones de subduction.

Les compositions en éléments majeurs et les compositions isotopiques des roches des bassins arrière-arcs sont généralement intermédiaires entre celles de l'arc associé et celles des MORB. Par exemple, les signatures isotopiques (Sr, Nd, Pb) du bassin des Mariannes sont semblables à celles des MORB, et donc moins radiogéniques en Sr que celles de l'arc des Mariannes ; celles du bassin de Lau contiennent celles de l'arc des Tonga.

Arcs et bassins arrière-arcs sont le lieu de génèse de nouvelles croûtes, roches orogéniques, ou roches océaniques, produites essentiellement à partir de la même source que celle qui alimente les MORB, c'est-à-dire le manteau péridotitique.

Cette conclusion est essentielle, et doit constituer la base de notre étude, car, tout au long de ce chapitre, nous nous intéresserons aux caractéristiques géochimiques typiques des zones de subduction, qui permettent de les distinguer des MORB. Ces différences sont significatives des phénomènes de contamination et des fractionnements qui ont modifié - dans des proportions variables - la source péridotitique.

4.2 Variations spatiales dans les arcs

La position géographique du volcanisme peut-elle influencer la composition des laves ? Dickinson et Hatherton (1967) remarquent en effet que les teneurs en K₂O augmentent avec la distance du volcan par rapport au front de l'arc, et donc avec la profondeur de la zone de Bénéioff. Une telle relation a été mise en évidence dans l'arc des Tonga, des Kermadec, des Kouriles, du Kamchatka, ainsi que les arcs des petites Antilles et en Indonésie par Dickinson et Hutherton (1969) et Hutchison (1975) (figure 3.14). De façon générale, le K, Rb, La, Th, U ainsi que les rapports La/Yb et Rb/Sr augmentent avec la distance à l'arc, tandis que les rapports K/Rb, Ba/La et Zr/Nb diminuent. Dans certains cas (Nouvelle Zélande, Japon, Aléoutiennes), les rapports ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr et ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb diminuent en fonction de la distance à l'arc (Gill, 1981).

Ces variations reflètent certainement l'influence décroissante de la zone de subduction : soit elles résultent d'une diminution de la contribution de la plaque subductée

lorsqu'elle s'éloigne de la surface, ou bien les processus de fusion partielle varient en fonction des conditions de pression, de température, et des teneurs en H₂O, qui évoluent au fur et à mesure que la plaque descend.

Les variations géochimiques le long de l'axe de l'arc volcanique sont moins nettes. Gill (1981) cite plusieurs exemples dans lesquels le rapport entre la quantité de basaltes et la quantité d'andésites émis par les volcans d'arc reflète une contribution variable de la croûte de l'arc dans le magma. Un exemple plus spectaculaire est celui de l'arc des Petites Antilles (White et Dupré, 1986) dans lequel les compositions isotopiques du Pb des laves reflètent la présence de sédiments les variations des compositions isotopiques dépend du lieu de prélèvement des laves, et résultent soit de variation dans le pourcentage de sédiments impliqués, soit des variations des caractéristiques isotopiques de ces sédiments (figure 3.15).

4.3 Rôle de la croûte de l'arc

Les IAV contiennent généralement de nombreux phénocristaux (plagioclases, clinopyroxènes, ...) : entre 20 et 50% de la roche totale, selon Gill (1981). Cette proportion est très importante. Le processus de cristallisation qui produisent ces phénocristaux ont lieu généralement dans le magma liquide : on observe alors une corrélation entre les éléments majeurs (cf. Planck et Langmuir, 1988). Dans d'autres cas cependant, les phénocristaux ne sont pas en équilibre avec le liquide ; ceci indique que le magma aurait été contaminé peu de temps avant l'éruption, par exemple par la croûte de l'arc au cours de la remontée.

Planck et Langmuir (1988) ont étudié une quantité importante d'échantillons peu différenciés de nombreux arcs volcaniques (cf. paragraphe 3.1.1) ; ces auteurs constatent que les teneurs en Na₂O et CaO, ramenées à une valeur équivalente à MgO = 6%, sont fortement corrélées avec l'épaisseur de la croûte de l'arc ; le Na₂O est corrélé positivement, tandis que le CaO est corrélé négativement. Citons à titre d'exemple l'arc des Tonga, dont l'épaisseur crustale est de 12 km, et dont les teneurs sont faibles en Na₂O et élevées en CaO (les valeurs moyennes, ramenées à MgO = 6% : Na = 1.6% et Ca = 11.4%, d'après Planck et Langmuir, 1988) ; à l'inverse, l'arc du Mexique a une croûte épaisse (50 km), et ces laves sont enrichies en Na₂O et appauvries en CaO (Valeurs moyennes, ramenées à MgO = 6% : Na = 3.9%, Ca = 7.3%, d'après Planck et Langmuir, 1988). Ces auteurs concluent donc que les processus de différenciation auraient lieu seulement entre le plan de Bénéioff et la croûte inférieure de l'arc ; ainsi un arc dont la croûte est épaisse produirait un magma moins différencié qu'un arc dont la croûte est fine.

De plus, Arculus et Johnson (1981) remarquent que dans certains arcs (Grenade, Nouvelle Bretagne, Aléoutiennes), les rapports ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr sont corrélés négativement

émises en domaine arrière-arc sont moins prononcées, parfois inexistantes, d'autant plus si l'évolution du bassin est à un stade avancé (Arculus et Johnson, 1981 ; Tarney et al, 1981 ; Saunders et Tarney, 1984 ; ce travail). On peut s'attendre à ce que l'influence de la croûte de l'arc ne soit pas prépondérante.

4.4 Rôle de la croûte océanique subductée

Les variations des caractéristiques géochimiques des IAV (éléments traces, rapports d'éléments traces, compositions isotopiques), corrélées dans certains cas avec la distance par rapport au front de l'arc, reflètent l'influence décroissante de la zone de subduction (Dickinson et Hatherton, 1967 ; Hutchison, 1976 ; Gill, 1981). Elles pourraient résulter de la contribution de la plaque subductée.

Cette contribution peut être mise en évidence par les isotopes ; en effet, la plaque subductée est constituée de croûte océanique altérée, et contient de l'eau de mer. Dans un diagramme Sr-Nd, une dérive des compositions isotopiques vers la droite par rapport à la Corrélant Mantellique indique sans ambiguïté la présence d'eau de mer (voir chapitre 1 paragraphe 2.2.2 ; voir aussi figure 3.16), et pourrait résulter de la contribution de croûte océanique altérée ; de tels exemples ont été décrits dans les arcs des Sandwich du sud (Hawkesworth et al, 1977), des Mariannes et de Nouvelle Bretagne (DePaolo et Wasserburg, 1977).

Cependant, les éléments traces (alcalins, alcalino-terreux, éléments magmaphiles) sont souvent très enrichis dans les IAV en comparaison des MORB. Gill (1981) remarque que l'implication de croûte océanique dans la source n'est pas suffisante pour expliquer un tel enrichissement, car aucun processus magmatique connu (fusion péridotitique, fusion de croûte océanique, cristallisation fractionnée) ne peut rendre compte de l'enrichissement des IAV. Les isotopes (Sr, Nd, Pb) montrent également que des composés plus enrichis et plus radiogéniques doivent être impliqués dans le magma source des arcs.

4.5 Contamination du magma par les sédiments

4.5.1 Les indices

Les sédiments qui recouvrent le plancher océanique accompagnent en partie la lithosphère dans la subduction, et peuvent donc participer à la genèse des magmas d'arcs. L'étude comparative de la géochimie des sédiments et des laves d'arcs permet d'envisager une telle hypothèse, car la présence de sédiments est marquée par des indices nombreux et convaincants.

L'enrichissement en Cs, relativement aux autres éléments alcalins (K, Rb), est une caractéristique commune des magmas d'arc et des sédiments pélagiques (Kay, 1980 ; Morris et Hart, 1983 ; Stern et Ito, 1983 ; White et Patchett, 1984).

Les sédiments ont parfois des anomalies négatives Zr, des anomalies négatives ou positives en Ce (Ben Othman et al, 1989), et ont souvent des anomalies négatives en Ta et Nb (Hole et al, 1984 ; White et Patchett, 1984 ; Briquieu et al, 1984 ; Saunders et al, 1988).

Les sédiments ont des rapports isotopiques élevés en $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, et faible en $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ relativement aux MORB (voir figures 1.4 et 1.7 dans le chapitre 1) ; les valeurs de $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ sont semblables à celles des basaltes océaniques, et sont incluses dans un intervalle restreint (figure 3.12 et 3.13). Les teneurs en Pb dans les sédiments varient en moyenne entre 20 et 40 ppm selon Chow et Patterson (1969) et Ben Othman et al (1989), et sont très élevées relativement à celles du manteau appauvri (~ 0.05 ppm selon White et Dupré, 1986). Les rapports Pb(sédiments)/Pb(manteau appauvri) sont de 600 environ, ce qui est particulièrement important ; à titre de comparaison, les rapports Nd(sédiments)/Nd(manteau) sont de 25 environ (d'après les valeurs de Hofmann, 1988). C'est la raison pour laquelle le Pb est un marqueur sensible à la présence de sédiments.

La contribution de sédiments dans le manteau appauvri a pour effet d'augmenter les rapports $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ et $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ relativement au $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, d'augmenter le rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ et de diminuer le rapport $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$. Or, toutes les compositions isotopiques (Sr, Nd, Pb) des arcs sont intermédiaires entre celles des basaltes océaniques et celles des sédiments, comme il a été décrit précédemment (paragraphe 3.3). De plus, dans un diagramme isotopique Pb-Pb, la pente définie par les données des arcs est nettement supérieure à celle de la NHRL et se dirige vers le champ des sédiments ; ces caractéristiques constituent des indices convaincants de la présence de sédiments dans les laves d'arc (Sun, 1980 ; Arculus et Johnson, 1981 ; Cohen et O'Nions, 1982 ; Hole et al, 1984 ; White et Patchett, 1984 ; Hickey et al, 1986 ; Arculus et Powell, 1986).

D'autre part, il existe une variation cohérente entre les sédiments et les différents arcs, relativement à leur position géographique : Armstrong (1971) remarque que les sédiments du Pacifique nord-est sont plus radiogéniques en $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ que ceux du Pacifique ouest ; de même, les arcs du Pacifique nord-est sont plus radiogéniques en $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ que les arcs du Pacifique ouest. La même observation est faite par Sun (1980), puis Karig et Kay (1981) ; elle suggère encore la présence des sédiments dans les laves d'arcs.

L'arc des Petites Antilles (Atlantique ouest) constitue désormais un exemple classique de la contribution de sédiments (Davidson, 1983 ; Dupré et al, 1985 ; White et Dupré, 1986) : ces auteurs observent une augmentation régulière des compositions isotopiques du Pb le long de l'axe du nord vers le sud : les IAV et les sédiments de cette

Enfin, les composés sédimentaires, ainsi que les composés dérivés de la lithosphère, sont extraits de la plaque subductée par des processus de fusion en milieu hydraté, qui ont pour effet d'extraire sélectivement certains éléments par rapport à d'autres ; par exemple, le Pb et le Sr contenus dans les sédiments subductés s'introduisent aisément dans les phases fluides qui contribuent aux magmas sources des arcs ; à l'inverse, en raison des propriétés chimiques, il semble qu'une certaine proportion du Nd n'est pas extraite des composés dérivés de la plaque subductée. Ceci explique qu'un découplage est possible entre les traceurs isotopiques.

Pour toutes ces raisons, la quantité de sédiments impliquée est difficile à estimer. Dans le cas de l'arc des Mariannes, les données du Pb indiquent une contribution possible de Pb inférieure à 1% (Meijer, 1976) ; cet auteur suppose toutefois que les caractéristiques des sédiments prises pour le modèle correspondent effectivement à celles des sédiments qui subduisent dans la fosse des Mariannes.

Von Drach et al (1986) ont étudié les compositions isotopiques (Sr, Nd) de laves de l'arc des Aléoutiennes, et envisagent successivement la contribution d'eau de mer, de croûte océanique, de croûte continentale et de différents types de sédiments ; ils proposent, d'après les résultats de leurs analyses, que ces laves peuvent contenir 2.8% de vieux débris continentaux, 4% de sédiments pélagiques, ou 14% de sédiments abyssaux !

L'exemple proposé par White et Dupré (1986) dans le cas de l'arc des Petites Antilles est plus démonstratif ; ces auteurs proposent un modèle de mélange simple entre le manteau appauvri et des sédiments de types variés qui rend compte non seulement des variations de compositions isotopiques, mais aussi des variations des teneurs en éléments traces dans les laves faiblement potassiques. Pourtant, l'analyse quantitative est moins convaincante : les auteurs supposent dans ce modèle - 1 - que le taux de contamination est faible, - 2 - que les sédiments sont introduits en masse. Les teneurs dans les sédiments sont telles qu'"un faible pourcentage de sédiments est suffisant pour transmettre au mélange les mêmes compositions isotopiques du Pb que celles du pôle sédimentaire" (White et Dupré, 1986) ; on s'aperçoit en effet sur la figure 3.17 qu'il devient difficile de discerner des taux de mélange entre 3 et 100% de sédiment (les 100% étant représenté par les points A, B ou C selon le type de sédiments choisi) : les variations de compositions isotopiques du Pb dans les IAV reflètent les variations que l'on pourrait observer dans les sédiments ; les isotopes du Sr et du Nd sont des traceurs plus appropriés pour effectuer une analyse quantitative. Les auteurs concluent donc que le taux de participation des sédiments est de 3%.

4.6 Processus pétrogénétiques

4.6.1 Mise en évidence : un mélange de source est insuffisant

Indépendamment des sources impliquées dans la formation des magmas source des arcs, les processus pétrogénétiques dans les zones de subduction peuvent-ils être à l'origine des signatures typiques des laves d'arc : enrichissements significatifs en alcalins et alcalino-terreux, et appauvrissements prononcés en Ta et Nb ?

Church (1976) suggère dans le cas de l'arc des Cascades que le magma subit une contamination "en route" par des sédiments contenus dans la croûte de l'arc ; les sédiments seraient donc introduits directement, sans modification chimique. Cet exemple cependant reste ponctuel.

L'analyse détaillée des données géochimiques (éléments traces, rapports d'éléments traces, isotopes) montre que les variations entre les différents paramètres ne sont pas toujours cohérentes. La figure 3.18 illustre un exemple pour lequel les compositions isotopiques du Sr sont intermédiaires entre celles des MORB et celles des sédiments (ce qui reflète un mélange), tandis que les rapports Nd/Sr sont les plus faibles (et ne peuvent résulter d'un mélange simple entre la source des MORB et les sédiments). Il en est ainsi pour les arcs des Sandwich du sud (Hawkesworth et al, 1977), de Nouvelle Bretagne (DePaolo et Johnson, 1979 ; DePaolo et Wasserburg, 1979), des Andes (Hickey et al, 1986), des Aléoutiennes (Von Drach et al, 1986) et des Petites Antilles (White et Dupré, 1986). Dans certains cas, les valeurs faibles des rapports Nd/Sr peuvent être expliquées par la présence d'eau de mer, si ces valeurs sont associées à une augmentation du rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (voir chapitre 1, paragraphe 2.2.2, ainsi que Von Drach et al, 1986), mais ce n'est pas toujours le cas. De plus, les modèles de mélange, lorsqu'ils s'accordent avec les isotopes, n'expliquent pas l'enrichissement considérable des alcalins et des alcalino-terreux relativement aux terres rares dans les IAV. En outre, ni les sédiments, ni l'eau de mer, ni la croûte océanique, ni le manteau appauvri ne contiennent les rapports Nd/Sr particulièrement faibles mesurés dans les laves d'arc.

La nature des contaminants n'explique pas ces valeurs typiques des IAV ; on peut en rechercher l'explication dans le processus de formation de ces laves.

4.6.2 Fusion partielle

Le processus de fusion partielle a pour effet de fractionner les éléments traces en fonction de leur affinité pour le liquide magmatique. Or le Ta et le Nb sont des éléments hygromagmaphiles, de même que le Th, La, Ce ; tous ces éléments ont des comportements similaires au cours de la fusion du manteau (Bougault, 1980 ; Briqueu et al, 1984). Un

processus de fusion partielle ne peut donc pas fractionner le rapport Ta/La ou La/Nb sans fractionner en même temps les rapports Th/La ou La/Ce.

Au cours d'une fusion partielle, les éléments les plus hygromagmaphiles seraient également enrichis relativement aux éléments moins hygromagmaphiles qui resteraient préférentiellement dans les phases minérales. Or le Sr est moins hygromagmaphile que le Th, et est plus enrichi dans les IAV que le Th ! L'enrichissement observé concerne en fait les éléments les plus solubles, et non les moins hygromagmaphiles (White et Dupré, 1986) ; le Sr est en effet plus soluble que le Th (Tatsumi, 1986), ce qui suggère que l'eau contenue dans les composés subductés joue un rôle important au cours de la formation des magmas d'arc.

4.6.3 Rôle des titanates

Les titanates sont des minéraux contenant essentiellement du Ti ainsi que d'autres éléments ayant des propriétés électroniques semblables à celles du Ti, c'est-à-dire les éléments à forte charge ionique et à faible rayon ionique, tels le Ta, Nb. Ces phases sont présentes en particulier dans les magmas des arcs, et leur présence est courante dans les IAV. Hellman et Green (1979) montrent en effet par l'expérimentation qu'elles apparaissent dans des basaltes hydratés à des pressions supérieures à 20 kbars, c'est-à-dire dans des conditions physico-chimiques proches de celles dans lesquelles les magmas d'arc sont formés.

Ainsi, de nombreux auteurs (Green, 1980 ; Saunders et Tarney, 1980 ; Arculus et Johnson, 1981 ; Morris et Hart, 1983) suggèrent que la formation des titanates peut être responsable des anomalies négatives observées dans les spectres de terres rares élargis des laves d'arc.

Cette hypothèse suppose toutefois que les comportements du Ti, Ta et Nb sont liés. Or, les anomalies Ta-Nb sont généralement prononcées, et toujours présentes dans les contextes d'arc, tandis que les anomalies en Ti sont légères, et ne sont pas toujours présentes : par exemple, certains échantillons des Tonga et des Vanuatu n'ont pas d'anomalies en Ti (Briqueu et al, 1984 ; Ewart et al, 1987). Donc les anomalies en Ti et en Ta-Nb ne sont pas toujours associées.

D'autre part, Ryerson et Watson (1987) ont effectué une étude expérimentale sur les conditions de formation de minéraux riches en Ti (Rutile, Perovskite, Ilmenite), et observent que les magmas des arcs ne sont pas saturés en Ti : par exemple, au minimum 7% de TiO₂ sont nécessaires pour provoquer la cristallisation de ces minéraux dans les conditions présentes aux zones de subduction : or les laves n'en contiennent en moyenne que 0.6%. Ces auteurs concluent donc que ces minéraux ne peuvent être en équilibre avec le

magma, et ne peut donc pas résulter de la cristallisation de ce liquide. La cristallisation de titanates ne peut pas être responsable de l'appauvrissement en Ti des IAV.

4.6.4 Rôle de l'eau de mer

Les anomalies négatives en Ce se rencontrent essentiellement en domaine marin (De Baar et al, 1983) ; elles sont présentes dans les sédiments, et pourraient être liées soit à l'interaction avec l'eau de mer, ou bien de l'accrétion de nodules, qui contiennent des anomalies positives en Ce (Elderfield et al, 1981).

Bienvu et al (1989) décrivent des anomalies positives en Ta et Nb ainsi qu'en Zr et Hf dans les spectres de terres rares élargis d'échantillons de croûte océanique altérée ; ces anomalies n'apparaissent pas dans la phase non altérée des mêmes échantillons ; aussi ces auteurs concluent-ils que les anomalies observées résultent de l'action de l'eau de mer. Ils proposent qu'un processus d'altération analogue, appliqué dans des conditions de pression et de température des zones de subduction, pourrait produire les anomalies observées dans les roches IAV.

4.6.5 Métasomatose

La descente de la plaque subductée dans le manteau s'accompagne d'un changement des phases minérales : à partir d'une profondeur de 100 km environ, les amphiboles, créés au préalable par la transformation de minéraux à basse pression, deviennent instables et libèrent de l'eau (changement de faciès minéralogique, voir paragraphe 1.2.2) La croûte altérée et les sédiments qui constituent la plaque plongeante contiennent également de l'eau. La présence d'eau a pour effet d'abaisser la température de fusion du système. Cette fusion n'est pas identiques aux processus qui ont lieu aux rides océaniques ; elle est contrôlée par des conditions physico-chimiques (pression, température, présence d'eau) présentes dans les zones de subduction ; ce processus est couramment appelé "Métasomatose". Dans ce qui suit, nous désignerons sous ce terme le processus d'extraction par des fluides hydratés des composés présents dans le contexte étudié (ici les zones de subduction).

Ce processus a pour effet de modifier les caractéristiques du manteau, qui est alors enrichi des éléments les plus solubles dans l'eau (alcalins et alcalino-terreux) relativement aux terres rares. Tatsumi et al (1986) ont reconstitué expérimentalement le processus, en étudiant le fractionnement des alcalins, alcalino-terreux et terres rares au cours de la transformation de minéraux hydratés en minéraux non-hydratés. Ces auteurs observent en effet que cette réaction produit des fluides enrichis en alcalins et alcalino-terreux ; la figure 3.19.A illustre la distribution de certains éléments dans ces fluides ; la figure 3.19.B illustre les teneurs de certains éléments (K, Ba, Cs, Rb, La)

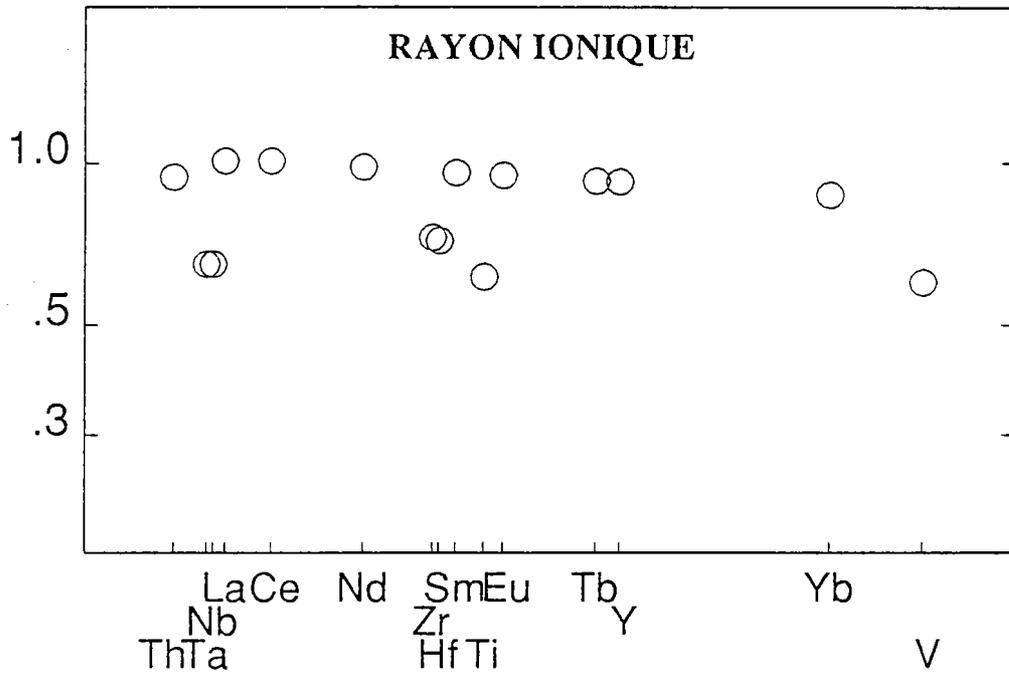


Figure 3.19.C : Rayon ionique des éléments terres rares et non terres rares représenté dans un diagramme de terres rares élargi. Le spectre obtenu est semblable à celui des concentrations dans les IAV ; le Ta, Nb, Ti, Zr et Hf pourraient être appauvris par la formation de fluides hydratés. Cette observation confirme les propos de Tatsumi et al (1986), et fait ressortir l'importance du rayon ionique, pour prévoir le comportement des éléments au cours des processus qui accompagnent la formation des magmas des arcs. Figure d'après Pegram (1983).

moindre mesure, le Ti, le Zr et le Hf) seraient délaissés dans les phases résiduelles. Ces fluides pourraient transmettre au magma des arcs les anomalies ainsi produites.

4.7 Le volcanisme d'arc, un cas type

Au cours des chapitre 2 et 3, nous avons étudié trois types de volcanisme : les éruptions sous-marines des rides médio-océaniques, qui produisent les MORB, le volcanisme intraplaque océanique, qui produit les OIB, et le volcanisme d'arc, qui produit les IAV. Les MORB constituent un groupe de roches volcaniques généralement appauvries, et représentent le manteau supérieur. Les OIB et les IAV sont plus enrichis, et nous avons vu que les deux raisons principales de l'enrichissement des OIB sont - 1 - la présence d'une source mantellique enrichie, résultant de processus de différenciation du manteau, - 2 - la réincorporation de composés superficiels enrichis dans le manteau. Ces causes sont également impliquées dans les IAV, et on peut se demander s'il existe un lien génétique entre OIB et IAV.

4.7.1 IAV et OIB : une origine commune ?

Certains auteurs ont suggéré que les IAV et les OIB pouvaient être issus des mêmes réservoirs mantelliques (DePaolo et Wasserburg, 1977 ; Chase, 1981 ; White et Hoffman, 1982 ; Morris et Hart, 1983). Ces deux types de laves présentent des spectres de terres rares variables, et généralement plus enrichis que ceux des MORB ; l'enrichissement en éléments alcalins (Rb, K) et alcalino-terreux (Sr, Ba) est semblable ; les isotopes (Sr, Nd) définissent pour les deux types de laves des domaines de variation quasiment identiques.

Il existe pourtant des différences marquées : en comparaison des OIB, les IAV sont plus enrichis en Cs, relativement aux autres alcalins, et fortement appauvris en Ta-Nb relativement aux terres rares légères. Le rapport Sr/Nd est plus élevé dans les IAV que dans les OIB, ce qui reflète l'enrichissement des alcalins et alcalino-terreux relativement aux terres rares. Enfin, les isotopes du Pb des IAV constituent un critère essentiel de distinction.

De cette étude comparative, Morris et Hart (1983) ont proposé un modèle dans lequel les IAV et les OIB sont issus des mêmes sources mantelliques : au cours du temps, les plaques subductées alimenteraient le manteau inférieur, ou la limite de la mésosphère, pour former une source mantellique enrichie ; cette source remonterait sous la forme de "panaches" vers la surface du globe, et constituerait une source enrichie commune aux magmas des volcans intraplaques et des volcans des arcs. La répartition de ces panaches serait liée aux mouvements convectifs du manteau ; ils seraient en conséquence rarement

4.7.3 Conclusion

En résumé, les caractéristiques géochimiques (éléments majeurs, traces, isotopes) des IAV indiquent que leur source principale est semblable à celle des MORB. Cependant certaines particularités permettent de les distinguer des MORB et des OIB : les anomalies en Ta et Nb pourraient être une caractéristique de source ; les compositions isotopiques du Sr indiquent parfois la présence d'eau de mer, ou de croûte altérée ; les rapports $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ élevés relativement au $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, ainsi que la présence de ^{10}Be , suggèrent la contribution de sédiments, dont le temps de recyclage serait court. De plus, les teneurs particulièrement importantes en éléments alcalins et alcalino-terreux relativement aux terres rares et en comparaison des MORB permettent d'envisager des processus magmatiques spécifiques aux zones de subduction : en particulier ces éléments ont permis de mettre en évidence l'importance du rôle de l'eau dans la formation et la composition des IAV. De plus il semble que les différents traceurs isotopiques (Sr, Nd et Pb) sont découplés, probablement en raison des propriétés chimiques de chacun de ces éléments et des différences parfois très importantes des teneurs entre les différents composés. On peut donc s'attendre à ce que la composition des IAV ne reflète pas les mêmes processus ni les mêmes composés selon l'élément considéré.

Enfin, les laves des bassins arrière-arcs sont encore peu connues ; les données actuellement existantes laissent penser qu'elles ont des compositions intermédiaires entre celles des IAV et celles des MORB ; mais sont-elles aussi variées ? Quelle est l'influence de la zone de subduction dans le domaine arrière-arc ? Quels paramètres contrôlent cette influence ?

CHAPITRE 4

LE BASSIN D'OKINAWA

1. CONTEXTE GEOLOGIQUE

Le bassin d'Okinawa a fait l'objet de nombreuses études controversées ; sa structure et le mécanisme d'ouverture ont été largement décrits dans les travaux récents de Lee et al (1980), Kimura (1985), Kimura et al (1985), Letouzey et Kimura (1986), Davagnier et al. (1987), Sibuet et al (1987) et Marsset (1987).

1.1 Situation générale

Le bassin d'Okinawa se situe en bordure du continent asiatique, en marge de la mer Ouest-Philippine (figure 4.1), en arrière de la fosse de subduction des Ryukyu et de l'arc associé. Il s'étend de l'île de Taïwan jusqu'à l'extrémité sud du Japon, et est orienté selon une direction NE - SW ; sa largeur varie entre 60 et 100 km au sud, et 230 km au nord ; sa profondeur atteint 2 300 m au sud et décroît progressivement jusqu'à 200 m au nord.

1.2 Structure du bassin d'Okinawa

Dans la partie nord du bassin d'Okinawa, on trouve une croûte continentale amincie, recouverte d'une importante couche sédimentaire de 8 km d'épaisseur environ (Letouzey et Kimura, 1986). Les données de la sismique réflexion ont permis de mettre en évidence des grabens et des failles normales disposées en échelon et orientées N50. La figure 4.2 et la coupe A illustrent ces structures qui résultent, selon Sibuet et al (1987), d'un régime extensif, ainsi que l'absence de volcanisme arrière-arc dans cette partie du bassin.

Dans sa partie sud, le bassin se caractérise par un système de dépressions linéaires, sub-parallèles, en échelon orientés N90, qui peuvent atteindre une longueur de 100 km environ, et présentant parfois des intrusions volcaniques axiales de plusieurs dizaines de km de longueur, et de quelques centaines de mètres de hauteur, mises en évidence par les anomalies magnétiques. Ce système se prolonge vers la partie nord du bassin par un réseau de failles normales, diffuses, orientées N40 - N60. Ces structures peuvent être amincies ; elles correspondraient à une phase de rifting (Sibuet et al, 1987 ; Marsset, 1987). D'autres auteurs interprètent ces structures comme faisant partie d'un système d'accrétion de type médio-océanique ; elles seraient alors les premières manifestations d'une ouverture océanique ; les anomalies magnétiques permettent d'estimer un demi-taux d'accrétion de 2 cm/an (Lee et al, 1980 ; Van Derzouwen, 1985 ; Kimura et al, 1985). De part et d'autre des intrusions volcaniques, la partie sud du bassin est recouverte d'une couche sédimentaire de 2 km environ.

La partie centrale du bassin d'Okinawa constitue une zone de transition entre la partie nord, caractérisée par une croûte continentale amincie, et la partie sud, zone de volcanisme arrière-arc. Des intrusions volcaniques sont également présentes (figure 4.2, coupe B). Un relevé bathymétrique détaillé a été effectué par Sibuet et al (1987) dans une zone appelée "VAMP" (Volcanism Arc rift Migration Phenomena) (figure 4.3) ; il fait apparaître des séries de rides parallèles orientées N70 et une zone de dépression interprétée comme étant une subsidence du bassin continental affectée par le volcanisme arrière-arc (Davagnier et al, 1987).

Notons enfin que Kimura et al (1988) ont décrit la présence d'activité hydrothermale dans la partie centrale du bassin d'Okinawa : ces auteurs décrivent la présence de monticules de 5 à 6 m de hauteur et de 15 à 25 m de diamètre, lieu de ces manifestations ; selon des mesures effectuées in situ, la température de cette eau est de 20 à 50°C, et les teneurs en méthane de 200 nl/kg environ (Kimura et al, 1988).

1.3 Ouverture du bassin d'Okinawa

L'ouverture du bassin d'Okinawa a débuté par une première phase de rifting entre le miocène moyen et le miocène supérieure (15 à 7 millions d'années) ; elle serait liée à un changement de direction du mouvement de la plaque Ouest-Philippine relativement à la plaque Pacifique (Letouzey et Kimura, 1986).

Une seconde phase d'ouverture a débuté au plio-pléistocène (2 Ma) ; selon Letouzey et Kimura (1986), cet événement serait lié au poinçonnement de l'île de Taïwan par l'arc volcanique de Luzon (figure 4.4). Selon Sibuet et al (1986), l'ouverture serait plutôt liée à la subduction de la plaque Ouest-Philippine sous la plaque continentale Eurasiatique, provoquant un étirement en arrière de l'arc.

L'extension actuelle a débuté dans la partie sud du bassin, lieu des premières manifestations de volcanisme arrière-arc ; cette ouverture se propage jusque dans la partie centrale, aux dépens du volcanisme andésitique, tandis que la partie nord, caractérisée par une croûte continentale amincie, ne semble pas affectée par ce type d'activité.

Le bassin d'Okinawa constitue un exemple de bassin arrière-arc à un stade précoce d'évolution, s'ouvrant en domaine continental.

2. DONNEES GEOCHIMIQUES ANTERIEURES

Il existe très peu de données sur la géochimie des laves du bassin d'Okinawa. Kimura et al (1986) ont décrit des laves draguées durant la mission DELP-84 WAKASHIO et au cours de plongées du submersible SHINKAI 2000. Ces laves sont soit des basaltes riches en

Figure 4.3.A: Carte bathymétrique du bassin d'Okinawa indiquant la localisation de la zone VAMP et le positionnement des échantillons analysés, prélevés au cours de la mission POP1 (1984). DR2, DR3, DR4 et KF17 : laves volcaniques récentes ; KF2bis et KF7 : sédiments. (Carte modifiée de Sibuet et al, 1987).

Figure 4.3.B: Relevé bathymétrique de la zone VAMP. Le lieu de prélèvement des échantillons DR2 et KF7 est indiqué. (Modifiée de Sibuet et al, 1987).

alumine ($\text{SiO}_2 = 51 - 52 \%$, $\text{Al}_2\text{O}_3 = 16.7 - 17.3 \%$), soit des dacites ou des andésites acides ($\text{SiO}_2 = 51 - 63 \%$, $\text{Al}_2\text{O}_3 = 15.3 - 16.7 \%$) ; elles contiennent des phénocristaux d'amphiboles ; les teneurs en MgO (0.3 - 6.4 %), en Na₂O (2.6 - 4.8 %) et en K₂O (0.4 - 0.8 %) indiquent que ces roches appartiennent aux séries calco-alcalines. Ces roches sont typiques, selon l'auteur, de celles généralement rencontrées dans les contextes tectoniques en extension. La datation de ces roches par la méthode K-Ar ont révélé des âges inférieurs au million d'années.

3. DONNEES DE CE TRAVAIL

Au cours de ce travail, 11 échantillons ont été analysés. Deux d'entre eux sont des sédiments prélevés par carottage : le KF2bis dans la partie nord à 667 m de profondeur, le KF7 dans la partie centrale (zone VAMP) à 1560 m de profondeur (figure 4.3).

D'autre part, huit échantillons proviennent de trois dragues différentes : DR2 et DR3 dans la partie centrale à 1580 et 1800 m de profondeur respectivement ; DR4 dans la partie sud à 2250 m de profondeur. Un dernier échantillon a été prélevé de façon inattendue par un carottier dans la partie sud à 2200 m de profondeur. Il s'agit de laves volcaniques, pour lesquelles nous présenterons successivement la pétrologie, les éléments traces et les compositions isotopiques du Sr, du Nd et du Pb.

3.1 Pétrologie

La pétrologie des laves volcaniques a été présentée par Maury et al (1986). Ces échantillons sont des basaltes tholéïtiques, des ferrobasaltes et des dacites tholéïtiques. Les analyses des éléments majeurs sont présentées dans le tableau 4.1.

- DR2 (échantillon DR2A) : la teneur élevée en SiO_2 (environ 63 %) est habituelle en contexte d'arc et indique une différenciation importante, confirmée par les teneurs élevées en Na₂O, K₂O et faibles en Fe_2O_3 , MgO et CaO. Il s'agit d'une dacite tholéïtique intermédiaire entre les séries océaniques et les séries orogéniques, contenant des orthopyroxènes et des plagioclases (Maury et al, 1986).

- DR3 (échantillons DR3A et DR3B) : de cette drague, deux échantillons ont été analysés. Leurs teneurs en SiO_2 (environ 52 %) sont peu élevées : il s'agit de basaltes tholéïtiques peu différenciés. Ils possèdent des caractères de volcanisme calco-alcalin (K₂O environ 0.7 %, Al_2O_3 environ 17 %) et des caractères proches des basaltes des rides médio-océaniques (MgO environ 6.7 %, TiO_2 environ 1 %). Ces échantillons peu différenciés, sont intermédiaires entre les séries orogéniques et les séries océaniques (Maury et al, 1986), et reflètent bien le contexte géologique du bassin d'Okinawa.

Tableau 4.1 : *Éléments majeurs, éléments traces et rapports isotopiques des échantillons du bassin d'Okinawa. Les éléments majeurs et certains éléments traces (portant la mention XRF) ont été analysés par spectrométrie de fluorescence X dans le laboratoire de géochimie de l'IFREMER, centre de Brest, par P. Cambon et J. Etoubleau ; d'autres éléments traces (portant la mention NAA) ont été analysés par activation neutronique dans le laboratoire P. Süe du CEN, Saclay, par J.L. Joron ; d'autres éléments (portant la mention ID) ont été analysés par dilution isotopique dans le laboratoire du GDR GEDO, Brest, au cours de ce travail. La teneur en Nd pour l'échantillon DR2A a été calculé d'après les teneurs en Sm et Ce. Les compositions isotopiques ont été analysées dans ce laboratoire par L. Dosso et P. Bienvenu (#) ou au cours de ce travail, ou bien dans le laboratoire du BRGM-Orléans par J.Y. Calvez et L. Dosso (!). Les compositions isotopiques marquées d'un * ont été mesurées sur poudre lessivée par HCl 0.1 N.*

$$E \text{ Nd} = (((^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})/0.51264) - 1) * 10000.$$

Echant.	POP1 DR430	POP1 DR440	POP1 KF17	POP1 KF2 bis sédiment	POP1 KF7 sédiment
lat.(N)	25°15'	25°15'	25°16'	30°16'	27°28'
lon.(E)	124°25'	124°25'	124°56'	128°17'	127°07'
SiO ₂	51.39	54.05	55.17		
Al ₂ O ₃	15.41	15.28	16.69		
Fe ₂ O ₃	12.99	12.30	10.94		
MnO	0.20	0.19	0.18		
MgO	4.74	3.72	3.65		
CaO	9.91	8.27	8.97		
Na ₂ O	2.79	3.37	3.01		
K ₂ O	0.48	0.65	0.70		
TiO ₂	1.30	1.34	0.81		
P ₂ O ₅	0.18	0.20	0.15		
Total	99.39	99.37	100.27		
PoF 110°C	0.90	0.97	0.08		
PoF1050°C	0.55	0.57	0.72		
Cs(NAA)	0.56	0.89	1.35		
Ba(NAA)	83	118	149		
Rb (ID)	9.65	16.12	16.62		
Sr(XRF)				599	507
Sr (ID)	207.9	225.5	167.6		
U (NAA)	0.31	0.36	0.53		
Th(NAA)	1.01	1.83	2.29		
Ta(NAA)	0.10	0.21	0.15		
La(NAA)	4.5	7.4	7.0		
Nb(XRF)	1.5	2.9	0.4	9.0	9.5
Ce(NAA)	11.6	13.0	16.1		
Nd (ID)	9.14	12.60	8.78		
Zr(XRF)	65	87	81	139	143
Hf(NAA)	1.57	2.2	1.9		
Sm (ID)	2.75	3.54	2.42		
Ti(XRF)	7800	8040	4800		
Eu(NAA)	1.02	1.32	0.85		
Tb(NAA)	0.55	0.69	0.50		
Y (XRF)	26.6	29.9	24.7		
Yb(NAA)	-	3.4	3.2		
Sc(NAA)	37.8	33.6	31.5		
Cr(NAA)	18		11		
Co(NAA)	33.5	26.9	30.3		
Ni(NAA)	17	4	9		
V (XRF)	431	319	302		
87Sr/86Sr	.704082±15 ! .704078±17 !	.704203±10 !	.704674±13 !	.709977±08 #	.710029±09 #
143Nd/144Nd	.512911±05 !	.512841±07 ! .512839±05 !	.512747±12 !	.512201±03 #	.512252±05 #
ENd	+5.29 !	+3.92 ! +3.88 !	+2.09 !	-8.56 #	-7.57 #
206Pb/204Pb	18.483±10	18.450±09	18.429±07 !	18.586±09 §	18.572±10 §
207Pb/204Pb	15.677±12	15.607±11	15.613±08 !	15.689±11 §	15.676±11 §
208Pb/204Pb	38.815±36	38.629±34	38.558±23 !	38.930±20 §	38.927±36 §

! Analyses de J.Y. Calvez et L. Dosso.

Analyses de L. Dosso et Ph. Bienvenu.

§ Analyses de C. Bassoulet.

Tableau 4.1.B

3.3 Compositions isotopiques du Sr et du Nd (figure 4.6)

Les compositions isotopiques du Sr et du Nd des échantillons du bassin d'Okinawa ont été analysées à partir des roches broyées (cf. Techniques analytiques, paragraphe 1.4) ; la poudre obtenue n'a pas été lessivée ("leachée") par de l'acide. Les résultats sont rassemblés dans le tableau 4.1.

Les compositions isotopiques des sédiments sont les suivantes :

- $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$: de 0.70998 à 0.71003,
- $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$: de 0.51220 à 0.51225.

Ces valeurs sont incluses dans le champs des sédiments du Pacifique défini par Ben Othman et al (1989).

Les compositions isotopiques (Sr-Nd) des laves du bassin d'Okinawa sont beaucoup moins radiogéniques en Sr, et plus radiogéniques en Nd que les sédiments :

- $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$: de 0.70408 à 0.70467,
- $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$: de 0.51275 à 0.51291.

Ces valeurs sont fortement corrélées négativement ($r = - 0.97$), selon une pente parallèle à la "Corrélation Mantellique". Elles définissent donc un champ inclus parmi les roches de type océanique. Les rapports isotopiques du Sr sont plus élevés que ceux des MORB, ceux du Nd sont corrélativement plus faibles. Le Sr est également plus radiogénique que les valeurs rencontrées dans les autres bassins arrière-arcs, Aléoutiennes, Mariannes, Scotia (cf. chapitre 3 figure 3.11) ; ces caractéristiques sont typiques de celles des arcs formés en bordure continentale (Antilles, Indonésie, Japon). Une telle ressemblance rappelle que le bassin d'Okinawa s'ouvre également en contexte continental.

3.4 Compositions isotopiques du Pb (figure 4.7)

Les compositions isotopiques du Pb sont rassemblées dans le tableau 4.1. Certains échantillons (marqué d'un !) ont été analysés au laboratoire de géochimie isotopique du BRGM (Orléans) par J.Y.Calvez et L. Dosso ; les autres ont été analysés au cours de ce travail dans le laboratoire du GDR "GEDO" à Brest. Un échantillon (DR410) a des compositions isotopiques particulièrement radiogéniques en ^{207}Pb et ^{208}Pb ; une seconde analyse, effectuée après un lessivage par de l'acide (cf. Techniques analytiques, paragraphe 1.4), a donné des résultats comparables à ceux des autres échantillons (tableau 4.1) : il semble donc que cet échantillon ait été anormalement contaminé par des sédiments de surface.

Les rapports isotopiques du Pb des sédiments varient entre les valeurs suivantes :

- $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$: de 18.57 à 18.59,

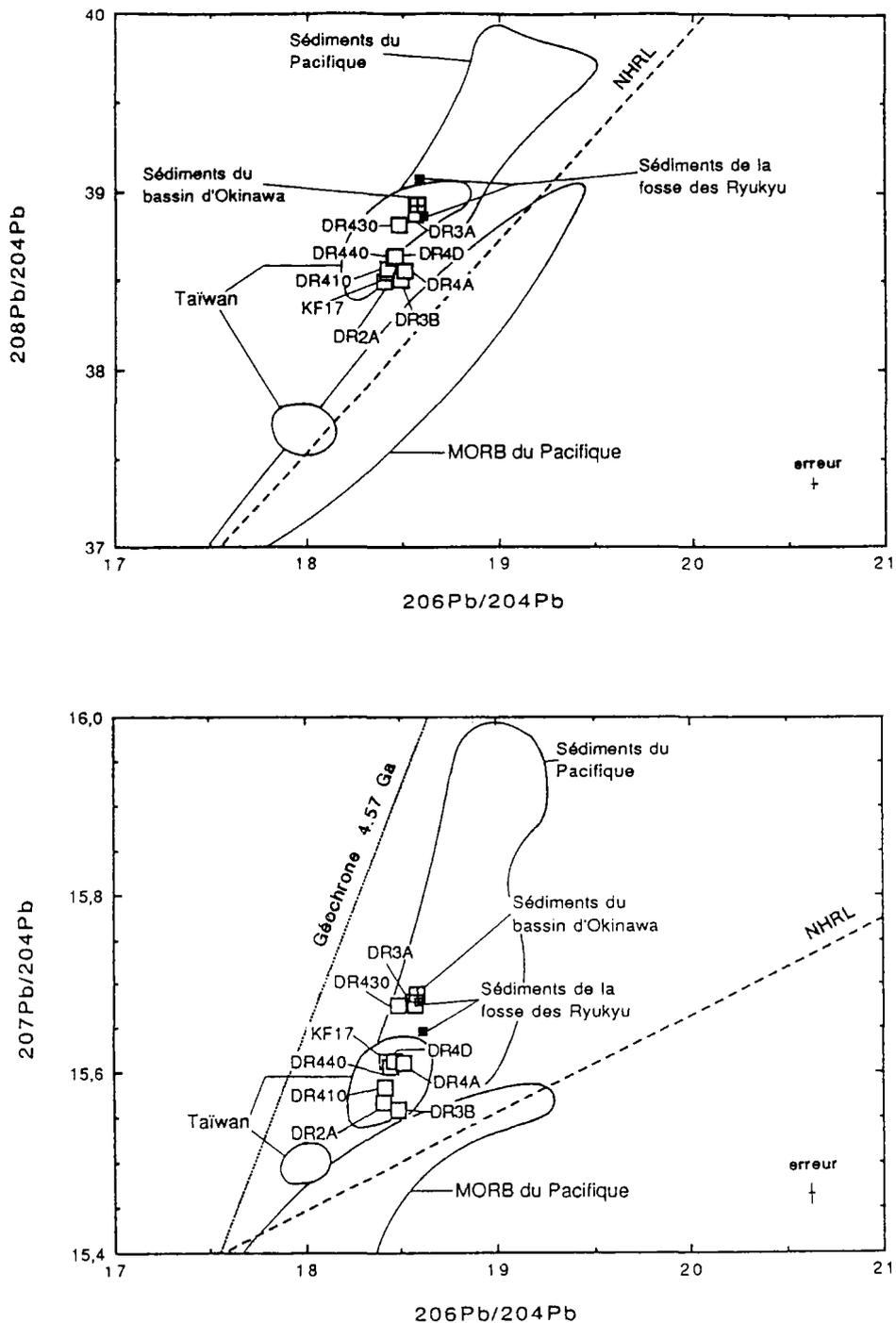


Figure 4.7 : Compositions isotopiques du Pb des échantillons du bassin d'Okinawa, comparées aux valeurs définies par des laves de l'île de Taïwan et des sédiments de la fosse des Ryukyu (Sun, 1980), les MORB du Pacifique et les sédiments du Pacifique. Les rapports $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ et $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ du bassin d'Okinawa sont nettement supérieurs à ceux des MORB et la pente définie par le domaine est supérieure à celle de la NHRL, ce qui est une caractéristique des arcs volcaniques.

- $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$: de 15.68 à 15.69,
- $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$: de 38.927 à 38.930

Ces valeurs sont semblables aux compositions isotopiques de sédiments de la fosse des Ryukyu, données par Sun (1980) (figure 4.7).

Les laves volcaniques ont des compositions isotopiques du Pb très légèrement inférieures à celles des sédiments.

- $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$: de 18.41 à 18.57,
- $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$: de 15.56 à 15.68,
- $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$: de 38.49 à 38.88.

Les valeurs de $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ sont homogènes (figure 4.7), caractéristique que l'on retrouve généralement pour les magmas d'arc (Sun, 1980 ; Morris et Hart, 1983) ; celles de $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ et $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ sont plus variables et sont plus radiogéniques que celles de MORB ; le champ défini par les échantillons du bassin d'Okinawa se superpose à celui de Taïwan, situé nettement au-dessus de la NHRL définie par Hart (1984). Il semble de plus se diriger vers le champ défini par les sédiments.

3.5 Relations entre rapports isotopiques et rapports d'éléments traces

Les compositions isotopiques du Sr et du Nd des échantillons du bassin d'Okinawa sont corrélées avec le rapport $(\text{La}/\text{Sm})\text{N}$ (figure 4.8) ; rappelons que ce rapport d'éléments traces caractérise le degré d'enrichissement des spectres de terres rares élargis. Il semble donc que, dans ce cas, le fractionnement des éléments hygromagmaphiles soit resté cohérent au cours des processus pétrogénétiques qui ont accompagné la formation de la roche. Les rapports $(\text{La}/\text{Sm})\text{N}$ reflètent ici les hétérogénéités du magma qui alimente les volcans du bassin d'Okinawa.

Seul l'échantillon DR2A, plus différencié, ne participe pas à cette corrélation : il est caractérisé par un rapport $(\text{La}/\text{Sm})\text{N}$ particulièrement élevé.

On observe également une corrélation entre les compositions isotopiques du (Sr et Nd) et le rapport $(\text{Ta}/\text{Sm})\text{N}$ (figure 4.9). Elle conforte l'idée précédente selon laquelle les rapports de ces deux éléments traces sont ici le reflet des hétérogénéités de la source magmatique, et apporte un élément nouveau : en effet, les spectres de terres rares étendus comportant tous des anomalies négatives en Ta et Nb, le rapport Ta/Sm caractérise l'amplitude de ces anomalies ; une telle relation indique que les anomalies en Ta et Nb ne seraient pas le fait de processus pétrogénétiques, mais plutôt une caractéristique de source, comme il a été déjà proposé par Bougault (1980), Briquieu et al (1984) et Ryerson et Watson (1987). Comme dans le cas précédent, l'échantillon DR2A ne participe pas à cette corrélation : son rapport $(\text{Ta}/\text{Sm})\text{N}$ est plus élevé.

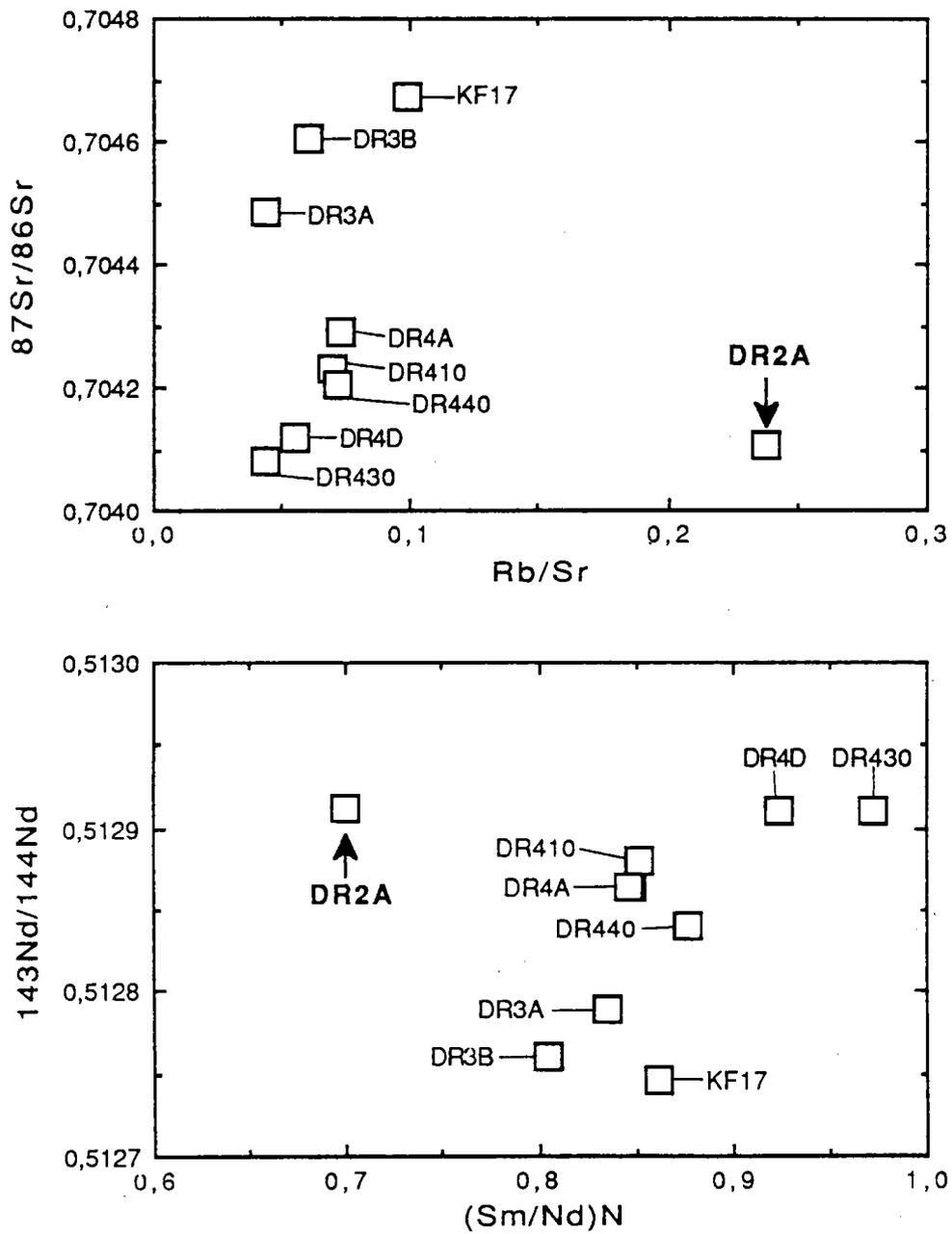


Figure 4.10 : Variations du rapport Rb/Sr en fonction du $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, et du rapport Sm/Nd en fonction du $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$. Cette figure montre qu'il n'existe pas de relation directe pour le système $\text{Rb}-\text{Sr}$, et que la corrélation est faible dans le cas du système $\text{Sm}-\text{Nd}$.

On peut alors se demander si les compositions isotopiques du Sr sont corrélées avec le rapport Rb/Sr, et les compositions isotopiques du Nd avec le rapport Sm/Nd ; il s'agit ici de vérifier la relation entre compositions isotopiques et rapports d'éléments Père/Fils, que nous avons évoqué dans le premier chapitre (paragraphe 2.2). Sur la figure 4.10, on remarque que les rapports Rb/Sr varient peu en général (entre 0.043 et 0.072) si l'on excepte le DR2A qui a un rapport particulièrement élevé (0.238). Il n'existe donc pas de corrélation dans le diagramme isochrone Rb-Sr. Dans le diagramme isochrone Sm-Nd, si une corrélation existe, elle est peu démonstrative.

3.6 Corrélations entre isotopes et teneurs en éléments traces

En comparant les compositions isotopiques du (Sr-Nd) et les teneurs des mêmes éléments, on observe que ces paramètres sont liés : ainsi, les valeurs de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ et $1/\text{Nd}$ sont-elles assez bien corrélées ($r = 0.77$) selon une pente positive, les valeurs de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ et $1/\text{Sr}$, de façon plus nette ($r = - 0.94$), selon une pente négative (figure 4.11). Remarquons que le DR2A appartient à cette corrélation ; le KF17, au contraire, a des teneurs plus faibles en Sr et en Nd que celles que l'on pouvait prévoir d'après la corrélation.

4. DISCUSSION

L'ensemble de ces résultats (compositions isotopiques et éléments traces) montre que les laves du bassin d'Okinawa sont intermédiaires entre les séries océaniques et les séries orogéniques. Nous verrons à la fin de ce travail que ce caractère n'est pas sans rapport avec l'évolution précoce de ce bassin. Par ailleurs les rapports isotopiques, les rapports d'éléments traces et les teneurs en éléments traces varient généralement de façon cohérente ; ils permettent d'apprécier le rôle relatif des processus pétrogénétiques et des phénomènes de sources. Nous verrons qu'il est également possible de caractériser les différents constituants du magma des laves du bassin d'Okinawa.

4.1 Processus pétrogénétiques

Comme nous l'avons vu dans les paragraphes 3.5 et 3.6, les variations des rapports de certains éléments traces et des teneurs en Sr et en Nd, en fonction des compositions isotopiques (Sr-Nd), ne s'expliquent pas en termes de processus pétrogénétiques.

Seul l'échantillon DR2A est particulièrement différencié, comme l'indiquent les teneurs élevées en SiO_2 , Na_2O et K_2O ainsi que les teneurs faibles en MgO , CaO et FeO_3 . Son spectre de terres rares élargi présente des anomalies négatives en Ti et en V : il est probable que cet échantillon ait subi un processus de cristallisation de titanates. Les

Par ailleurs, les corrélations représentées dans les diagrammes $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ - $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ et $1/\text{Sr}$ - $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ sont très fortes ($r = 0.97$ et $r = -0.94$ respectivement) ; les points sont peu dispersés de part et d'autre de la droite de mélange, ce qui suggère que les pôles sont particulièrement homogènes.

Caractéristiques des pôles de mélange :

L'équation 4.1, appliquée au système $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ - $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, peut s'écrire de la manière suivante :

$$Y_m = \frac{(Y_1 \cdot (X_2 - X_m) \cdot \text{Sr}_2 / \text{Nd}_2 + Y_2 \cdot (X_m - X_1) \cdot \text{Sr}_1 / \text{Nd}_1)}{((X_2 - X_m) \cdot \text{Sr}_2 / \text{Nd}_2 + (X_m - X_1) \cdot \text{Sr}_1 / \text{Nd}_1)} \quad (4.2)$$

avec X_m et Y_m : rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ et $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ du mélange,
 X_1 et Y_1 : rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ et $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ de la source 1,
 X_2 et Y_2 : rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ et $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ de la source 2,
 Sr_1 et Nd_1 : concentrations en Sr et Nd de la source 1,
 Sr_2 et Nd_2 : concentrations en Sr et Nd de la source 2.

Il s'agit de l'équation d'une hyperbole, dont la courbure dépend du rapport $(\text{Sr}_1 / \text{Nd}_1) / (\text{Sr}_2 / \text{Nd}_2)$. Dans le cas particulier où ce rapport est égal à 1, l'expression se simplifie et la courbe de mélange est une droite. Donc la corrélation linéaire observée dans le diagramme $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ - $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ pour les échantillons du bassin d'Okinawa indique que les rapports Sr/Nd des deux sources sont semblables.

Les pôles qui participent au mélange peuvent être identifiés, tout au moins de façon approximative, au moyen des sept diagrammes de corrélation représentés figure 4.12. Selon le diagramme $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ - $1/\text{Sr}$, le pôle appauvri serait de type MORB, et non de type manteau appauvri, car pour un rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ faible (inférieur à 0.703), la concentration en Sr reste relativement élevée (de l'ordre de 100 ppm) ; d'autre part, pour des rapports $(\text{La}/\text{Sm})_N$ de l'ordre de 0.4, le rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ est supérieur à 0.7035, qui ressemblerait plutôt à un MORB de type enrichi. On peut envisager deux hypothèses :

- hypothèse 1 : le pôle "appauvri" est de type MORB-E ; à partir du diagramme $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ - $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, on peut "choisir" les composition isotopiques ; la concentration en Sr est ensuite déterminée par la corrélation ; enfin la concentration en Nd est définie par un rapport Sr/Nd de 15, qui caractérise les MORB en général (Hofmann, 1988). On obtient donc les valeurs suivantes :

$$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7035 \quad \text{Sr} = 150 \text{ ppm}$$

$$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.5130 \quad \text{Nd} = 10 \text{ ppm}$$

$$\text{Sr}/\text{Nd} = 15$$

- hypothèse 2 : le pôle appauvri est de type MORB-N : par le même raisonnement que précédemment, on peut proposer les valeurs suivantes :

$$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7029 \quad \text{Sr} = 120 \text{ ppm}$$

$$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,5132 \quad \text{Nd} = 8 \text{ ppm}$$

$$\text{Sr}/\text{Nd} = 15$$

Remarque : cette tentative de modélisation met en évidence une incohérence. Dans la première hypothèse, le pôle "appauvri" aurait des compositions isotopiques (Sr-Nd) semblables à celles de MORB enrichis, mais un rapport (La/Sm)_N très faible, typique des MORB appauvri. Ceci est en contradiction avec ce qui généralement observé : les MORB les moins radiogéniques en Sr sont aussi les plus appauvris en éléments hygromagmaphiles. (O'Nions et al, 1977 ; Schilling, 1975, 1986 ; Le Roex, 1987). Dans la seconde hypothèse, le pôle appauvri a des compositions isotopiques (Sr-Nd) de MORB appauvri, mais aurait, selon la corrélation $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} - (\text{La}/\text{Sm})\text{N}$ observée (figure 4.8), un rapport (La/Sm)_N négatif ; ceci est absurde.

Il est pourtant peu probable que les éléments hygromagmaphiles aient été appauvris après le processus de mélange, parce qu'il est difficile de croire que toutes les corrélations observées aient été conservées durant un hypothétique processus.

Le pôle enrichi peut être identifié tout d'abord par les diagrammes $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} - 1/\text{Sr}$ et $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} - 1/\text{Nd}$: les valeurs limites de concentration (enrichissement infini) contraignent les rapports isotopiques.

Les valeurs proposées ci-dessous représentent un bon compromis : elles reflètent des valeurs rencontrées dans les arcs, et rend compte des corrélations illustrées sur la figure 4.12 :

$$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7053 \quad \text{Sr} = 600 \text{ ppm}$$

$$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.5126 \quad \text{Nd} = 40 \text{ ppm}$$

$$\text{Sr}/\text{Nd} = 15$$

$$(\text{La}/\text{Sm})\text{N} = 2.4$$

$$(\text{Ta}/\text{Sm})\text{N} = 0.7$$

Ces valeurs permettent d'envisager la nature du contaminant, et d'estimer sa contribution dans la source des laves.

Quantification du mélange

A partir des compositions isotopiques des pôles définis dans le paragraphe précédent, il est possible d'estimer la contribution de chacun des pôles. La contribution du

pôle enrichi dans le magma des laves du bassin d'Okinawa varie de 10 à 30 % selon les échantillons considérés (figure 4.12).

4.2.2. Nature de la source enrichie

Rôle des sédiments :

Les rapports isotopiques des sédiments du bassin d'Okinawa sont très élevés en Sr ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7100$), très faible en Nd ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.5122$) ; leurs teneurs en Sr de 500 à 600 ppm. Ces caractéristiques indiquent qu'ils ne peuvent être identifiés à la source enrichie, comme l'illustre le diagramme $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} - 1/\text{Sr}$ (figure 4.11).

Pourtant les compositions isotopiques du Pb des sédiments du bassin d'Okinawa et de la fosse des Ryukyu sont semblables à celles des laves du bassin d'Okinawa (figure 4.7). De plus, la pente définie par le champ de variation des compositions isotopiques du Pb de ces laves est nettement supérieure à celle de la NHRL, ce qui est une indication convaincante de la contribution des sédiments dans le magma du bassin d'Okinawa. Leur présence est donc possible, mais en quantité très limitée.

La figure 4.13 montre qu'il n'existe aucune relation entre les isotopes du Pb et ceux du Nd. Pour cette raison, au minimum un troisième composé, par exemple de type sédimentaire, est présent dans la source du magma. Pourtant sa présence n'affecte pas les corrélations observées entre les compositions isotopiques du Sr et du Nd, ni celle entre ces mêmes isotopes et les rapports d'éléments traces ou les teneurs en Sr et Nd.

Rappelons que les sédiments sont particulièrement riches en Pb, comme il a été vu dans le chapitre 3 (paragraphe 4.5), puisque les teneurs sont environ 600 fois celles du manteau appauvri ; aussi une faible quantité, insuffisante pour affecter la majorité des éléments comme le Sr ou le Nd, peut augmenter sensiblement les rapports isotopiques du Pb dans la source magmatique.

Par ailleurs, les processus pétrogénétiques qui ont lieu au cours de la formation du magma (par exemple la métasomatose) ont pour effet d'extraire préférentiellement certains éléments des composés présents dans le manteau ou qui accompagnent la plaque subductée : le Pb pourrait être un de ces éléments.

Les sédiments du bassin d'Okinawa et les sédiments de la fosse des Ryukyu ont des compositions isotopiques du Pb très voisines ; il est donc difficile de préciser si la source des laves du bassin d'Okinawa a été contaminée par des sédiments subductés ou si le magma a été contaminé par l'encaissant au cours de son ascension à travers celui-ci.

Remarques : Dans les diagrammes Pb-Pb (figure 4.7) les laves du bassin d'Okinawa sont alignées entre le champ des sédiments et un point inclus dans le champ des MORB du Pacifique. Si les laves n'avaient pas été marquées par la présence des sédiments, il est

4.2.3 Géochimie et lieu de prélèvement

Parmi les échantillons prélevés dans la partie centrale du bassin d'Okinawa, certains sont peu radiogéniques en Sr (DR2A) d'autres sont plus radiogéniques (DR3A et DR3B) par rapport à la moyenne de leurs compositions isotopiques. Les échantillons prélevés dans la partie sud peuvent être également moins radiogéniques (DR4) ou bien plus radiogéniques en Sr (KF17) que la moyenne. Il n'y a donc pas de relation évidente entre les compositions isotopiques et le lieu de prélèvement des échantillons.

4.3 Conclusion

Les laves prélevées dans le bassin d'Okinawa sont, d'un point de vue pétrographique, intermédiaires entre les séries océaniques et les séries orogéniques. Les teneurs en éléments traces et les rapports isotopiques de ces laves sont caractéristiques des laves émises dans les contextes d'arc. Un échantillon (DR2 A) a subi très probablement des processus de cristallisation fractionnée. De bonnes corrélations entre compositions isotopiques, rapport d'éléments traces (La/Sm, Ta/Sm) et éléments traces (Sr, Nd) mettent en évidence - 1 - que chacun de ces paramètres reflètent des caractéristiques de source magmatique - 2 - ces source sont issues du mélange de deux pôles magmatiques.

La faible dispersion dans les corrélations suggère que les pôles sont homogènes. L'un pourrait être de type MORB enrichi, bien que les valeurs des rapports d'éléments traces (La/Sm)_N restent faibles. Le pôle enrichi est plus difficile à identifier car les données sont encore insuffisantes ; par analogie avec les analyses de laves du volcan japonais Iizuma (Ishizaka et al, 1977) et les conclusions de Arculus et Johnson (1981), la croûte inférieure de l'arc semble satisfaire les conditions imposées par les données. Une faible quantité de sédiments est cependant nécessaire pour rendre compte des compositions isotopiques du Pb.

Les laves du bassin d'Okinawa ont donc des caractéristiques géochimiques similaires de celles des laves d'arc ; elles témoignent de l'influence marquée de l'arc dans un contexte arrière-arc peu évolué.

CHAPITRE 5

LE BASSIN DE LAU

1. STRUCTURE ET EVOLUTION DU BASSIN DE LAU (Lafoy, 1989)

Peu de travaux ont été consacrés à l'étude structurale du bassin de Lau. La synthèse effectuée par Lafoy (1989) nous permet de dégager les principaux traits de ce bassin.

1.1 Contexte géologique

Le bassin de Lau est localisé dans la zone de convergence des plaques Pacifique et Indo-Australienne. Il s'agit d'un bassin inter-arc, bordé à l'est par l'arc des Tonga (figure 5.1) actif depuis l'Eocène supérieur (45 millions d'années), à l'ouest par la ride de Lau, arc rémanent dont la période d'activité s'étend entre le Miocène moyen et supérieur (14 à 6 millions d'années), et au nord par la subduction fossile du Vitiaz. Avant l'ouverture de ce bassin, l'arc des Tonga et la ride de Lau ne constituaient qu'un seul et même arc volcanique.

Le bassin de Lau s'étend sur 1 500 km du nord au sud ; de forme triangulaire, sa largeur est de 450 km au nord et de 190 km au sud vers 23°S.

Notons la présence de l'île Samoa, au nord de la fosse des Tonga, île volcanique intraplaque de type océanique (Wright et White, 1986).

1.2 Structure du bassin de Lau

Le bassin de Lau est le lieu de formation de nouvelle croûte, de nature océanique selon les données de sismique réflexion (Shor et al, 1971) et de la pétrologie (Hawkins, 1974, 1976). Sa structure est complexe et reste encore sujette à diverses interprétations. Du nord au sud, il se divise en trois parties principales :

- au nord, la ride de Peggy (N140) est interprétée d'après le magnétisme comme une faille transformante (Weissel, 1977 ; Eguchi, 1984), ou d'après la cinématique et la tectonique comme un axe d'accrétion (Chase, 1971 ; Auzende et al, 1988c ; Pelletier et Louat, 1989) ; au nord-est se trouve une zone complexe et peu profonde (banc de Rochambeau, île de Niua Fo'ou). Des échantillons de cette partie ont été récemment analysés en compositions isotopiques (Sr, Nd) par Volpe et al (1988)

- dans la partie centrale du bassin, une ride volcanique a été décrite par Cherkis (1980) puis par Von Stackelberg et al (1985) ; orientée N 15-20, parallèle à l'arc des Tonga, elle est interprétée comme étant un centre d'accrétion actif.

- dans la partie sud se trouve la ride de Valu Fa, découverte en 1982 lors de la campagne océanographique du N/O Lee ; elle est orientée également N15-20, mais décalée vers l'est par rapport à la ride de la partie centrale. Elle s'étend sur 200 km, entre 20°50' et 22°40'S (Foucher et al, 1988). Cette ride est la partie la plus étudiée du bassin (Morton et Sleep 1985 ; von Stackelberg et al, 1985, 1988 ; Davagnier, 1986 ; Foucher et al,

1988 ; Ruellan et al, 1988 ; Lafoy, 1989) : elle est interprétée soit comme un axe d'accrétion (Von Stackelberg et al, 1985), soit comme l'expression du front volcanique de l'arc (Ruellan et al, 1988). Nous verrons que les données de la géochimie (éléments traces, rapports isotopiques) apportent de nouvelles informations sur sa nature. D'autre part, Morton et Sleep (1985) ont détecté un réflecteur sismique, interprété comme étant le toit d'une chambre magmatique le long de la ride, à 3,5 km de profondeur. Enfin, notons que la ride de Valu Fa est le lieu d'une importante activité hydrothermale (Hawkins et Helu, 1986 ; Stackelberg et al, 1988).

1.3 Ouverture du bassin de Lau

Selon la synthèse des données géophysiques effectuée par Lafoy (1989), l'ouverture du bassin de Lau remonte à 3 millions d'années environ. Cette ouverture est synchrone de la mise en place de l'axe d'accrétion du bassin Nord Fidjien (Auzende et al, 1988c ; Lafoy 1989). La forme triangulaire du bassin de Lau suggère que celui-ci s'est ouvert du nord vers le sud, conséquence de la rotation de l'arc des Tonga vers l'est. De nombreux modèles d'évolution ont été proposés (Chase, 1971 ; Sclater et al, 1972 ; Hawkins, 1974 ; Weissel, 1977 ; Katz, 1977 ; Cherkis, 1980 ; Eguchi, 1984 ; Auzende et al., 1988). D'après les données du magnétisme et de la sismique, il semble que le centre d'accrétion soit localisé sur la ride volcanique active de la partie centrale (Weissel, 1977 ; Cherkis, 1980 ; Larue et al, 1982) ; cet axe pourrait être relayé dans la partie sud par la ride de Valu Fa, auquel cas celle-ci serait un centre d'accrétion majeur (Parson et al, 1988) ; ou bien cet axe se prolongerait vers le sud, à l'ouest de la ride de Valu Fa, auquel cas celle-ci serait un centre d'accrétion secondaire (Auzende et al, 1988c ; Ruellan et al, 1988).

2. DONNEES GEOCHIMIQUES ANTERIEURES

Hawkins et Melchior (1985), à travers une étude pétrographique de basaltes prélevés dans les parties nord, centrale et sud du bassin de Lau, identifient deux groupes de roches sur la base des éléments majeurs et des éléments traces : un groupe est constitué de laves semblables aux MORB appauvris ; l'autre est composé de roches plus enrichies, intermédiaires entre les MORB et les laves des arcs.

Jenner et al (1987) ont présenté des données géochimiques (éléments traces) et isotopiques (Sr, Nd, Pb) de cinq échantillons prélevés sur la ride de Valu Fa et d'un échantillon prélevé sur l'île Ata, situé dans l'arc des Tonga à 40 km à l'est de la ride de Valu Fa (figure 5.3.B). Les teneurs en éléments traces, présentées dans un diagramme de

terres rares élargi, ont des spectres légèrement appauvris (figure 5.2) ; les compositions isotopiques sont peu radiogéniques en Sr et très homogènes ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de 0.70328 à 0.70332 ; $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ de 0.51301 à 0.51304) ; elles figurent à la limite du champ des MORB, dans le champ des arcs volcaniques. Les compositions isotopiques du Pb, également très homogènes, sont interprétées en terme de contamination par des sédiments de la fosse des Tonga.

Volpe et al (1988) présentent des données isotopiques (Sr, Nd) très variées du bassin de Lau : les échantillons analysés ont été prélevés sur la ride de Valu Fa, sur la ride située dans la partie centrale du bassin, sur la ride de Peggy, sur le banc de Rochambeau et dans la partie nord-est du bassin (île Niua Fo'ou) (cf. figure 5.1) ; il s'agit généralement d'andésites basiques et de tholéïtes océaniques. Les auteurs distinguent un premier groupe (I) de rapports isotopiques $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} < 0.7037$ et $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} > 0.51297$ (type MORB), comprenant les laves de la ride de Valu Fa, de la partie centrale du bassin, de la ride de Peggy et du banc de Rochambeau. Le second groupe (II), constitué des laves de la partie nord-est du bassin et un de la ride de Peggy, est plus radiogénique en Sr ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} > 0.7038$; $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} < 0.51288$). Parmi ces deux groupes, les teneurs en éléments traces sont indifféremment de type MORB appauvris ou MORB enrichis.

A ces données les auteurs ajoutent plusieurs remarques :

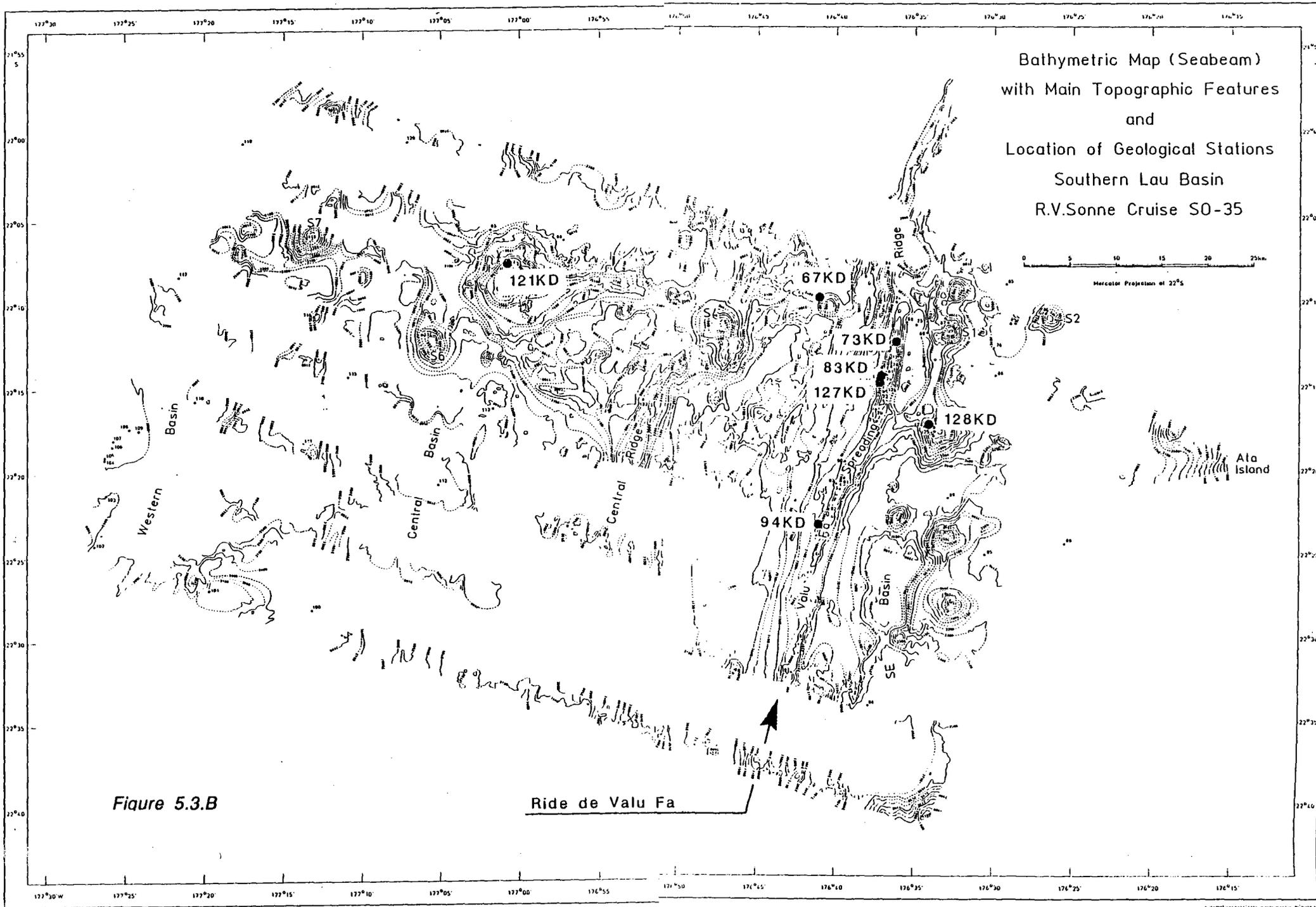
- 1 - Les compositions isotopiques de la ride de Peggy sont aussi variées que celles de l'ensemble du bassin.
- 2 - Des tholéïtes enrichies, prélevées sur des monts sous-marins situés autour de la ride de Peggy et de la ride de la partie centrale du bassin, ont des compositions isotopiques proches de celles du groupe II.
- 3 - Une tholéïte du banc de Rochambeau est semblable aux andésites de la ride de Valu Fa et à certaines laves enrichies de la partie centrale du bassin.
- 4 - Dans une même zone, les caractéristiques isotopiques et en éléments traces peuvent être variées.
- 5 - Les échantillons de la partie nord-est du bassin sont tous du groupe II et enrichis ; des échantillons de l'île Niua Fo'ou, analysés par Ewart et Hawkesworth (1987), présentent des compositions isotopiques semblables, mais avec des spectres de terres rares légèrement appauvris. Ces échantillons ont une signature proche de ceux de l'île Samoa (Wright and White, 1986), de type Basaltes d'Iles Océaniques (OIB), et semblent indiquer la présence d'un domaine mantellique distinct.

Sinton et al (en préparation) rapportent des analyses de deux échantillons prélevés sur l'extension nord-est de la ride de Peggy. Ces échantillons sont des laves en coussin et sont âgés de 1.4 millions d'années ; ils sont légèrement enrichis en éléments

Figure 5.3 : Cartes bathymétriques détaillées (Seabeam) indiquant le lieu de prélèvement des échantillons analysés au cours de ce travail. La localisation des trois sites est indiquée sur la figure 5.1.

Figure 5.3.A et 5.3.B : Partie centrale et partie sud du bassin de Lau, explorées par le N/O SONNE au cours de la campagne océanographique SO 35 (1985). Cartes réalisées par le Bundesamt für Geowissenschaften und Rohstoffe, Hannover, 1987.

Figure 5.3.C : Partie sud du bassin de Lau, explorée par le N/O Jean CHARCOT durant la campagne océanographique SEAPSO 4 (1985). Carte légèrement modifiée d'après Foucher et al (1988).



caractérise par un encroûtement Fe-Mn de 2 à 3 mm d'épaisseur ; il provient d'un important mont sous-marin de 300 m de hauteur, situé à l'est de la ride de Valu Fa. (Foucher et al, 1988).

Nous allons maintenant décrire les analyses des éléments majeurs, des éléments traces et les compositions isotopiques de ces échantillons, rassemblées dans le tableau 5.1.

3.2 Eléments majeurs

Les échantillons de la partie centrale ont des teneurs typiques des MORB ($\text{SiO}_2 < 53\%$, MgO de 7 à 8%, CaO de 11 à 12%). Parmi les échantillons de la zone de la ride de Valu Fa, certains (67KD3, 128KD2, DR03-1C) ont des teneurs typiques des MORB ; les autres échantillons (73KD1, 83KD1, 94KD, 121KD3, 127KD, DR01-C, DR02-1C, DR04-1C) sont plus différenciés (SiO_2 de 53 à 58%, MgO de 2 à 6%, CaO de 7 à 12%).

3.3 Eléments traces

Les analyses des éléments traces de chaque échantillon sont représentées dans des diagrammes de terres rares étendus (figure 5.4).

Les échantillons de la zone de Valu Fa (partie sud du bassin) sont représentés par des losanges ; ils ont des spectres généralement plats, parfois légèrement appauvris (DR02-1C, DR04-1C), parfois légèrement enrichis (121KD3, 128KD2). Tous ces échantillons présentent des anomalies négatives Ta-Nb. Ces données sont en accord avec celles de Jenner et al (1987) dont les échantillons, prélevés également dans la zone de Valu Fa, ont des spectres légèrement appauvris ; de même, Volpe et al (1988) montrent la présence de laves de types MORB enrichis avec des anomalies négatives en Ta, et de MORB appauvris.

Les échantillons de la partie centrale sont représentés par des triangles ; ceux dragués à l'axe présentent tous des spectres appauvris de type MORB-N, avec de faibles anomalies en Ta et en Nb, caractéristiques communes aux MORB (Bougault, 1980) ; le 13KD1 et le DR01-1A, prélevés hors axe, ont un spectre plat, et présentent des anomalies négatives Ta-Nb qui les rendent différents des MORB. Volpe et al (1988) décrivent également dans cette partie du bassin de Lau des laves enrichies avec des rapports $(\text{Ta/La})_N$ inférieurs à 1 indiquant la présence d'anomalies négatives en Ta, et des MORB appauvris.

Sur la figure 5.5 ont été reportées les variations des rapports K/La et $(\text{Th/Ta})_N$ en fonction du $(\text{Sm/Nd})_N$. Les échantillons prélevés sur l'axe de la ride centrale, représentés

Echant.	S035 2KD2	S035 8KD1	S035 9KD1	S035 9KD2	S035 10KD2	S035 13KD1 ^
lat.(S)	18°35'	18°41'	18°41'	18°41'	18°41'	18°39'
lon.(W)	176°24'	176°29'	176°27'	176°27'	176°22'	176°03'
SiO2	50.01	49.96	49.96	49.95	48.56	52.66
Al2O3	13.99	13.94	14.55	14.44	15.72	15.00
Fe2O3	12.42	12.54	11.55	11.54	11.28	10.46
MnO	0.20	0.20	0.19	0.19	0.18	0.17
MgO	7.25	7.40	7.42	7.60	8.79	7.60
CaO	12.01	11.99	12.68	12.68	12.37	12.42
Na2O	1.88	1.87	1.86	1.79	1.40	0.72
K2O	0.15	0.09	0.07	0.06	0.07	0.20
TiO2	1.35	1.29	1.18	1.20	1.12	0.58
P2O5	0.10	0.09	0.12	0.09	0.07	0.07
Total	99.36	99.37	99.58	99.54	99.56	99.88
PoF 110°C	0.19	0.07	0.07	0.05	0.12	0.16
PoF 1050°C	-0.24	-0.51	-0.51	-0.79	-0.34	0.32
Cs(NAA)	0.02	-	-	0.01	0.01	0.07
Ba(NAA)	18.3	-	-	-	-	13.0
Rb (ID)	1.54	1.01	0.70	0.75	0.60	2.78
Sr (ID)	88.9	89.6	86.1	87.2	101.2	115.3
U (NAA)	0.10	-	-	-	0.13	0.20
Th(NAA)	0.142	0.128	0.087	0.073	0.064	0.13
Ta(NAA)	0.146	0.097	0.092	0.075	0.068	0.042
La(NAA)	2.19	1.76	2.23	1.5	0.85	1.5
Nb(XRF)	3.2	2.7	2.4	2.4	1.2	0.9
Ce(NAA)	6.2	7.0	3.9	-	4.2	4.5
Nd (ID)	7.84	7.52	6.54	6.68	6.39	3.61
Zr(XRF)	76	74	64	59	63	34
Hf(NAA)	2.11	1.81	1.84	1.5	1.63	0.65
Sm(ID)	2.96	2.85	2.57	2.63	2.50	1.26
Ti(XRF)	8100	7740	7080	7200	6720	3480
Eu(NAA)	1.19	1.13	1.03	0.86	1.01	0.42
Tb(NAA)	0.751	0.701	0.637	0.60	0.616	0.29
Y (XRF)	35.5	32.5	31.8	31.4	29.3	17.8
Yb(NAA)	3.3	4.1	2.6	3.4	2.8	2.4
Sc(NAA)	44.2	44.0	43.4	39.9	40.6	39.4
Cr(NAA)	248	-	217	210	309	73
Co(NAA)	44.3	45.4	43.4	39.7	46.6	39.3
Ni(NAA)	78	65	69	67	140	59
86Sr/87Sr	.703439±11	.703232±11 *	.703213±12 *	.703214±13	.703343±10	.703330±13
			.703197±11 *	.703188±14 *		
143Nd/144Nd	.513063±05	.513073±09	.513103±05	.513143±09	.513077±15	.513024±13
	.513067±06					.513036±20
ENd	+8.25	+8.52	+9.03	+9.81	+8.52	+7.49
						+7.72
206Pb/204Pb	18.174±17	18.272±12 *	18.103±11	18.168±12	18.300±11	18.473±12
			18.066±15 *			
207Pb/204Pb	15.496±16	15.588±13 *	15.491±12	15.530±13	15.536±12	15.512±12
			15.437±15 *			
208Pb/204Pb	38.026±46	38.235±39 *	37.904±37	38.060±58	38.090±36	38.070±38
			37.799±43 *			

^ Echantillons prélevés hors axe.

* Analyses effectuées sur la poudre lessivée par HCl 0.1N.

Tableau 5.1.A

Echant.	S035 128KD2 ^	SPS4 DR01-1A ^^	SPS4 DR02-1C	SPS4 DR03-1C ^	SPS4 DR04-1C
lat.(S)	22°17'	19°18'	21°26'	21°23'	21°19'
lon.(W)	176°34'	175°26'	176°23'	176°16'	176°20'
SiO2	52.57	53.30	53.50	51.10	53.20
Al2O3	14.44	16.80	14.78	16.19	15.04
Fe2O3	10.09	10.40	13.35	10.00	11.96
MnO	0.17	0.16	0.20	0.16	0.19
MgO	7.52	5.79	4.58	7.46	5.40
CaO	12.04	11.60	9.15	12.97	10.07
Na2O	1.06	1.10	2.38	1.70	2.40
K2O	0.71	0.29	0.40	0.32	0.34
TiO2	0.57	0.58	1.47	0.60	1.30
P2O5	0.16	0.07	0.17	0.08	0.16
Total	99.33	100.09	99.98	100.58	100.06
PoF 110°C	0.08	0.55	0.14	0.17	0.19
PoF1050°C	0.13	1.06	0.33	0.33	0.27
Cs(NAA)	0.28	0.12	0.13	0.14	0.12
Ba(NAA)	143	46.8	56	65.4	62
Rb (ID)	13.63	3.40	6.15	5.17	5.14
Sr (ID)	237.2	146.5	143.4	164.9	133.7
U (NAA)	0.24	0.05	0.09	0.06	0.15
Th(NAA)	0.519	0.139	0.258	0.168	0.207
Ta(NAA)	0.033	0.027	0.073	0.020	0.089
La(NAA)	4.40	1.59	3.60	1.34	3.22
Nb(XRF)	0.3	2.0	1.6	0.4	1.6
Ce(NAA)	8.2	-	9.6	3.4	9.3
Nd (ID)	7.32	3.77	8.87	4.36	8.45
Zr(XRF)	37	36	71	35	74
Hf(NAA)	1.05	0.76	2.10	0.77	2.00
Sm (ID)	2.04	1.28	3.02	1.54	2.87
Ti(XRF)	3420	3480	8820	3600	7800
Eu(NAA)	0.70	0.44	1.21	0.64	1.22
Tb(NAA)	0.351	0.296	0.707	0.321	0.678
Y (XRF)	16.7	16.8	34.0	17.4	31.9
Yb(NAA)	2.1	-	3.0	1.5	2.9
Sc(NAA)	36.7	37.7	33.4	36.5	35.2
Cr(NAA)	237	15	-	127	6
Co(NAA)	41.8	34.0	37.6	39.8	37.9
Ni(NAA)	51	35	13	70	23
87Sr/86Sr	.703404±10	.703471±11	.703209±12 .703216±12	0.703377±10	0.703286±09
143Nd/144Nd	.513012±16 .513021±08	.513004±04	.513030±06	0.513063±10	.513028±05
ENd	+7.26 +7.43	+7.10	+7.61	+8.25	+7.57
206Pb/204Pb	18.765±11 *	18.642±18 *	18.647±10 *	18.705±11 *	18.504±23 18.545±09 *
207Pb/204Pb	15.575±12 *	15.586±17 *	15.606±12 *	15.629±12 *	15.515±21 15.554±11 *
208Pb/204Pb	38.444±37 *	38.318±48 *	38.536±36 *	38.484±37 *	38.147±44 38.258±34 *

^ Echantillons prélevés hors axe.

^^ Echantillon prélevé sur la ride Est du bassin de Lau.

* Analyses effectuées sur la poudre lessivée par HCl 0.1N.

Tableau 5.1.C

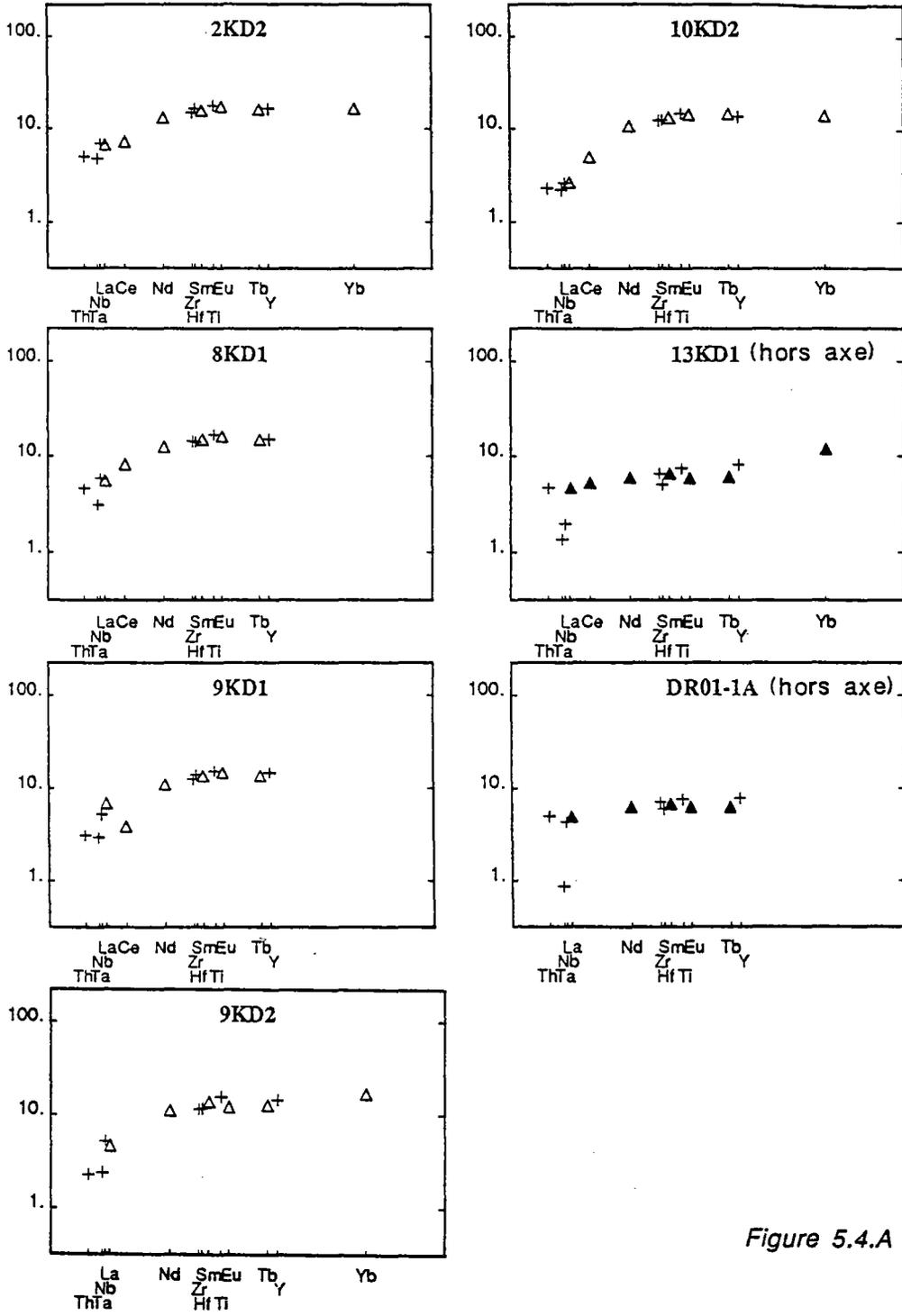


Figure 5.4.A

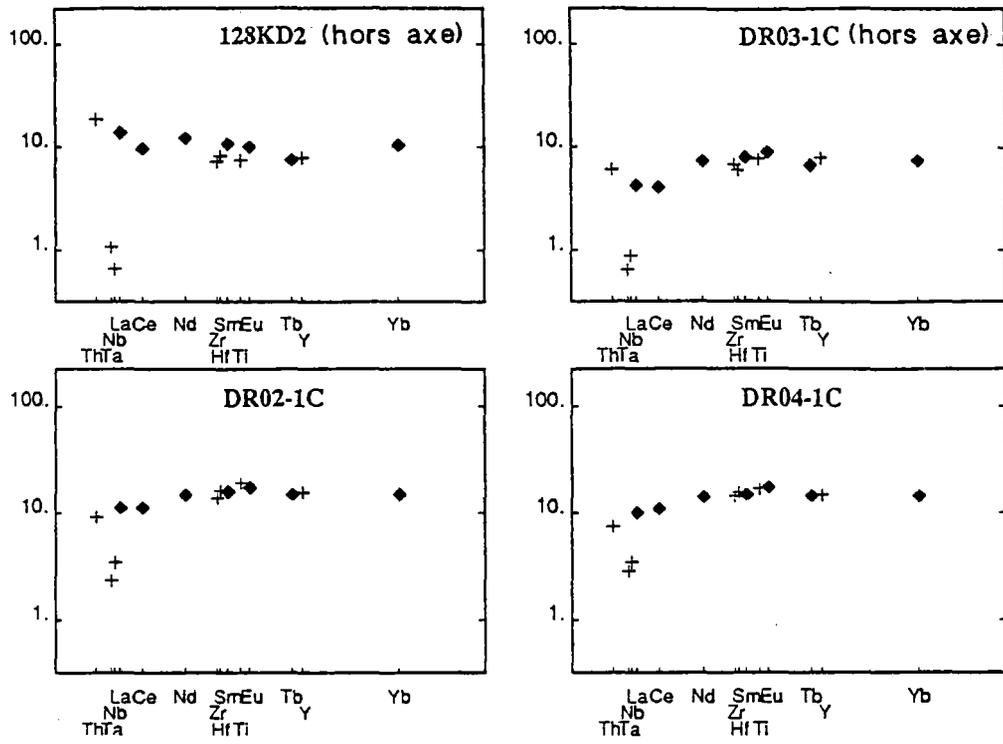


Figure 5.4.C

en triangles clairs, ont des valeurs de K/Ta et (Th/Ta)N variant respectivement de 7300 à 8500 et de 1.0 à 1.5, et des valeurs de (Sm/Nd)N variant de 1.2 à 1.4 ; ces valeurs sont semblables à celles des MORB : la valeur de K/Ta dans les MORB est en moyenne de 4600, celle de (Th/Ta)N est de 1.0, et celle de (Sm/Nd)N de 1.1 (Hofmann, 1988). Les échantillons prélevés hors-axe dans la partie centrale (13KD1 et DR01-1A) ont des valeurs semblables à celles des IAV ; ils sont représentés par des triangles noirs : à titre de comparaison, les valeurs de (Th/Ta)N varient 14 à 26 dans le cas de l'arc des Vanuatu, (Briqueu et al, 1984) et les valeurs de (Sm/Nd)N varient de 0.7 à 0.9 pour la majorité des arcs (White et Patchett, 1984). Les échantillons de la zone de Valu Fa, représentés en losanges noirs, ont des valeurs de K/Ta et (Th/Ta)N variant respectivement de 48000 et 133000, et de 2.6 à 17.4, et des valeurs de (Sm/Nd)N variant de 0.9 à 1.1 ; ces caractéristiques sont proches de celles des IAV

Les rapports d'éléments traces permettent donc de définir deux groupes d'échantillons ; l'un, représenté par des symboles noirs, a des caractéristiques d'arc ; l'autre (symboles clairs) a des caractéristiques de MORB.

3.4 Compositions isotopiques Sr-Nd

Les compositions isotopiques du Sr et du Nd varient entre les valeurs suivantes :
 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$: de 0.70320 à 0.70358,
 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$: de 0.51300 à 0.51314.

Représentées dans un diagramme $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} - ^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (figure 5.6), ces données figurent à la limite du champ des MORB, et tendent vers des valeurs plus radiogéniques en Sr, proches de celles qui caractérisent l'arc des Tonga (figure 5.7).

Toutes ces données sont incluses dans la Corrélation Mantellique, ainsi que dans le champ, particulièrement étendu, du bassin de Lau défini par les données de la littérature (Jenner et al, 1987 ; Volpe et al, 1988 ; Sinton et al, en préparation ; ce travail). Selon le classement effectué par Volpe et al (1988), les échantillons analysés au cours de ce travail appartiennent tous au groupe I, dont les compositions isotopiques sont peu radiogéniques en Sr ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} < 0.7037$).

En tenant compte de l'ensemble des données, on remarque que le degré d'hétérogénéité des compositions isotopiques du Sr dépend du site de prélèvement :

- les échantillons de la partie nord du bassin de Lau (ride de Peggy, zone nord, et île de Niua Fo'ou) ont des compositions isotopiques extrêmement variées (figure 5.7.A), avec des valeurs typiques de celles de MORB ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.70294$) jusqu'à des valeurs plus élevées ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.70466$) proches des caractéristiques des OIB de Samoa. Ce groupe contient à la fois les valeurs minimales et maximales de l'ensemble du bassin de Lau. Les

rappports isotopiques du Sr et du Nd dans ce groupe sont bien corrélées, selon une pente semblable à celle de la Corrélacion Mantellique.

- les échantillons de la partie centrale du bassin de Lau ont des compositions isotopiques variables (figure 5.7.B), cependant moins que celles des échantillons du groupe précédent ; ils définissent un domaine intermédiaire entre le champ des MORB et le champ de l'arc des Tonga. Ces données sont également alignées le long de la Corrélacion Mantellique.

- enfin, les échantillons de la zone de Valu Fa ont des compositions isotopiques remarquablement homogènes, en particulier si l'on considère les isotopes du Nd (figure 5.7.C). 11 échantillons de cette zone ont été analysés, dont les compositions s'accordent bien avec celles de Jenner et al (1987) et Volpe et al (1988). Un échantillon (121KD3) a un rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ plus élevé comparé aux autres, qui reflète probablement l'altération par l'eau de mer : il s'agit d'un échantillon prélevé hors-axe.

Le degré d'homogénéité des compositions isotopiques du Sr et du Nd varie dans le bassin de Lau du nord au sud : la partie nord du bassin a une signature très hétérogène ; la partie centrale a des compositions variables, incluses dans le domaine de variation de la partie nord ; la zone de Valu Fa a des compositions isotopiques remarquablement homogènes, incluses dans le domaine de variation de la partie centrale.

3.5 Isotopes du Pb

Les compositions isotopiques du Pb des échantillons analysées au cours de ce travail sont caractérisées par les valeurs suivantes :

$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$: de 18.10 à 18.77,

$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$: de 15.49 à 15.65,

$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$: de 37.90 à 38.54.

Elles sont représentés dans le diagramme isotopique (figure 5.8) par des symboles identiques à ceux de la figure 5.4. Les compositions isotopiques du Pb figurent généralement au-dessus de la NHRL, et varient entre le champ des MORB et celui des Tonga ; elles semblent évoluer vers le champ des sédiments. Les rapports $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ et $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ des échantillons de la partie centrale sont légèrement inférieurs à ceux des échantillons de Valu Fa, mais les domaines de variation se recouvrent. Le rapport $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ est au contraire significativement moins élevé pour les échantillons prélevés à l'axe de la partie centrale (symboles clairs), que pour les échantillons de la zone de Valu Fa et pour ceux prélevés hors axe dans la partie centrale (symboles noirs). Ce rapport permet donc de distinguer les deux groupes chimiques déjà identifiés dans le paragraphe 3.3 à l'aide des rapports K/Ta, (Th/Ta)N et (Sm/Nd)N (figure 5.5).

Figure 5.7 : Variations des compositions isotopiques du Sr et du Nd des échantillons du bassin de Lau, regroupés par régions.

Figure 5.7.A : Partie nord (Volpe et al, 1988 ; Sinton et al, en préparation), représentée par 17 échantillons ; les triangles noircis représentent les échantillons prélevés sur la ride de Peggy. Les références des MORB sont indiquées dans le chapitre 2, figure 2.2 ; celles de l'arc des Tonga dans le chapitre 3, figure 3.10.

Figure 5.7.B : Partie centrale, représentée par 14 échantillons (Volpe et al, 1988 ; ce travail).

Figure 5.7.C : Zone de Valu Fa, représentée par 18 échantillons (Jenner et al, 1987 ; Volpe et al, 1988 ; ce travail). Cette figure représente également les courbes de mélange relatives aux modèles proposés dans le texte.

Remarquons de plus que pour chacun des deux groupes, les compositions isotopiques sont légèrement alignées (figure 5.8) ; dans les deux cas la pente est légèrement supérieure à celle de la NHRL, ce qui est une caractéristique des IAV (cf. chapitre 3). Enfin, les échantillons de l'île de Niua Fo'ou (données de Ewart et Hawkesworth, 1987) ont des compositions isotopiques situées à la limite supérieure du champ de l'arc des Tonga.

Les compositions isotopiques de la partie nord du bassin (ride de Peggy, zone nord-est) ne sont pas disponibles.

3.6 Conclusion

Parmi les échantillons du bassin de Lau analysés au cours de ce travail, deux groupes sont clairement définis au moyen des rapports K/Ta, (Th/Ta)_N, et ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb (figure 5.9). Selon ces critères, les échantillons prélevés à l'axe de la partie centrale ont des caractéristiques de MORB ; ils présentent également des spectres de terres rares élargis de type appauvris, et ont des rapports ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb faibles.

Les échantillons de la zone de Valu Fa ainsi que ceux prélevés hors axe dans la partie centrale sont plus enrichis en K/Ta, (Th/Ta)_N et plus radiogéniques en ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb ; ils présentent aussi des spectres de terres rares légèrement appauvris à enrichis avec des anomalies négatives en Ta et Nb.

Les isotopes du Sr et du Nd ne permettent pas de distinguer ces deux groupes d'échantillons ; cependant, le degré d'homogénéité est caractéristique des zones de prélèvement ; au nord les compositions isotopiques sont extrêmement variables, au centre, variables, et au sud, remarquablement homogènes.

4. DISCUSSION

Les données géochimiques sont nombreuses ; les variations décrites dans le paragraphe précédent reflètent la diversité des domaines mantelliques présents au sein d'une zone relativement limitée ; elles rendent compte probablement de la structure et de l'évolution du bassin de Lau. Aussi les caractéristiques de chaque zone (partie nord, partie centrale, partie sud) seront-elles discutées séparément.

4.1 Zone nord (Volpe et al, 1988)

Les laves prélevées sur la ride de Peggy, dans le bancs de Rochambeau, sur l'île de Niua Fo'ou et dans la zone nord-est présentent des variations extrêmes de compositions isotopiques (Sr-Nd) ; les valeurs les plus radiogéniques se rapprochent de celles de l'île de Samoa.

4.1.1 Samoa, une île océanique contaminée par d'anciens sédiments

Les îles Samoa sont situées au nord de la fosse des Tonga, qui constitue les bordures de la plaque Pacifique, non loin de la courbure qui caractérise la terminaison nord de cette fosse. La formation des îles Samoa serait liée à la remontée de manteau profond (Wright et White, 1986) ; selon ces auteurs cette remontée résulterait soit de la courbe de la lithosphère, en avant de la fosse de subduction, soit d'un déséquilibre thermique (point chaud), processus semblable à la formation de la chaîne Hawaïenne.

Les basaltes tholéïtiques alcalins qui composent les îles Samoa sont donc proches de ceux que l'on rencontre dans les îles océaniques ; leur âge varie de l'actuel au miocène moyen (13.5 Ma). Wright et White (1986) ont étudié les variations de compositions isotopiques de laves prélevées dans ces îles ; parmi les laves tholéïtiques, certaines proviennent d'un ancien plateau, tandis que d'autres sont issues d'une éruption post-érosionnelle récente. Ces deux groupes se distinguent par leur signature isotopique et permettent de définir deux sources magmatiques présentes dans la région : l'une, relative au plateau ancien, est semblable à celle des îles océaniques. Dans les diagrammes isotopiques Sr-Nd et Pb-Pb, les données figurent en position intermédiaire entre celle des OIB sur la NHRL ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ élevé ; $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ et $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ relativement faibles), et celle des sédiments ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ faible ; $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ et $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ élevés). Aussi Wright et White (1986) concluent-ils que les laves de Samoa résultent d'un mélange de deux sources : l'une est semblable à celle des îles océaniques et proviendrait d'un manteau profond (asthénosphère) ; l'autre, semblable à celle des sédiments, aurait été introduite dans le manteau au cours d'une subduction ancienne.

Wright et White (1986) proposent que la frontière de la région source des laves de Samoa est formée de la fosse des Tonga ; cependant, les données de Volpe et al (1988) semblent indiquer la présence de cette source dans les laves de la partie nord-est du bassin de Lau, en particulier celle de Niua Fo'ou.

4.1.2 Présence d'une source OIB et d'anciens sédiments dans le nord du bassin de Lau

Parmi les échantillons prélevés dans la partie nord du bassin de Lau, les compositions isotopiques (Sr - Nd) des laves les plus radiogéniques définissent un champ qui semble prolonger celui des laves de Samoa vers un pôle de type OIB. Volpe et al (1988) suggèrent que ces laves résultent du mélange des mêmes sources qui ont alimenté le volcanisme de Samoa (figure 5.10).

Cette hypothèse est cohérente avec l'évolution tectonique de cette partie du bassin de Lau : l'ouverture du bassin étant provoquée par le retrait de la lithosphère subductée vers l'est, associé à l'expansion arrière-arc (voir processus d'ouverture des bassins arrière-

arc, chapitre 3, paragraphe 2), ces deux phénomènes conjugués pourraient, selon Volpe et al (1988), provoquer un contre-flux du manteau asthénosphérique situé sous la plaque Pacifique vers l'intérieur du bassin de Lau, et contaminer ainsi la partie NE.

Remarquons toutefois que la contribution d'une telle source est variable : par exemple, un échantillon prélevé dans la banc de Rochambeau a des compositions isotopiques identiques à celles des échantillons de Valu Fa ; à l'inverse, un échantillon prélevé sur la ride de Peggy, déjà éloignée de la fosse, semble également contaminé. Il est donc difficile de discerner dans quelles proportions et jusqu'où s'étend l'influence de la source de Samoa.

4.1.3. Manteau appauvri et source enrichie

De plus, parmi les échantillons prélevés dans la partie nord du bassin de Lau, certains ont des compositions isotopiques (Sr - Nd) proches de celles des MORB, d'autres sont plus radiogéniques en Sr, mais figurent dans la Corrélacion Mantellique. Ces données reflètent l'existence d'une source appauvrie semblable à celle des MORB, et une autre source, enrichie, incluse dans la Corrélacion Mantellique, semblable à celle des basaltes des îles océaniques (OIB sur la figure 5.10). Elles rappellent les données du bassin Nord-Fidjien (Sinton et al, en préparation ; cf. chapitre suivant), qui définissent une corrélation remarquable depuis le champ des MORB vers des valeurs plus radiogéniques en Sr, parallèlement à la Corrélacion Mantellique. Au moins une autre source est également présente dans le manteau sous la partie nord du bassin de Lau. Il s'agit du manteau appauvri, source de MORB ; et la corrélation entre les isotopes du Sr et du Nd reflète un mélange entre la source appauvrie et la source OIB décrite dans le paragraphe précédent ; une telle hypothèse n'est cependant pas confortée par une corrélation de type isotope-éléments traces, comme il a été observé dans le cas du bassin d'Okinawa (ce travail), ou du bassin des Mariannes (Volpe et al, 1987).

4.1.4 Influence de l'arc et des composés subductés

Volpe et al (1988) soulignent que ces échantillons ne présentent pas d'enrichissement notable en éléments mobiles (Ba, Rb, Sr, K) ni d'appauvrissement en Ta, Nb, Zr Hf. Ces caractéristiques sont rencontrées dans toutes les roches d'arc, en particulier dans celles de l'arc des Tonga (Ewart et Hawkesworth, 1987). Pour cette raison, l'influence de l'arc, et des processus pétrogénétiques liés à la subduction (voir chapitre 3, paragraphe 3.2) ne peuvent rendre compte de l'enrichissement des échantillons de la partie nord du bassin de Lau.

influence aurait alors progressivement disparu au fur et à mesure de l'ouverture du bassin et de l'éloignement de la ride par rapport à l'arc : les laves formées à la ride centrale sont désormais semblables aux MORB.

4.2.2 Influence du manteau subocéanique

Les cinq échantillons prélevés à l'axe de la partie centrale ont des spectres de terres rares élargis appauvris, et les compositions isotopiques du Sr et du Nd sont incluses dans le champ des MORB. Ils présentent donc les caractéristiques essentielles des MORB typiques. Cependant, si l'on considère les isotopes du Pb, ces échantillons ont des rapports $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ et $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ évoluant vers des valeurs légèrement plus élevées que celles des MORB, tandis que les rapports $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ sont homogènes et semblables à ceux des MORB. Ces variations reflètent la présence d'un composé mantellique de type DUPAL (Hart, 1984), ou bien une contribution de sédiments.

En effet, l'anomalie DUPAL définie par Hart (1984) puis Castillo (1988) (cf. chapitre 2 paragraphe 6) caractérise les MORB de l'océan Indien et du Pacifique Sud ; dans un diagramme Pb-Pb, les MORB DUPAL figurent au-dessus de la NHRL. On peut penser qu'un composé mantellique de type DUPAL participe à la formation des laves du bassin de Lau.

Les sédiments ont la particularité d'être enrichis en Pb (généralement de 20 à 40 ppm selon Chow et Patterson (1962) et Ben Othman et al. (1989)) relativement au manteau appauvri (0.05 ppm selon Jenner et al, 1987) ; d'autre part, ils sont très radiogéniques en $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ et $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. Aussi, la présence de composés sédimentaires pourrait expliquer les variations des rapports observés pour les échantillons de l'axe de la partie centrale du bassin de Lau. Toutefois, ces échantillons ne présentent pas les anomalies négatives en Ce qui caractérisent généralement les sédiments (Hole et al, 1984 ; White et Patchett, 1984) ; par ailleurs, les faibles anomalies négatives en Ta et Nb n'indiquent pas forcément la présence de sédiments, car elles sont également présentes dans les MORB appauvris. Il semble donc qu'une quantité très limitée de sédiments soit impliquée, capable d'affecter les isotopes du Pb sans modifier sensiblement les teneurs des éléments représentés dans le diagramme de terres rares élargi.

4.3 Zone de Valu Fa

4.3.1 Processus de mélange

Les compositions isotopiques du Sr et du Nd, représentées par l'analyse de 18 échantillons différents (losanges pleins sur la figure 5.6), sont particulièrement

spectres de terres rares des laves des Tonga sont généralement plus appauvris que ceux des laves de Valu Fa. Ces éléments traces ne peuvent donc pas être utilisés pour établir un modèle quantitatif. Deuxièmement, tandis que les compositions isotopiques de l'île Ata sont très proches de celles du Valu Fa, les données de Ewart et Hawkesworth (1987) montrent que les laves de l'arc des Tonga sont plus radiogéniques en Sr. En outre, la ressemblance géochimique et la proximité géographique de l'île Ata par rapport à la ride de Valu Fa indiquent que cette île n'est pas représentative de l'arc des Tonga (voir Ewart et Hawkesworth, 1987).

Enfin, Jenner et al (1987) proposent que les laves de Valu Fa proviennent d'un manteau appauvri, semblable à la source des MORB, hybridé par une faible quantité de sédiments (0.4 %) ; il est également nécessaire d'envisager la contribution de fluides métasomatiques - c'est-à-dire produits de la fusion de la plaque subductée en présence d'eau - pour expliquer l'enrichissement des éléments mobiles des laves de Valu Fa. Cette hypothèse est tout à fait vraisemblable : les caractéristiques géochimiques des laves d'arc sont généralement attribuées à la présence de sédiments et de fluides hydratés (cf. chapitre 3, paragraphes 4.5 et 4.6.2), la quantité de sédiments estimée correspond à ce qui est généralement estimé dans les contextes d'arc (voir Meijer, 1976 ; Von Drach et al, 1986 ; White et Dupré, 1986). Elle n'est cependant pas incompatible avec l'hypothèse selon laquelle les laves de Valu Fa seraient alimentées en partie par un magma semblable à celui de l'arc, car celui-ci peut être contaminé préalablement par les sédiments subductés.

Les roches de Valu Fa présentent toutes les caractéristiques des roches d'arc ; ces caractéristiques peuvent être acquises directement à partir d'un magma d'arc, ou bien par addition de sédiments.

Une évaluation quantitative des sources est difficile à estimer, car il n'y a pas de relation évidente entre les isotopes et les éléments traces. Si les isotopes reflètent la source, les éléments traces et les rapports d'éléments traces sont modifiés par les processus pétrogénétiques ; par exemple, le rapport (La/Sm)_N des laves de Valu Fa varie entre 0.5 et 1.4, tandis que le rapport ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd reste homogène. De plus, l'homogénéisation des rapports isotopiques (Sr, Nd) ne permet pas d'observer de variation graduelle entre les deux pôles.

4.3.3 Valu Fa : Axe d'expansion ou ride d'arc ?

Ruellan et al (1988) et Foucher et al (1988) ont effectué dans la partie sud du bassin de Lau des levés bathymétriques, magnétiques, gravimétriques et de sismique réflexion monotraces. De l'analyse de ces données, ils concluent que la zone de Valu Fa ne serait pas un axe d'accrétion, comme il avait été proposé auparavant par Morton et Sleep

laves de Valu Fa ont des valeurs nettement plus élevées. De plus, dans les diagrammes Pb-Pb (figure 5.8), l'alignement observé pour chaque groupe d'échantillons indique que la source appauvrie de l'axe de la partie centrale est légèrement différente de celle des laves de Valu Fa ; ces deux groupes d'échantillons ne semblent pas cogénétiques, et ces deux rides pourraient être de nature différente. Donc si l'axe de la partie centrale est un centre d'accrétion, alors Valu Fa serait plutôt une ride d'arc.

4.4 Conclusion

Les laves prélevées dans le bassin de Lau ont des caractéristiques géochimiques variables.

Dans la partie nord, les compositions isotopiques reflètent la présence de plusieurs sources mantelliques, liées à des contextes variés comme la zone de subduction des Tonga, la chaîne volcanique intraplaque de Samoa, et à la présence d'un manteau péridotitique hétérogène ; l'influence de chaque domaine est variable, mais les données sont insuffisantes pour définir le rôle de chacune de ces sources.

Des laves fraîches, prélevées à l'axe de la partie centrale, ont des spectres de terres rares élargis appauvris, semblables à ceux des MORB. Les compositions isotopiques du Sr et du Nd sont également semblables à celles des MORB. Seuls les isotopes du Pb diffèrent des caractéristiques des MORB, probablement en raison de la présence d'une faible quantité de sédiments, et pourraient refléter une légère influence de l'arc.

Deux échantillons de la partie centrale ont été prélevés hors axe ; leurs caractéristiques tendent vers celles des IAV, et ce d'autant plus que les échantillons ont été dragués à proximité de l'arc des Tonga : par exemple, le lieu de prélèvement du DR01-1A est plus proche de l'arc que celui du 13KD1 ; lequel est plus proche de l'arc que les échantillons prélevés à l'axe (figure 5.1). De même, les rapports $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, K/Ta et (Th/Ta)_N sont plus élevés pour le DR01-1A que pour le 13KD1, et plus élevés pour le 13KD1 que pour les échantillons prélevés à l'axe (figure 5.9). On observe donc une variation graduelle des paramètres géochimiques en fonction de la distance par rapport à l'arc volcanique.

Les laves prélevées dans la zone de Valu Fa (partie sud) ont des spectres de terres rares élargis plats, présentent des anomalies négatives en Ta et Nb, et sont, en comparaison des MORB, enrichies en éléments alcalins et alcalino-terreux relativement aux terres rares ; leurs compositions isotopiques du Pb sont semblables à celles de l'arc des Tonga. Les laves de Valu Fa présentent donc les principales caractéristiques des IAV, probablement en raison de la proximité de cette ride par rapport à l'arc.

Il semble donc que le lieu de prélèvement par rapport à l'arc volcanique ait une influence sur les caractéristiques géochimiques des laves du bassin de Lau.

CHAPITRE 6

LE BASSIN NORD-FIDJIEN

1. CONTEXTE GEOLOGIQUE DU BASSIN NORD-FIDJIE

Le bassin Nord-Fidjien a fait l'objet d'une étude morpho-structurale très précise, effectuée par Lafoy (1989) ; aussi nous rappellerons seulement quelques caractéristiques importantes de ce bassin, c'est-à-dire sa situation générale, les différentes structures qui le composent, ainsi que le schéma d'évolution proposé par Lafoy (1989).

1.1 Situation générale et structure du bassin Nord-Fidjien

Le bassin Nord-Fidjien, de forme triangulaire, se situe entre 168° et 180° de longitude Est, et entre 10° et 25° de latitude Sud, dans la partie sud-ouest de l'océan Pacifique (figure 6.1). Il se trouve dans la zone de convergence de deux plaques majeures, la plaque Pacifique et la plaque Indo-Australienne, et s'étend sur 1200 km du nord au sud et sur 700 km d'ouest en est. Il est entouré au nord par la fosse inactive de Vitiaz, à l'ouest par l'archipel des Vanuatu, au sud par le bassin Sud-Fidjien et à l'est par les îles Fidji.

Au cours de leur formation, les roches magmatiques, en se refroidissant, enregistrent le champ magnétique terrestre ; l'étude des variations du champ magnétique permet donc de retracer l'histoire de la croûte océanique, et de dater les principaux événements. De nombreux levés magnétiques ont été effectués dans le bassin Nord-Fidjien, et ont été compilés par Lafoy (1989).

D'après les linéations magnétiques, le bassin Nord-Fidjien peut être divisé en trois domaines représentés sur la figure 6.2.

Le domaine 1 couvre la partie nord du bassin ; les structures ont une direction générale Est-Ouest. Notons la présence de la ride Pandora, considérée comme un axe d'accrétion (Lafoy, 1989).

Le second domaine, comprend deux secteurs symétriques à l'Est et à l'Ouest du bassin ; il présente des structures orientées N150, affectées par des accidents N45. Le secteur Est est structuré en plusieurs horst et graben ; il est le lieu d'une activité sismique intense, et ne serait pas un lieu d'accrétion mais une "zone structurée sous contraintes distensives" (Lafoy, 1989)

Le domaine 3, au centre du bassin, est la partie la mieux reconnue ; selon les données du magnétisme, elle correspond à l'axe d'accrétion actuel, et sa mise en place remonte à 3 Ma (Lafoy, 1989). Des études morpho-structurales précises ont été présentées successivement après les missions SEAPSO III, KAIYO 87 et KAIYO 88 (Auzende et al., 1986 a, b ; Gente, 1987 ; Auzende et al., 1988 a, b, c ; Lafoy et al., 1988 ; Lafoy, 1989) ; ces études, ainsi que les linéations magnétiques, permettent de diviser ce domaine en trois segments (figure 6.3) :

- Un segment orienté "N-S" de 21°S à 18°10'S, dont le taux d'expansion, décroissant du sud (7.8 cm/an à 20°S) au nord (5.2 cm/an à 18°10'S), explique la structure en éventail. Des zones de recouvrement (Overlapping Spreading Center) et des offsets divisent ce segment de ride, comme cela est observé pour des rides océaniques du Pacifique Est, telles la dorsale Juan de Fuca ou la dorsale des Galapagos dans l'Est Pacifique (Gente, 1987).
- Un segment orienté "N15" de 18°10'S à 16°40'S, dont le taux d'expansion est de 4.6 cm/an (Lafoy, 1989) ; il se différencie du premier segment par un graben profond, caractéristique des dorsales à taux d'expansion lent, telle la ride Médio-Atlantique (Gente, 1987). La profondeur de la ride diminue du sud au nord pour atteindre un haut topographique à 16°40'S (figure 6.3). D'après les données du magnétisme, la mise en place de ce segment serait plus récente (< 1 Ma) que la mise en place du segment "N-S" (estimée à 3 Ma) ; les linéations magnétiques permettent de reconnaître immédiatement à l'ouest du segment "N15" un segment fossile orienté N-S, interprété comme le prolongement du segment "N-S" (Lafoy, 1989).
- Un secteur orienté N160 et situé au nord de 16°40'S ; il est constitué d'un large graben central qu'encadrent deux rides. Un dragage effectué dans le graben central (Seapso III, DR05) a ramené des basaltes altérés, ce qui semble indiquer qu'il n'est pas le centre d'accrétion ; des prélèvements d'eau effectués sur la ride orientale a permis de déceler la présence probable d'activité hydrothermale. Parmi ces trois structures parallèles, la ride orientale serait le domaine d'accrétion (Lafoy, 1989).

Au niveau de la jonction des secteurs N15 et N160, le domaine axial est rejoint par l'extrémité de la zone de fracture Nord-Fidjienne, orientée N60, définissant ainsi un "point triple". Cette zone, dont la structure est complexe, est interprétée comme étant soit un domaine d'accrétion (Kroenke et al, 1987 ; Jarvis et al, 1987), le point triple aurait alors un fonctionnement de type ride-ride-ride ; soit une zone de fracture (Lafoy et al, 1987 ; Auzende et al, 1988a, c), auquel cas le point triple serait de type ride-ride-zone de fracture.

1.2 Modèle d'ouverture (Lafoy et al, 1987 ; Auzende et al, 1988c)

De nombreux modèles ont été présentés pour expliquer la formation du bassin Nord-Fidjien ; ils sont établis à partir de données de flux de chaleur (Chase, 1971), des vitesses de subduction (Dubois et al, 1977), des données de paléomagnétisme (Falvey, 1978), d'aéromagnétisme (Malahoff et al, 1979a, b), des séismes profonds (Isacks et Barazangi, 1977 ; Hamburger et Isacks, 1987), de sismicité superficielle (Hamburger et Isacks, sous presse), de l'analyse morphostructurale (Lafoy et al, 1987 ; Lafoy, 1989)

ou des études pétrographiques et géochimiques (Gill et Gorton, 1973 ; Colley et Hindle, 1984),.

Tous s'accordent sur un certain nombre de points :

- l'âge d'ouverture du bassin Nord-Fidjien est daté à 10 Ma ; à ce moment, l'arc des Vanuatu avait la même orientation que la fosse de subduction des Vityaz, alors active, à laquelle il était associé (figure 6.4.a) ;
- il y a 8-10 Ma, la polarité de la subduction s'inverse ; la rotation horaire de l'arc des Vanuatu, associée à la rotation anti-horaire des îles Fidji provoque l'ouverture du bassin selon un axe N150 (figure 6.4.b) ;
- il y a 3 Ma, à la même époque que l'apparition du bassin de Lau, une ouverture s'effectue au centre du bassin, et provoque la formation d'une ride d'accrétion orientée N-S (figure 6.4.c).

Enfin, Lafoy et al (1987) ainsi que Auzende et al (1988c) suggèrent un quatrième épisode récent : depuis 0.7 Ma environ se produit un réarrangement de la ride d'accrétion, lié au jeu de la zone de fracture Nord-Fidjienne ; l'axe, initialement N-S, s'oriente N15 au sud de 16°40'S et N160 au nord ; ce mouvement est à l'origine de la formation du point triple (figure 6.4.d).

1.3 Conclusions

1 - La structure du bassin Nord-Fidjien est complexe ; ceci est sans doute le résultat de sa position entre les zones de subduction à polarité inverse de deux plaques majeures ;

2 - Si le bassin Nord-Fidjien est un bassin dit "arrière-arc", il possède un axe d'accrétion comparable à la ride Est Pacifique ; cet axe présente les caractéristiques morphostructurales et magnétiques d'une dorsale océanique classique (zones de recouvrement, offsets, point triple).

2. DONNEES GEOCHIMIQUES ANTERIEURES

Si l'on commence à comprendre la structure du bassin Nord-Fidjien grâce aux nombreuses données de la géophysique, un très petit nombre d'études ont été consacrées à l'aspect géochimique. Sinton et al (en préparation) ont analysé des roches prélevées dans la zone du point triple (16, figure 6.5) et sur la ride Pandora (19 et 20). L'échantillon 16 est un basalte légèrement altéré ; il présente un spectre de terres rares élargi appauvri (figure 6.6) ; la valeur du $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0.70341) est légèrement plus radiogénique que celle des MORB (figure 6.9), celle du $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (0.513061) est proche de celle des MORB. Les échantillons 19 et 20 sont des laves en coussins, très

fraîches ; ils sont enrichis en éléments incompatibles, présentent des spectres de terres rares élargis enrichis sans anomalies en Nb (figure 6.6), et ont des compositions isotopiques radiogéniques en Sr (0.7036 - 0.7038) et peu radiogéniques en Nd (0.51282 - 0.51285) relativement aux MORB (figure 6.9).

Comme remarqué par Sinton et al (en préparation), ces valeurs de compositions isotopiques ne correspondent pas à l'anomalie DUPAL décrite par Hart (1984) qui, selon cet auteur, devrait caractériser l'hémisphère sud : tandis que Hart (1984) prévoyait des valeurs $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ proches de 0.704, les données de Sinton et al (en préparation) sont toutes inférieures (de 0.7032 à 0.7038).

3. DONNEES ACQUISES DURANT CE TRAVAIL

23 échantillons du bassin Nord-Fidjien ont été analysés en éléments majeurs, en éléments traces et en compositions isotopiques (Sr, Nd, Pb).

3.1 Position et description des échantillons (figures 6.5 et 6.7)

Les échantillons ont été prélevés lors des missions Seapso III (1985), Kaiyo 87 (1987) et Kaiyo 88 (1988) dans différents sites du bassin Nord-Fidjien.

- Le DR07-1 a été dragué dans une zone de fracture sur le flanc d'une fosse dans le secteur est du bassin (figure 6.5) ; il s'agit d'un basalte en coussin modérément porphyrique et légèrement altéré.
- le St29DR6 a été dragué dans la zone du point triple (figure 6.7) à la limite du domaine axial orienté N160 ; cet échantillon présente d'importantes traces d'altération et n'est probablement pas récent.
- Un échantillon (DR05-3) a été prélevé dans le graben central du domaine N160 ; il s'agit d'un basalte subaphyrique altéré et légèrement encroûté, provenant d'une zone inactive. Donc le DR05-3 et le St29DR6 ne semblent pas représentatifs de l'accrétion actuelle du domaine N160.
- Le St30DR7 a été prélevé hors axe, dans la zone sud-ouest du point triple. Le lieu de prélèvement de cet échantillon correspond à l'axe d'accrétion fossile, actif durant la période 3 - 0.7 millions d'années, ancien prolongement du segment N-S actif situé au sud de 18°40'S (Auzende, communication personnelle ; cf. aussi le paragraphe 1.3). Il s'agit d'un basalte fortement altéré.
- Les autres échantillons ont été prélevés dans la partie centrale du bassin, le long de l'axe d'accrétion, entre 16°20' et 20°00'S ; ce sont des basaltes récents à bordure vitreuse ; ils sont aphyriques à subaphyriques. Certains sont des verres (St14-10-V, St14-10-6, St14-DR-7). Seuls quelques échantillons présentent des marques plus ou moins

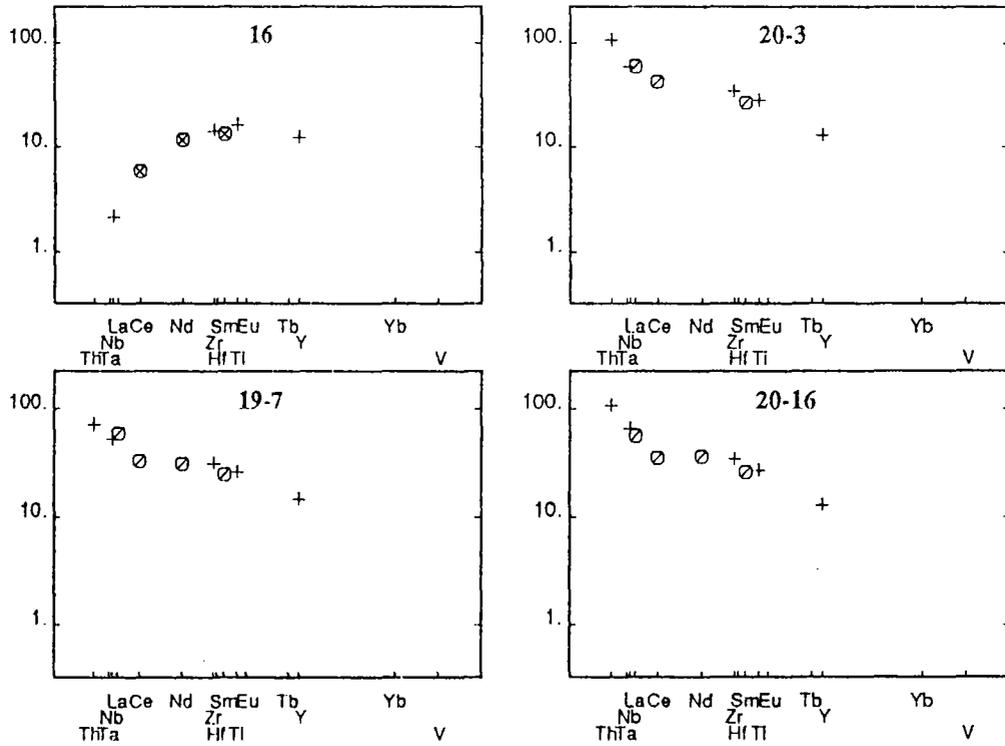


Figure 6.6 : Spectres de terres rares élargis des échantillons de la ride Pandora et du point triple, analysés par Sinton et al (en préparation). Pour les éléments terres rares, les symboles sont identiques à ceux de la figure 6.5 ; les éléments non terres rares sont représentés par un +.

Echant.	K87 St 4-2-1v	K87 St 4-2-2b	K87 St 5-3-1	K87 St 6-4-1	K87 St 6-4-3	K87 St 8-5-4
lat.(S)	16°57'	16°57'	16°54'	18°07'	18°07'	17°10'
lon.(E)	173°55'	173°55'	173°54'	173°29'	173°29'	173°52'
SiO2	49.77	49.90	47.18	49.72	49.72	49.74
Al2O3	14.36	14.33	23.61	14.45	14.44	13.99
Fe2O3	11.39	11.48	5.91	11.45	11.55	12.64
MnO	0.18	0.18	0.10	0.18	0.18	0.19
MgO	7.29	7.29	5.94	7.76	7.76	6.99
CaO	11.89	11.97	14.54	12.07	12.07	11.41
Na2O	2.67	2.78	1.84	2.42	2.30	2.60
K2O	0.15	0.18	0.08	0.12	0.12	0.17
TiO2	1.40	1.41	0.55	1.28	1.28	1.55
P2O5	0.12	0.14	0.04	0.09	0.09	0.12
Total	99.22	99.66	99.79	99.54	99.51	99.40
PoF 110°C	0.09	0.15	0.10	0.17	0.11	0.12
PoF 1050°C	-0.64	-0.54	-0.10	-0.25	-0.38	-0.48
Cs(NAA)	0.19	0.039	-	0.013	0.009	-
Ba(NAA)	19.2	24.9	8.6	5.4	5.8	24.2
Rb (ID)	2.23	2.36	0.84	0.77	0.81	2.27
Sr (ID)	130.1	131.4	134.1	95.8	96.4	124.4
U (NAA)	0.048	0.103	-	0.016	0.041	0.062
Th(NAA)	0.308	0.298	0.107	0.132	0.125	0.310
Ta(NAA)	0.237	0.241	0.074	0.098	0.098	0.240
La(NAA)	3.42	3.37	1.31	2.10	1.97	3.84
Nb(XRF)	3.3	2.5	1.0	2.3	2.8	4.5
Ce(NAA)	8.7	9.7	3.6	6.0	6.9	9.5
Nd (ID)	9.50	9.28	3.62	6.69	6.65	9.71
Zr(XRF)	85	87	36	75	73	92
Hf(NAA)	2.36	2.44	0.89	2.06	2.13	2.64
Sm (ID)	3.24	3.19	1.29	2.57	2.55	3.40
Ti(XRF)	8400	8460	3300	7680	7680	9300
Eu(NAA)	1.30	1.19	0.62	1.17	1.12	1.28
Tb(NAA)	0.733	0.742	0.300	0.696	0.714	0.813
Y (XRF)	33	31	14	31	32	33
Yb(NAA)	2.98	2.98	1.26	3.05	3.16	3.55
Sc(NAA)	42.5	42.8	20.0	42.4	43.1	42.6
Cu(XRF)	92	95	50	76	82	77
Cr(XRF)	151	146	330	326	334	108
Co(XRF)	42	46	29	46	46	45
Ni(XRF)	48	52	98	77	83	45
V (XRF)	279	286	121	309	309	325
86Sr/87Sr	.702905±08 *	.702901±08 *	.702825±12 *	.702828±09 *	.702828±06 *	.702912±13 *
						.702902±08 *
143Nd/144Nd	.513148±07	.513149±05	.513156±07	.513125±13	.513137±10	.513134±07
ENd	+9.91	+9.93	+10.07	+9.46	+9.69	+9.64
206Pb/204Pb	18.490±12	18.203±12 *	18.303±12 *	18.359±13	18.095±12 *	18.316±11
				18.389±11 *		
207Pb/204Pb	15.607±13	15.595±13 *	15.655±13 *	15.566±14	15.504±13 *	15.582±12
				15.616±12 *		
208Pb/204Pb	38.188±38	38.095±38 *	38.521±38 *	38.018±40	37.748±38 *	38.049±37
				38.138±38 *		

* Analyses effectuées sur la poudre lessivée par HCl 0.1 N.

Tableau 6.1.A

Echant.	K87 St15-11-2	K87 St15-11-10	K88 St17DR1	K88 St29DR6 ^	K88 St30DR7 ^	SPS3 DR01-C
lat.(S)	19°16'	19°16'	16°48'	16°40'	17°01'	19°57'
lon.(E)	173°28'	173°28'	174°02'	173°49'	173°22'	173°22'
SiO2	48.58	47.99	49.28	49.76	49.73	50.08
Al2O3	14.98	14.81	16.45	15.19	13.98	14.31
Fe2O3	11.59	11.51	10.55	10.48	14.17	11.59
MnO	0.18	0.18	0.17	0.17	0.22	0.18
MgO	7.86	7.83	6.90	7.27	5.37	7.92
CaO	11.66	11.70	12.02	11.84	10.65	12.15
Na2O	2.50	2.37	2.67	2.87	3.08	2.13
K2O	0.18	0.17	0.24	0.33	0.42	0.10
TiO2	1.67	1.66	1.28	1.67	2.42	1.47
P2O5	0.16	0.16	0.12	0.18	0.24	0.13
Total	99.36	98.38	99.68	99.76	100.28	100.06
PoF 110°C	0.12	0.12	0.14	0.23	0.53	0.04
PoF 1050°C	-0.42	-0.51	0.01	0.19	0.50	-0.64
Cs(NAA)	-	0.016	0.029	0.105	0.192	0.02
Ba(NAA)	16.5	15.6	27.3	30.1	32.5	9.5
Rb (ID)	1.55	1.56	2.75	4.07	6.71	0.70
Sr (ID)	123.7	124.3	126.8	185.5	143.9	105.6
U (NAA)	0.062	0.067	0.114	0.154	0.200	-
Th(NAA)	0.287	0.279	0.333	0.367	0.529	0.102
Ta(NAA)	0.249	0.236	0.255	0.385	0.438	0.131
La(NAA)	3.67	3.90	3.56	5.15	6.90	2.4
Nb(XRF)	3.9	3.7	3.8	5.5	6.0	2.4
Ce(NAA)	10.5	10.6	8.64	12.9	17.5	8.8
Nd (ID)	10.25	11.03	8.68	11.93	16.78	8.70
Zr(XRF)	105	105	80	111	157	80
Hf(NAA)	2.89	2.89	2.12	2.86	4.11	2.34
Sm (ID)	3.55	3.76	2.90	3.72	5.46	3.15
Ti(XRF)	10200	9960	7680	10200	14520	8820
Eu(NAA)	1.41	1.34	1.12	1.52	1.90	1.10
Tb(NAA)	0.849	0.832	0.656	0.757	1.123	0.736
Y (XRF)	37	36	31	32	53	31.9
Yb(NAA)	3.58	3.58	2.72	2.80	4.68	-
Sc(NAA)	40.8	40.5	35.0	40.5	42.5	41.4
Cu(XRF)	81	82				
Cr(XRF)	289	289	181	264	140	
Cr(NAA)						307
Co(XRF)	47	45		43	44	
Co(NAA)			39.6			43.1
Ni(XRF)	105	106	75	74	59	
Ni(NAA)						87
V (XRF)	315	312	273	292	446	
86Sr/87Sr	.703140±08 *	.703125±08 *	.702923±06 .702931±08	.703121±10	.703635±09 * .703648±08 *	.703161±13
143Nd/144Nd	.513057±06	.513079±06	.513105±05	.513080±13	.513020±04	.513056±07
ENd	+8.13	+8.56	+9.07	+8.58	+7.41	+8.11
206Pb/204Pb	18.392±12	18.306±11 *	18.038±11 *	18.205±13 *		18.254±12 *
207Pb/204Pb	15.606±13	15.528±12 *	15.461±12 *	15.555±14 *		15.540±13 *
208Pb/204Pb	38.266±40	38.031±36 *	37.723±37 *	38.120±40 *		38.035±38 *

^ Echantillons prélevés hors axe.

* Analyses effectuées sur la poudre lessivée.

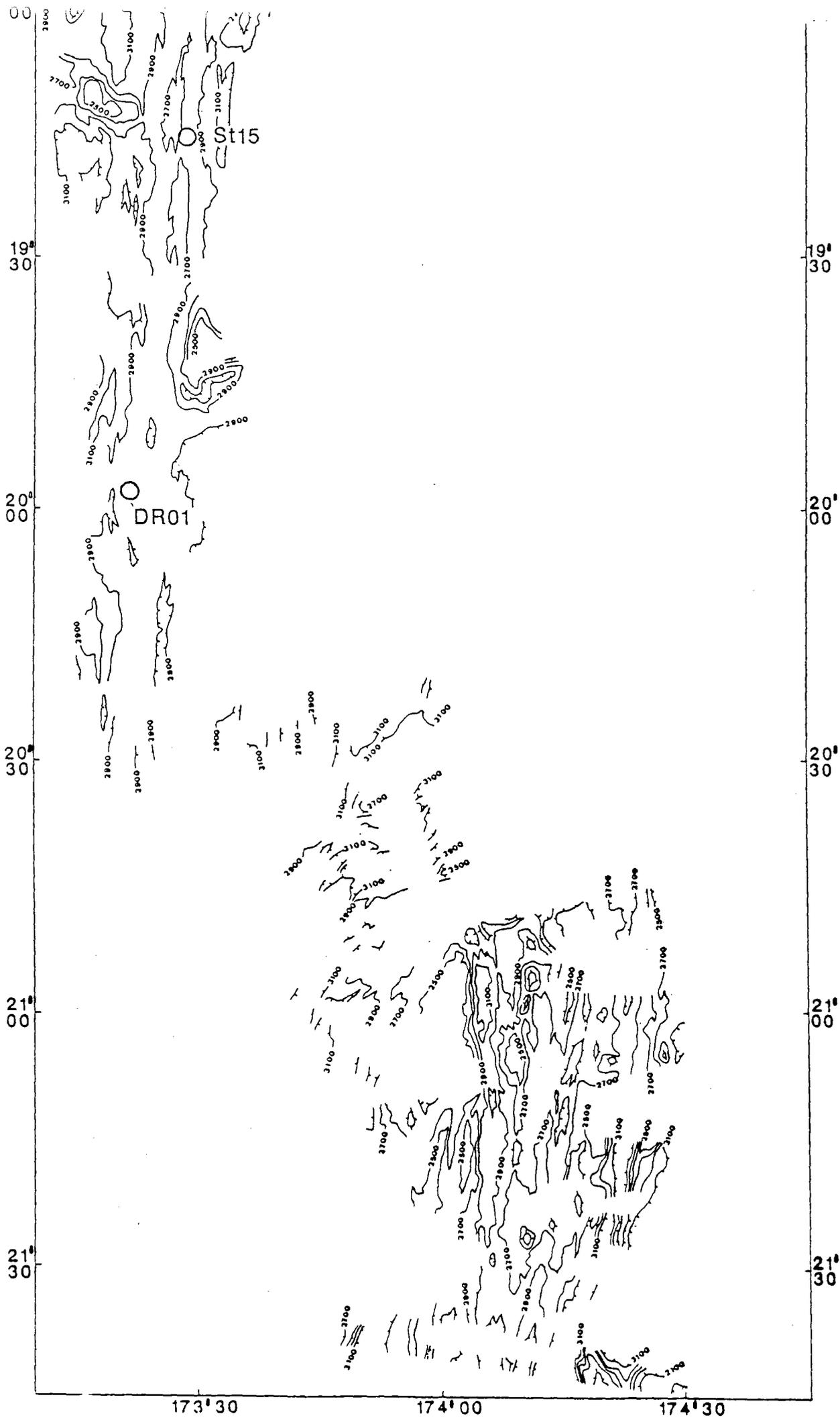
Tableau 6.1.C

Figure 6.7 : Lieu de prélèvement des échantillons analysés au cours de ce travail ;

○ : échantillons prélevés sur les segments de ride N-S et N160 ;

● : échantillons prélevés sur le segment de ride N15, ainsi que le DR04-1.

Cette classification rend compte des caractéristiques géochimiques des laves, décrites dans le paragraphe 3.4. Les échantillons ont été dragués durant la mission allemande SO35 (151KD1), la mission française Seapso III (DR..), ou les missions franco-japonaises Kaiyo 87 et Kaiyo 88 (St..). Carte bathymétrique détaillée (Seabeam) de l'axe de la dorsale, d'après Mazé et al (en préparation).



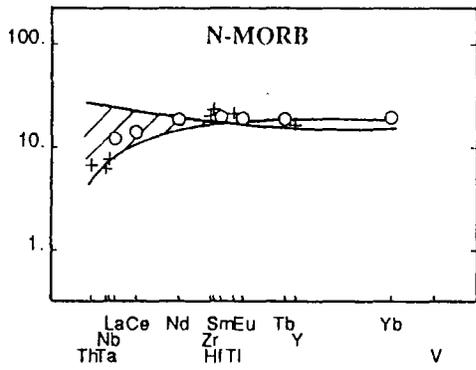
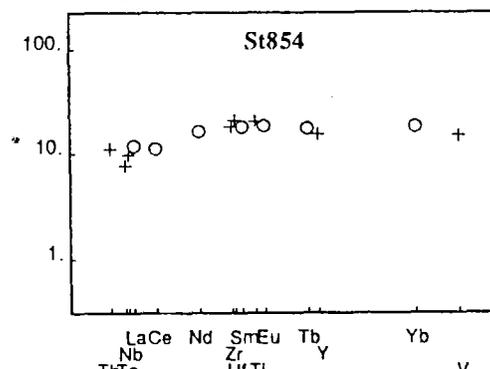
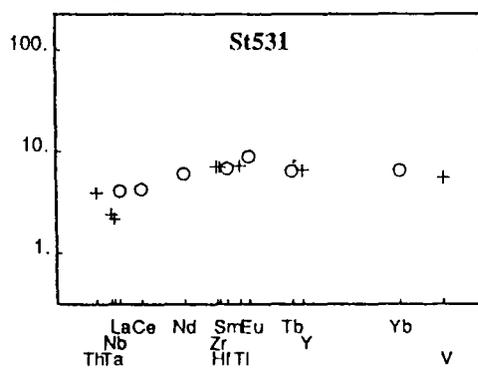
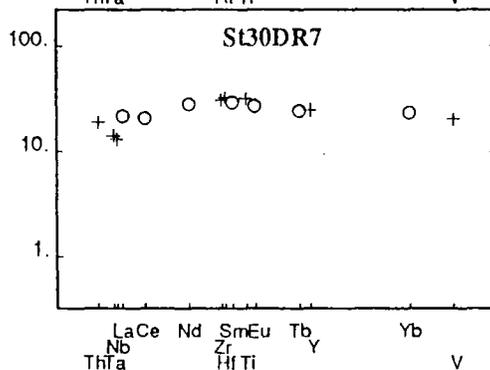
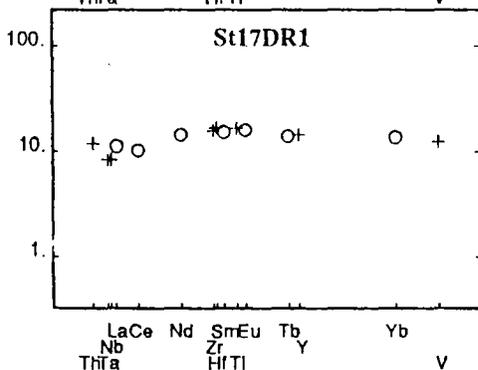
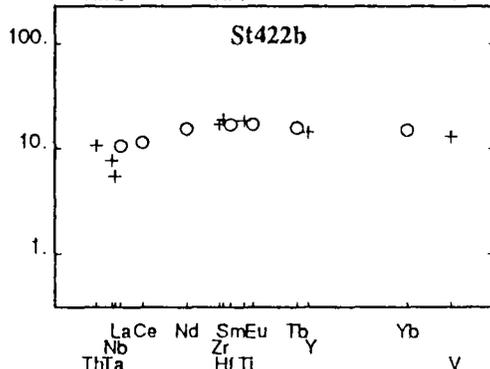
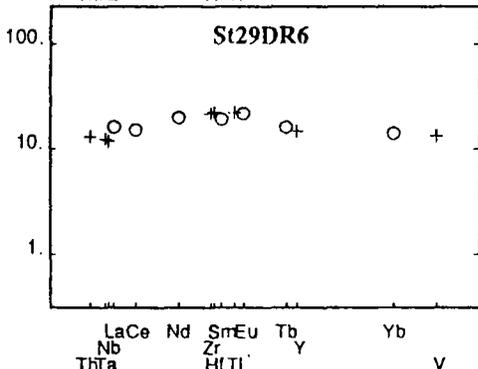
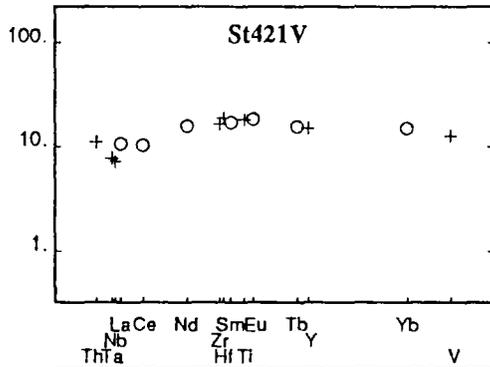
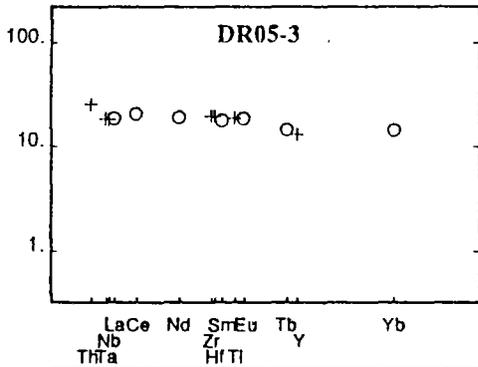


Figure 6.8.A



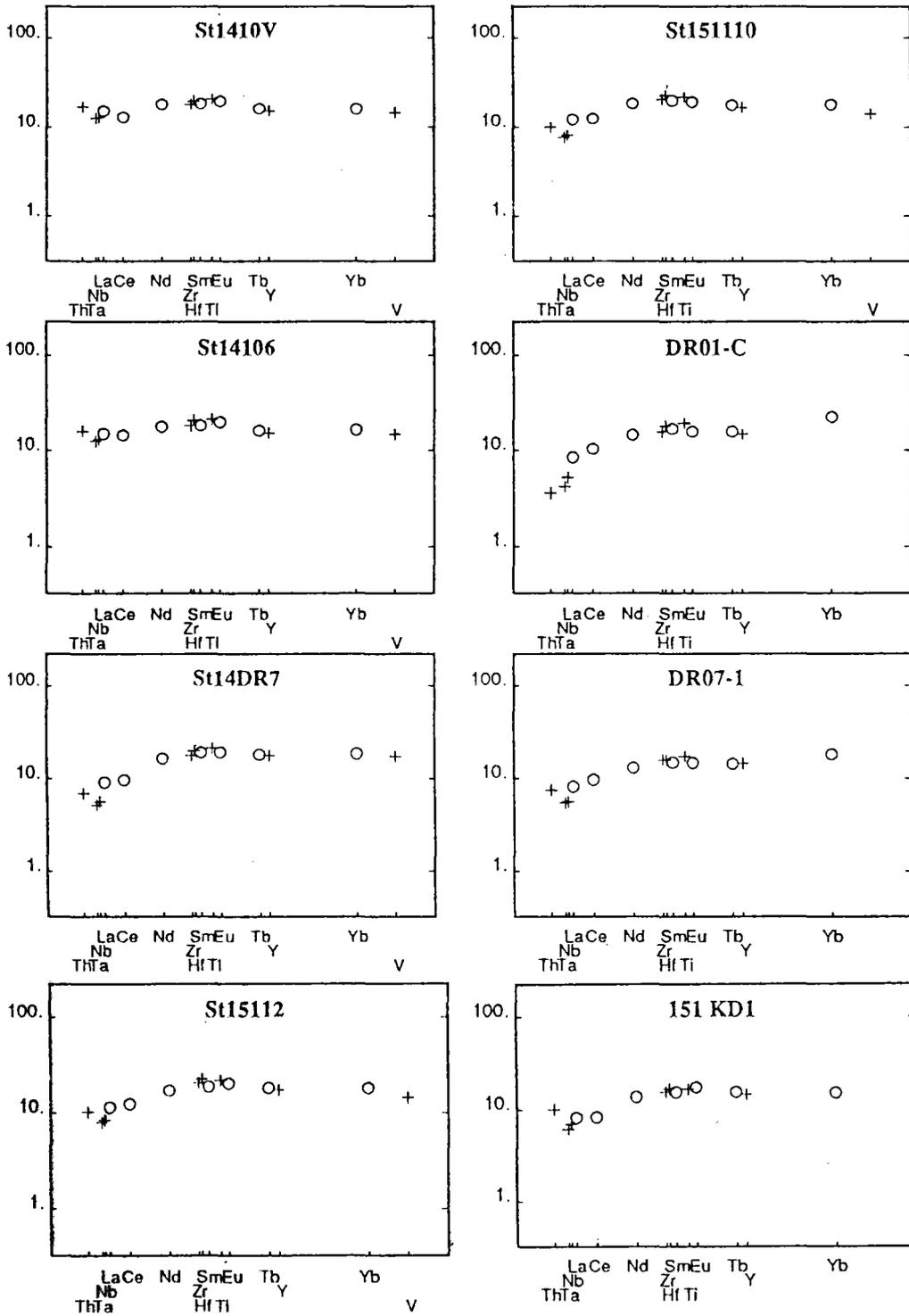


Figure 6.8.C

prononcées de cristallisation : le St9-6-1 est légèrement porphyrique, le St12-9-1 et le St5-3-1 sont très porphyriques (plagioclases et olivines).

- Le 151KD1 a été dragué durant la mission SO35 sur une zone de fracture située au nord de l'archipel des Fidji ; aucune description pétrologique n'a été effectuée.

3.2 Eléments majeurs

Les données sont rassemblées dans le tableau 6.1. Les échantillons du bassin Nord-Fidjien ont des teneurs moyennes de 50% en SiO₂, 13% en Fe₂O₃, 0.18% en MnO, 7% en MgO, 12% en CaO. Seul le St5-3-1, échantillon très porphyrique, est légèrement appauvri en Fe₂O₃, MnO, MgO et légèrement enrichi en CaO par rapport aux autres échantillons ; cette distinction ne se retrouve ni dans les éléments traces ni dans les isotopes.

3.3 Eléments traces (figure 6.8)

La majorité des échantillons du bassin Nord-Fidjien présentent des spectres de terres rares élargis appauvris, le rapports (La/Sm)_N variant de 0.4 à 0.8 (rappelons qu'une valeur inférieure à 1 caractérise un spectre appauvri) ; un échantillon (DR05-3) a un spectre plat avec un rapport (La/Sm)_N = 1.0 ; il s'agit de celui prélevé hors axe, au nord du point triple. Ces spectres présentent de légères anomalies négatives en Ta et Nb, caractéristiques déjà rencontrées dans les MORB appauvris (Bougault, 1980). Les concentrations normées aux chondrites des éléments terres rares et non terres rares varient entre 4 et 25. Les concentrations en éléments alcalins et alcalino-terreux sont comprises dans les intervalles de variation des teneurs des MORB ; par exemple les teneurs en Sr varient entre 92 et 172 ppm, celles du Rb varient entre 0.7 et 4.3 ppm.

Les rapports Sr/Nd sont généralement compris entre 10 et 20, valeurs similaires à celles des MORB, et plus faibles que la moyenne des IAV (entre 20 et 40 selon White et Dupré, 1986). Un échantillon (St5-3-1) a un rapport Sr/Nd égal à 38 : ceci résulte de l'accumulation de plagioclases.

3.4 Compositions isotopiques Sr-Nd (figure 6.9)

Les valeurs de rapports isotopiques se répartissent dans un large intervalle :

$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$: de 0.70277 à 0.70364,

$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$: de 0.51302 à 0.51317.

Dans le diagramme isotopique Sr-Nd, elles figurent dans le champ des MORB, et sont comparables aux données du bassin des Mariannes. Les valeurs les plus radiogéniques en Sr se placent le champ de l'arc des Mariannes et des îles Fidji.

Les rapports isotopiques du Sr et du Nd sont fortement corrélés (coefficient de corrélation $r = -0.93$ pour $n = 23$ échantillons) selon une droite sub-parallèle à la "Corrélation Mantellique" ; le St30DR7 n'est pas pris en considération dans le calcul du coefficient en raison de sa position hors de la corrélation. Un tel alignement rappelle les données du bassin des Mariannes (Volpe et al, 1987). Les échantillons de la ride Pandora analysés par Sinton et al (en préparation) sont plus radiogéniques (voir paragraphe 2) et prolongent l'alignement défini par les données de ce travail ($r = -0.97$; $n = 26$). Cet alignement s'étend sur un vaste domaine (les valeurs du $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ varient globalement de 0.70277 à 0.70379), et représente un échantillonnage varié du bassin Nord-Fidjien. L'échantillon 16, prélevé dans la zone du point triple et analysé par Sinton et al (en préparation) ne participe pas à la corrélation.

Les compositions isotopiques du Sr et du Nd des échantillons prélevés dans le domaine axial ont été reportées en fonction de la latitude sur la figure 6.10. On remarque que les échantillons prélevés sur le segment de ride "N15" (représentés en disques noirs) sont peu radiogéniques en Sr ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} < 0.7030$; $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} > 0.51310$), tandis que les échantillons des segments "N-S" et "N160" sont plus radiogéniques en Sr ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} > 0.70312$; $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} < 0.51308$). L'étude statistique sur chaque groupe permet de définir les valeurs moyennes :

groupe "N15" : $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7029 \pm 1$; $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.51313 \pm 4$ (13 échantillons) ;

groupe "N-S" et "N160" : $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7032 \pm 1$; $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.51305 \pm 4$ (8 échantillons).

L'incertitude indiquée ici représente l'écart entre les valeurs maximales et minimales. Un échantillon cependant (DR04-1) appartient au groupe "N15", bien qu'il ait été prélevé sur le segment "N-S", non loin de la zone de changement de direction de l'axe (voir figure 6.6).

La différence de compositions isotopiques entre les deux groupes d'échantillons , bien que faible, est significative ; cette observation montre qu'il existe une relation entre les signatures isotopiques et la structure de l'axe d'accrétion du bassin Nord-Fidjien.

3.5 Compositions isotopiques du Pb (figure 6.11)

Les rapports isotopiques du Pb se répartissent entre les valeurs suivantes :

$$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 17.00 - 18.49,$$

$$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.45 - 15.66,$$

$$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 37.57 - 38.52.$$

Ces valeurs sont intermédiaires entre celles des MORB et celles des sédiments. Les valeurs du rapport $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ sont moins radiogéniques que celles des îles Fidji, et sont relativement constantes, en comparaison des variations rencontrées dans les basaltes

océaniques. Relativement aux IAV (laves volcaniques des arcs insulaires), les rapports $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ moyens des basaltes du bassin Nord-Fidjien sont parmi les moins radiogéniques (cf. les figures 3.12 et 3.13 dans le chapitre 3). Toutefois, la pente définie par le champ du bassin Nord-Fidjien est supérieure à celle des basaltes océaniques, ce qui est une caractéristique des contextes d'arc.

Les compositions isotopiques du Pb sont relativement corrélées ($r = 0.75$ dans le système $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - ^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ et $r = 0.80$ dans le système $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - ^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$) ; dans le diagramme $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, l'alignement définit un âge de 3.5 ± 0.2 milliards d'années ; cet âge représenterait l'époque d'une éventuelle différenciation dans un modèle à 2 stades et dans l'hypothèse d'une évolution en système clos (cf. chapitre 1 paragraphe 2.3.2).

4. DISCUSSION

4.1 Hétérogénéités mantelliques : une question d'échelle

Nous disposons ici d'un échantillonnage abondant réparti de façon régulière le long de l'axe entre 16° et 20°S (les lieux de prélèvement sont distants en moyenne de 30 km). On peut donc supposer que les valeurs mesurées sont représentatives de cette partie du domaine axial. Les variations de compositions isotopiques montrent que le manteau source des basaltes du bassin Nord-Fidjien est hétérogène.

Parmi les échantillons analysés au cours de ce travail, certains ont été prélevés à partir d'une même drague ; (par exemple le St4-2-1 et le St4-2-2, voir figure 6.10) ; les compositions isotopiques du Sr et du Nd des échantillons d'une même drague sont très proches, voire identiques.

Certains échantillons proviennent de dragues distinctes, mais proches ; par exemple, les ST14-10-V et le St14-10-6 ont été dragués ensemble au cours de la mission Kaiyo 87, tandis que le St14DT7 a été dragué sur le même site durant la mission Kaiyo 88 ; de même, le DR02, le DR03 et les St6-4-1 et St6-4-3 ont été prélevés par des dragues différentes dans la zone de changement de direction de l'axe. Ces échantillons présentent des variations sensibles de compositions isotopiques du Sr et du Nd.

Prenons maintenant un peu de recul et examinons les variations le long de la dorsale : les isotopes du Sr et du Nd mettent en évidence deux groupes d'échantillons (cf. paragraphe 3.3) ; l'un, peu radiogénique en Sr, définit le segment de ride N15 (étendu jusqu'à $18^\circ50'\text{S}$ car le DR04-1, bien qu'appartenant au segment N-S, a les caractéristiques isotopiques du groupe 1). Le second, plus radiogénique, concerne les échantillons prélevés sur l'axe N-S. La frontière pourrait être constituée par une faille située à $18^\circ50'\text{S}$ (figure 6.10). Cette observation indique qu'il existe sous l'axe de la

dorsale du bassin Nord-Fidjien deux grands domaines mantelliques ; le segment de ride N15 est alimenté par un manteau visiblement individualisé - peut-être même isolé - et dont la dimension est de l'ordre de 200 km environ. Les domaines mantelliques semblent pouvoir se côtoyer sans se mélanger.

Les compositions isotopiques du Pb, pour tous ces échantillons, sont variables. Sur un diagramme Pb-Pb (figure 6.11), les échantillons du groupe "N15" sont représentés en disques hachurés, ceux du groupe "N160" et "N-S" en disques clairs : cette figure montre que les variations locales sont aussi importantes que les variations à l'échelle du domaine axial. Les isotopes du Pb ne permettent pas de discerner de groupes en fonction de la structure. Il n'existe aucune relation entre les compositions isotopiques du Pb et celles du Nd, comme illustré sur la figure 6.12. Il est surprenant de constater que des hétérogénéités mantelliques locales, mises en évidence par les isotopes du Pb, n'affectent pas les isotopes du Sr et du Nd ; il semble que le Pb soit sensible à des processus qui n'affectent pas le Sr ni le Nd de façon significative.

4.2 Variations des compositions isotopiques : processus d'enrichissement

4.2.1 Processus de différenciation

L'étude des compositions isotopiques du Sr et du Nd a permis de mettre en évidence la présence de deux domaines mantelliques, l'un correspondant au segment de ride "N15" d'une part, l'autre correspondant aux segments "N160" et "N-S". La différence des compositions isotopiques (Sr - Nd) entre chaque domaine peut-elle résulter d'une différenciation ancienne des rapports Père/Fils ? Bougault et al (1988) et Dosso et al (en préparation) observent également une relation entre les rapports isotopiques et la structure de la ride médio-Atlantique à 14°N ; les variations de compositions isotopiques sont également corrélées avec les rapports d'éléments Père/Fils ; aussi, ces variations reflèteraient, selon ces auteurs, des caractéristiques internes du manteau océanique, qui aurait été conservées pendant un temps suffisamment long.

Les échantillons du bassin Nord-Fidjien présentent des rapports Rb/Sr et Sm/Nd variables (figure 6.12) ; contrairement aux isotopes du Sr et du Nd, ces paramètres ne permettent pas de distinguer le groupe "N15" du groupe "N160" et "N-S" (cf. paragraphe 3.4) ; donc, en admettant que les variations de rapports d'éléments traces reflètent des caractéristiques de source, ce qui est probable, tout au moins pour le rapport Sm/Nd, on ne peut pas expliquer les variations des compositions isotopiques entre les deux groupes en terme d'individualisation de deux domaines mantelliques à partir d'un même réservoir.

4.2.2 Nature des sources impliquées

Les variations de compositions isotopiques (Sr, Nd, Pb) indiquent la présence de plusieurs sources mantelliques. Les diagrammes isotopiques décrits dans les paragraphes 3.4 et 3.5 apportent des informations sur la nature et le nombre des sources mantelliques.

Diagramme $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ - $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$

Dans le diagramme $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ - $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (figure 6.9), la corrélation définie par la majorité des basaltes suggère que les variations des isotopes du Sr et du Nd sont contrôlées essentiellement par la présence de deux sources. Les basaltes les moins radiogéniques en Sr figurent dans le champ des MORB du Pacifique ; une des sources serait donc de type appauvrie, semblable à celle des MORB-N. Les basaltes les plus radiogéniques en Sr sont inclus dans le champ de l'océan Indien et dans le champ des îles Fidji. Plusieurs types de sources sont ici possibles.

Hart (1984) observe que les rapports isotopiques du Sr des basaltes océaniques de l'océan Indien et d'une partie de l'Atlantique sud et du Pacifique sud sont plus élevés que ceux des basaltes océaniques de l'hémisphère nord ; cette caractéristique est appelée anomalie DUPAL (voir chapitre 2, paragraphe 5). Les compositions isotopiques les plus radiogéniques en Sr du bassin Nord-Fidjien correspondent à celles rencontrées dans l'océan Indien : on peut penser que la source enrichie correspond à l'anomalie DUPAL.

La corrélation entre les compositions isotopiques du Sr et du Nd, parallèle à la Corrélation Mantellique, indique qu'une source de type MORB enrichie, ou bien semblable à celle des OIB, est possible.

Les sédiments ont des compositions isotopiques élevées en Sr et faibles en Nd (voir par exemple chapitre 3, figure 3.17), et pourraient expliquer les variations observées pour les basaltes du bassin Nord-Fidjien dans le système Sr-Nd.

Diagrammes Pb-Pb

Les diagrammes Pb-Pb (figure 6.11) suggèrent également un mélange bipolaire. Les basaltes les moins radiogéniques en Pb figurent dans le champ des MORB du Pacifique ; une source serait de type appauvrie, semblable à celle des MORB-N. Les basaltes les plus radiogéniques en Pb figurent au-dessus de la NHRL, ce qui est une caractéristique de l'anomalie DUPAL, et tendent vers le champ des sédiments : la source enrichie pourrait avoir les caractéristiques des MORB présentant l'anomalie DUPAL, ou bien être constituée par des composés sédimentaires.

En résumé, les diagrammes isotopiques Sr-Nd et Pb-Pb mettent en évidence qu'un mélange bipolaire est possible, et reflètent la présence d'une source appauvrie, par

ne permettent pas de déceler la présence de sédiments. Les spectres ne présentent pas d'anomalies négatives en Ce, typiques des sédiments (cf. chapitre 3). De plus, comme mentionné précédemment, il n'existe aucune relation entre les isotopes du Pb et les isotopes du Sr et du Nd. Donc si les rapports $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ reflètent la présence probable de sédiments, ceux-ci sont sans doute impliqués en quantité très limitée. Les concentrations en Pb dans les sédiments pélagiques varient en moyenne entre 20 et 40 ppm, et peuvent atteindre 900 ppm pour certains nodules (Chow et Patterson, 1962 ; Ben Othman et al, 1989) ; ces valeurs sont très élevées en comparaison de celles mesurées dans la source des MORB : 0.175 ppm selon Hofmann et al (1988) ! Le rapport des concentrations en Pb est donc de 200 environ, et peut atteindre des valeurs encore plus élevées. Le rapport des concentrations entre les sédiments et le manteau appauvri est plus faible pour ce qui est du Sr (environ 30) et du Nd (environ 20). Une faible quantité de sédiment peut donc modifier les compositions isotopiques du Pb sans affecter celles du Sr et du Nd. Le découplage entre les isotopes du Sr et du Nd d'une part et les isotopes du Pb d'autre part indique que : 1 - le processus responsable de l'augmentation des rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ est différent de celui responsable de l'augmentation des rapports $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$; 2 - la présence de sédiments ne peut rendre compte de la corrélation observée entre les isotopes du Sr et du Nd.

Source enrichie de type OIB

Les variations des compositions isotopiques du Sr et du Nd pourraient donc refléter la présence d'une source de type MORB-E ou semblable à celle des OIB. Les échantillons de la ride de Pandora, analysés par Sinton et al (en préparation) prolongent la corrélation définie précédemment (figure 6.9.B). Ces échantillons ont toutes les marques des basaltes des îles océaniques : les spectres de terres rares élargis sont enrichis, sans anomalies en Nb ; les isotopes (Sr-Nd) sont typiques de ceux des îles océaniques et figurent dans la corrélation mantellique. Pour étayer cette hypothèse, d'autres indications seraient nécessaires, comme par exemple les compositions isotopiques du Pb des échantillons de la ride Pandora

Conclusion

Les variations de compositions isotopiques reflètent la présence d'une source enrichie dans le manteau. Des sédiments sont probablement présents car les rapports $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ évoluent vers des valeurs élevées, mais en quantité limitée, car ils ne sont pas reflétés par l'ensemble des caractéristiques géochimiques (éléments traces, isotopes du Sr et du Nd) des basaltes du bassin Nord-Fidjien. Compte tenu de l'alignement observé dans le diagramme isotopique Sr-Nd entre les échantillons de la ride centrale et ceux de la

l'amplitude des variations et le taux d'expansion de la ride (voir aussi Cohen et O'Nions, 1982 ; Allègre et al, 1982, 1984). Le taux d'expansion de la ride du bassin Nord-Fidjien varie entre 8.2 cm/an à 21°S et 4.2 cm/an à 18°S (Lafoy, 1989). Il semble donc que les valeurs $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ les plus élevées (hormis l'effet de l'altération) soient associées au taux le plus rapide. Cette observation diffère de celle de Batiza (1984), qui attribue à un taux d'expansion rapide un effet d'homogénéisation. Dans notre cas, le taux d'expansion plus rapide semble associé à la présence d'un manteau plus enrichi. Peut-on établir un lien entre le processus d'enrichissement et une variation, même faible, du taux d'expansion ?

Holness et Richter (1989) observent une telle relation à partir des données de MORB : le long de rides à faible taux d'expansion, les rapports $(\text{La}/\text{Sm})\text{N}$ et $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ sont faibles et le rapport $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ est élevé relativement aux valeurs moyennes des MORB ; le long de rides à forts taux d'expansion, la tendance s'inverse. Ces auteurs établissent un modèle, impliquant la dynamique du manteau et les processus de fusion partielle d'un manteau hétérogène, qui expliquerait cette relation. Cependant, pour ce qui est de l'axe du bassin Nord-Fidjien, le taux d'expansion semble diminuer progressivement du Sud vers le Nord, comme le suggère la forme légèrement triangulaire des linéations magnétiques (Auzende et al, 1988c ; voir aussi figure 6.3). A l'inverse, les compositions isotopiques moyennes du Sr et du Nd des échantillons prélevés à l'axe varient brusquement de part et d'autre de 18°50'S (figure 6.10). Il ne semble donc pas, dans le cas de la dorsale du bassin Nord-Fidjen, que les variations de compositions isotopiques soient liées aux variations du taux d'expansion de la ride.

Selon le modèle d'évolution du bassin Nord-Fidjien proposé par Auzende et al (1988c) et Lafoy (1989), la mise en place du segment de ride N15 correspond à la dernière étape dans l'évolution du bassin (daté à environ 0.7 millions d'années), tandis que le segment de ride N-S correspond à un stade antérieur dans l'ouverture du bassin, qui remonte à 3 millions d'années environ (cf. paragraphe 1.3). Un échantillon, le St30DR7, a été prélevé sur une ride inactive, considérée comme l'ancien axe d'accrétion, orienté N-S, avant le relais par le segment N15 il y a 0.7 millions d'années. La signature isotopique de cet échantillon - en particulier celle du Nd qui n'est pas affectée par l'eau de mer - montre qu'il appartient au groupe 2, c'est-à-dire au même groupe que ceux du segment N-S situé au sud de 18°50'S (cf. figure 6.10). Il semble donc que les groupes définis selon les caractéristiques isotopiques, reflètent l'évolution d'une structure axiale plutôt qu'une limite géographique. La présence d'une source appauvrie semble donc liée à un événement plus récent, c'est-à-dire à un stade plus mature du bassin. Le magma serait d'autant plus appauvri que l'étape d'océanisation est avancée ; les processus d'enrichissement pouvant résulter d'"effets de bord" (influence de la ride de Pandora).

CHAPITRE 7

CONCLUSION :

ETUDE GEOCHIMIQUE COMPAREE

DES TROIS

BASSINS ARRIERE-ARCS ETUDIES

1. CARACTERISTIQUES GEOCHIMIQUES GENERALES DES LAVES DES BASSINS ARRIERE-ARCS

Les caractéristiques géochimiques des bassins arrière-arcs étudiés au cours de ce travail sont à la fois variables, et particulières à cet environnement géodynamique.

Elles sont variables à différents points de vue : tout d'abord au sein de chaque bassin, les variations des rapports d'éléments traces et des compositions isotopiques montrent que les processus pétrogénétiques ne sont pas uniformes, et que la source des magmas est hétérogène. Ces hétérogénéités sont parfois cohérentes avec le lieu de prélèvement des échantillons, comme c'est le cas pour le bassin de Lau et le bassin Nord-Fidjien. Ensuite, les caractéristiques géochimiques varient aussi d'un bassin à l'autre ; nous verrons que ces variations ne semblent pas le simple fait du hasard (cf. paragraphe 3).

Un examen comparatif des paramètres géochimiques de plusieurs bassins arrière-arcs permet de dégager des traits particuliers à cet environnement. Le tableau 7.1 rassemble les intervalles de variation de plusieurs rapports d'éléments traces des basaltes des rides médio-océaniques (MORB), des laves des arcs insulaires (IAV) et des laves des trois bassins arrière-arcs étudiés au cours de ce travail.

Les variations des rapports d'éléments traces sont illustrées figure 7.1. Les rapports $(La/Sm)_N$ ne permettent pas de distinguer clairement les laves des bassins arrière-arcs des MORB et des IAV. Par contre, les rapports K/La , K/Ta , Rb/Sr , Sr/Nd , $(Th/La)_N$ et $(Th/Ta)_N$ sont supérieurs dans les laves des bassins arrière-arcs à ceux des MORB. Ces mêmes rapports sont inférieurs à ceux des IAV. On peut donc conclure que les rapports d'éléments traces des laves des bassins arrière-arcs sont, dans l'ensemble, intermédiaires entre ceux des MORB et ceux des IAV.

Considérons maintenant les compositions isotopiques. Les diagrammes représentés en figure 7.2 illustrent les compositions isotopiques du Sr, du Nd, et du Pb des laves de sept bassins arrière-arcs ; aux trois bassins étudiés au cours de ce travail, ont été ajoutées les données du bassin des Mariannes (Meijer, 1976 ; Volpe et al, 1987), de la mer de Scotia Est (Cohen et O'Nions, 1982b), de la mer Tyrrhénienne (Hamelin et al, 1979 ; Dosso, données non publiées) et de la zone arrière-arc des Aléoutiennes (Arculus et al, 1977 ; von Drach et al, 1986). A l'exception de l'arc des RyuKyu, pour lequel il n'existe pas de données, les champs définis par l'arc associé au bassin étudié et par les MORB du Pacifique sont représentés dans chaque diagramme à titre de comparaison.

Bassin Nord-Fidjien : les compositions isotopiques (Sr, Nd, Pb) des laves du bassin Nord-Fidjien sont, en général, proches de celles des MORB, et évoluent vers celles des îles

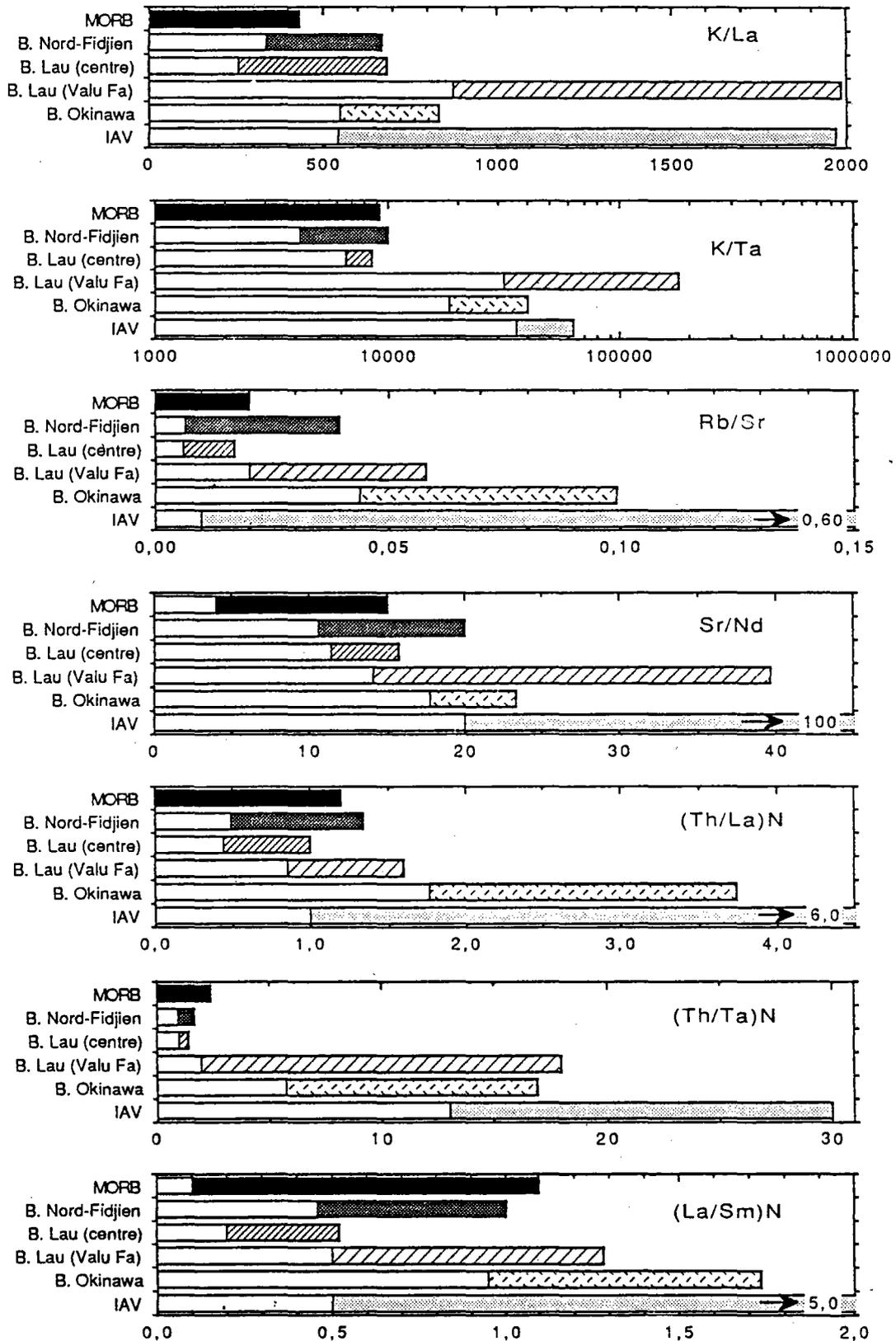
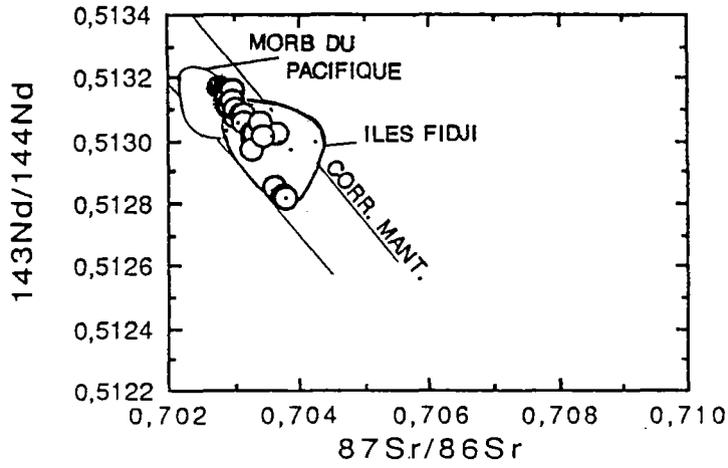


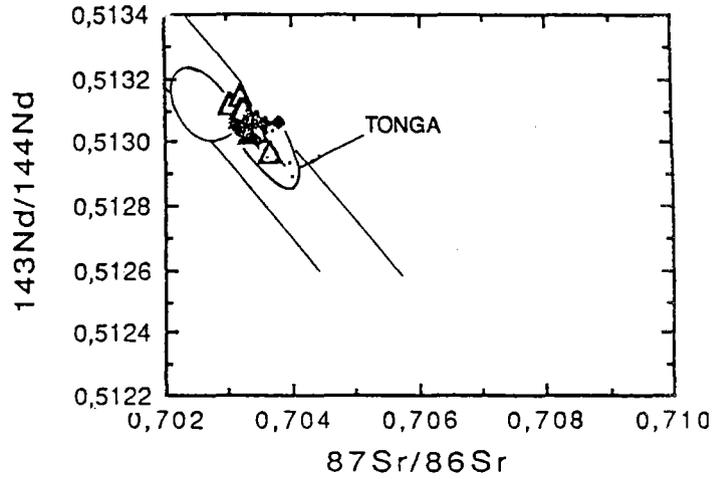
Figure 7.1 : Ce diagramme illustre les domaines de variation des différents rapports d'éléments traces, pour les MORB, les trois bassins arrière-arcs étudiés au cours de ce travail, et les IAV. Les références sont identiques à celles du tableau 7.1.

Bassin Nord-Fidjien

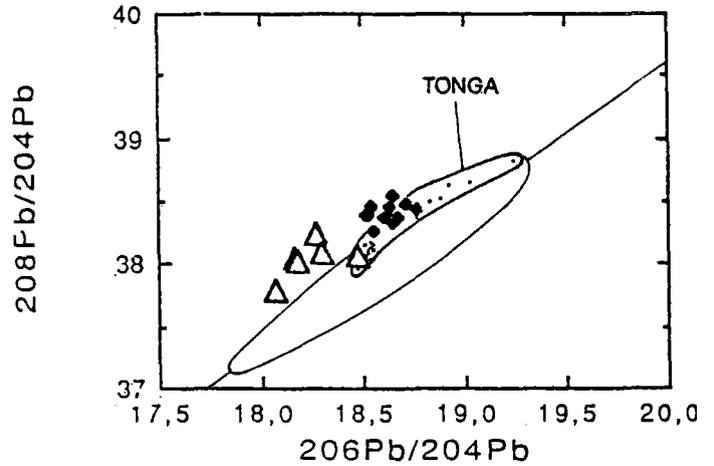
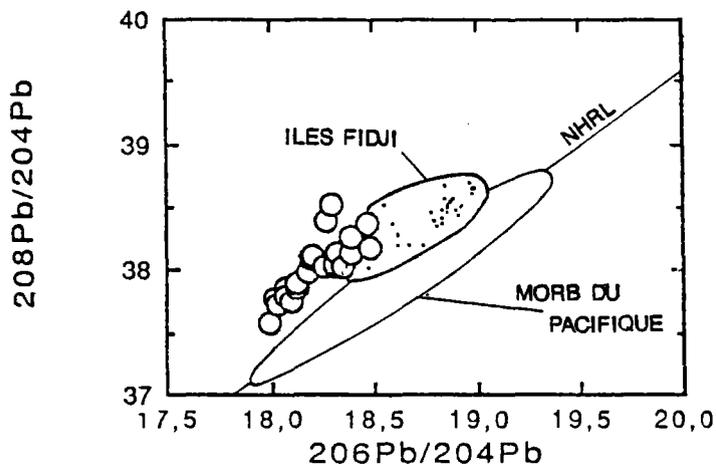
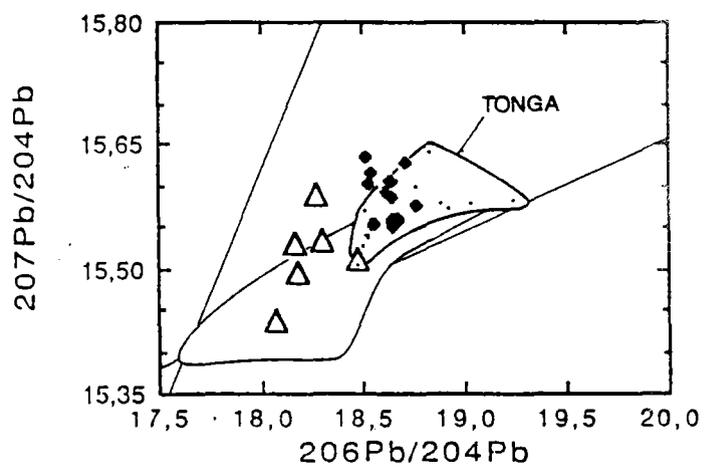
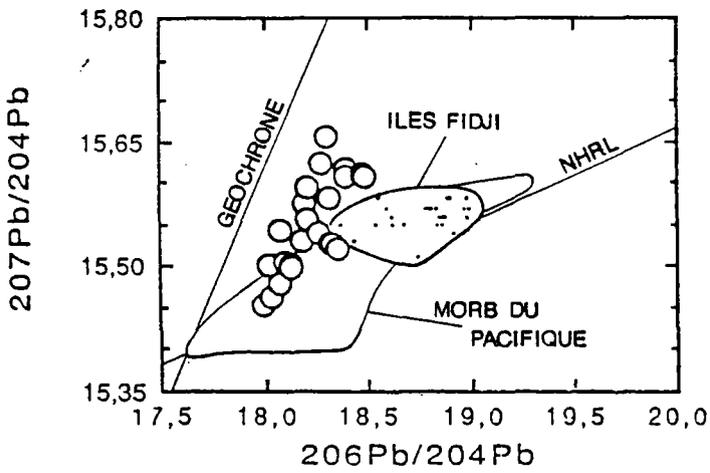


○ BNF · Fidji

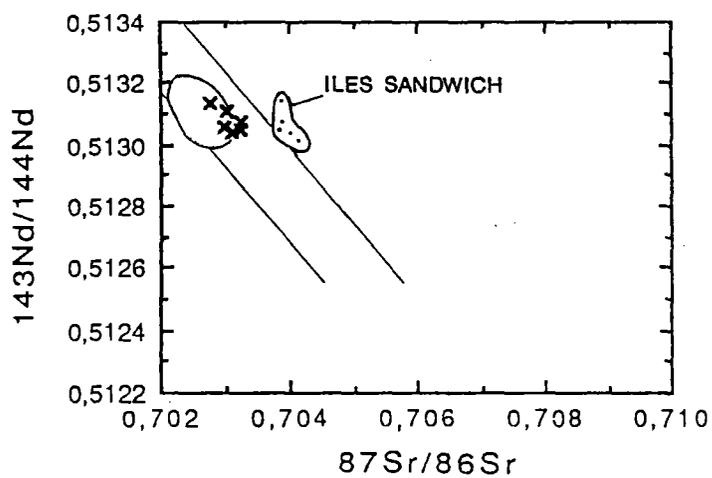
Bassin de lau



△ centre ● Valu Fa · Tonga

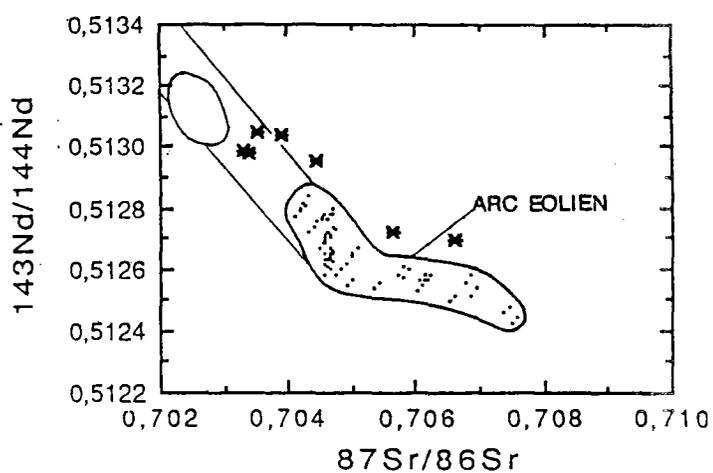


Mer de Scotia

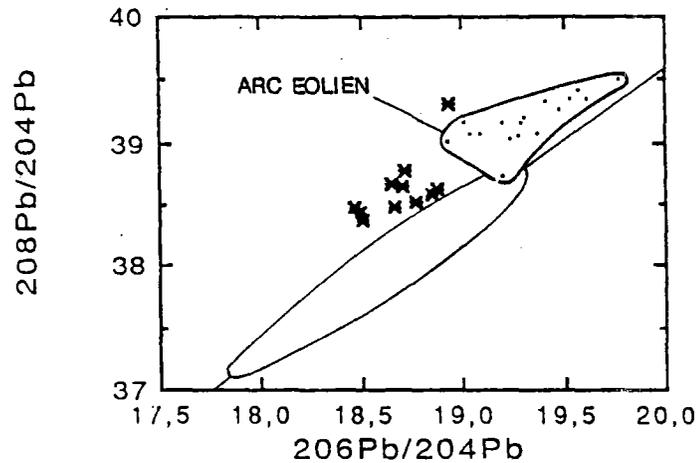
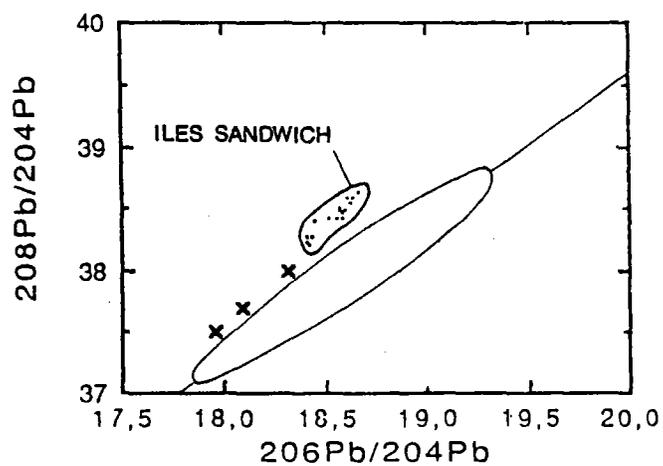
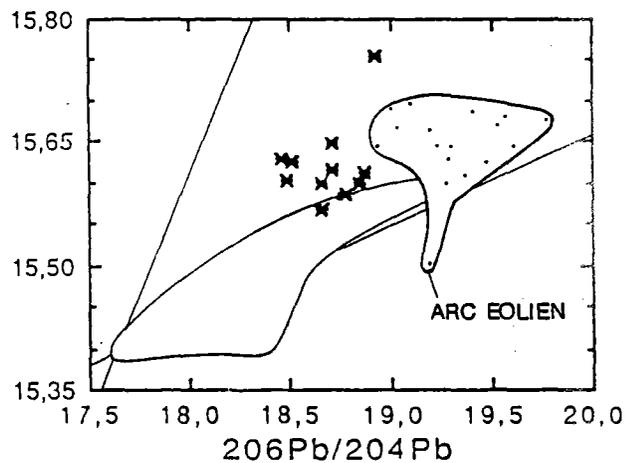
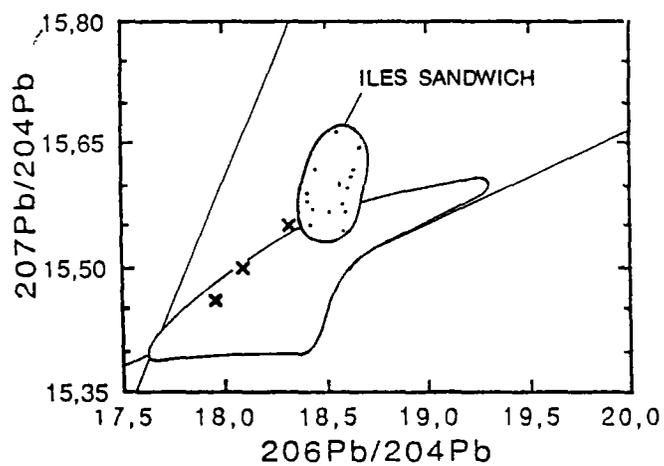


× Mer de Scotia · arc des Sandwich

Mer Tyrrhénienne



× Mer Tyrr. · Arc Eolien



Fidji. Quelques échantillons cependant ont des rapports $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ et $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ plus élevés que ceux des laves des îles Fidji.

Bassin de Lau : les compositions isotopiques (Sr, Nd, Pb) des laves du bassin de Lau sont toutes intermédiaires entre celles des MORB et celles des laves de l'arc de Tonga.

Bassin d'Okinawa : les caractéristiques isotopiques ne peuvent être comparées à celles de l'arc associé (arc des Ryukyu), pour lequel il n'existe pas de donnée. Remarquons toutefois que les laves du bassin d'Okinawa ont des compositions isotopiques comparables à celles de la mer Tyrrhénienne, c'est-à-dire en moyenne plus radiogéniques en Sr, ^{207}Pb et ^{208}Pb que pour les autres bassins arrière-arcs.

Bassin des Mariannes : les compositions isotopiques (Sr, Nd, Pb) des laves du bassin des Mariannes sont toutes intermédiaires entre celles des laves de l'arc des Mariannes et celles des MORB.

Mer de Scotia : trois échantillons de la mer de Scotia ont des compositions isotopiques (Sr, Nd, Pb) intermédiaires entre celles de l'arc des Sandwich et celles des MORB.

Mer Tyrrhénienne : les compositions isotopiques (Sr, Nd, Pb) des laves de la mer Tyrrhénienne sont dans leur grande majorité intermédiaires entre celles des MORB et celles des laves de l'arc Eolien. Remarquons de plus que les laves de la mer Tyrrhénienne sont les plus radiogéniques en Sr, ^{207}Pb et ^{208}Pb parmi les laves des bassins arrière-arcs. De même, les laves de l'arc Eolien sont les plus radiogéniques des laves des arcs représentés ici.

Zone arrière-arc des Aléoutiennes : les échantillons de la zone arrière-arc des Aléoutiennes ont des compositions isotopiques du Sr et du Nd intermédiaires entre celles des laves de l'arc associé et celles des MORB ; par contre, les diagrammes isotopiques du Pb montrent que, dans la zone arrière-arc, les laves ont des rapports supérieurs en $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, et nettement inférieurs en $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ en comparaison des laves de l'arc associé et des MORB.

Enfin des analyses de laves du détroit de Bransfield sont décrites par White et al (1987) ; il s'agit d'un bassin arrière-arc formé en arrière de l'arc des Shetland, de la Péninsule Antarctique (cf. figure 3.4 du chapitre 3). Les laves du détroit de Bransfield ont des compositions isotopiques (Sr, Nd) intermédiaires entre celles des MORB et celles de l'arc associé.

A partir de ces observations, nous pouvons faire plusieurs remarques :

1- A l'exception des Aléoutiennes, les laves des bassins arrière-arcs présentés ici ont des rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ et $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ intermédiaires entre ceux des MORB et ceux des laves des arcs associés, comme déjà remarqué par White et al (1987) dans le cas du détroit de Bransfield. Pour quelques échantillons du bassin Nord-Fidjien et de la mer Tyrrhénienne, les rapports $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ et $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ sont supérieurs à ceux de

des arcs insulaires définit dans ces mêmes diagrammes un champ dont la partie inférieure concorde avec les MORB les plus radiogéniques (MORB-E).

Il semble donc que les basaltes des bassins arrière-arcs aient une source commune avec celle des MORB les moins radiogéniques, tandis que les laves des arcs insulaires auraient une source commune avec celle des MORB plus radiogéniques. Le rapport $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ permettrait de déceler les phénomènes magmatiques qui font la différence entre les laves des bassins arrière-arcs et les IAV.

2.1 Rôle des processus de fusion partielle

Le manteau océanique est constitué d'un mélange de composés qui donnent naissance aux MORB-N, c'est-à-dire les plus appauvris en éléments hygromagmaphiles, et aux MORB-E, plus enrichis de ces éléments (Schilling, 1975 ; Sun et al, 1979). La différence entre ces deux types de MORB réside essentiellement dans les rapports d'éléments trace, mais aussi dans les compositions isotopiques (Schilling, 1982 ; Le Roex, 1987). En particulier, les MORB-N correspondent aux MORB les moins radiogéniques en ^{206}Pb , et les MORB-E correspondent aux MORB les plus radiogéniques en ^{206}Pb . Plusieurs exemples ont déjà été cités (Schilling, 1982 ; Hamelin et al, 1986 ; Dosso et al, en préparation), pour lesquels les rapports $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ sont corrélés, par exemple, avec le rapport La/Sm.

Or, le magma des IAV, comme il a été décrit dans le chapitre 3, est alimenté principalement par le manteau océanique. Les processus de formation des magmas d'arc ont lieu à faible profondeur et à basse température (cf. chapitre 3) ; cette particularité pourrait favoriser la fusion de la source enrichie en éléments hygromagmaphiles (MORB-E) du manteau océanique. Lorsqu'on s'éloigne de la zone de subduction, c'est-à-dire en domaine arrière-arc, les processus de formation des magmas prennent place à des profondeurs plus importantes. La température devient alors suffisante pour provoquer la fusion des composés plus appauvris du manteau océanique, semblable à la source des MORB-N. Il faudrait donc admettre qu'un manteau océanique appauvri et un manteau océanique enrichi puissent coexister dans un espace restreint.

2.2 Contribution de la croûte océanique subductée altérée

Les phénomènes d'altération pourraient également jouer un rôle dans les variations des rapports $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ des laves des zones de subduction. En effet, le rapport U/Pb dans la croûte océanique augmente au cours de l'altération (Hart et Staudigel, 1987) ; avec le temps, le rapport $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ dans la croûte altérée devient supérieur à celui de la source magmatique dont elle est issue (c'est-à-dire le manteau sub-océanique). Un tel

du $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ résultant des phénomènes d'altération sont du même ordre de grandeur que l'écart entre IAV et les laves des bassins arrière-arcs. Ces processus contribuent probablement à créer cette différence.

Cependant, l'âge de la croûte subductée est très variable selon les zones de subduction : par exemple, elle serait de 9 à 20 Ma dans le cas des îles Sandwich, de 80 à 95 Ma dans la zone des Tonga et de 160 à 180 Ma en avant de l'arc des Mariannes (d'après la carte géologique du fond des océans proposée par Allègre, 1983). Une telle diversité dans les âges ne devrait pas être sans influence sur les rapports $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ dans la croûte subductée ; par exemple, avec les mêmes valeurs de $\Delta\mu$ que précédemment, l'écart $\Delta^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ entre la croûte subductée et le manteau source serait de 0.1 si la croûte était âgée de 20 Ma (cas des îles Sandwich), de 0.5 si la croûte était âgée de 80 Ma (cas de l'arc des Tonga), et de 1.1 si la croûte subductée était âgée de 180 Ma (cas de l'arc des Mariannes).

Or, on n'observe pas de variation notable des écarts $\Delta^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ d'une zone de subduction à l'autre ; en effet, si l'on se reporte aux diagrammes de la figure 7.1, on constate que cet écart entre les laves des bassins arrière-arcs et IAV est sensiblement le même dans tous les cas ; et ce, en dépit des âges très différents de la croûte qui subducte. Il semble donc que l'altération de la croûte océanique ne soit pas la cause essentielle de l'augmentation du rapport $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ dans les IAV.

2.3 Volcanisme d'arc et volcanisme arrière-arc : deux processus magmatiques différents

L'augmentation importante du rapport $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ dans les laves des bassins arrière-arcs et dans les IAV montre la présence de sédiments dans la source magmatique. Toutefois, on pourrait penser que le pôle enrichi des bassins arrière-arcs est légèrement moins radiogénique en ^{206}Pb que le pôle enrichi des IAV ; peut-être les sédiments qui enrichissent la source des laves des bassins arrière-arcs sont-ils différents de ceux qui contaminent la source des IAV ? Les caractéristiques des sédiments ne sont pas assez bien connues, et il serait nécessaire d'avoir des analyses de sédiments provenant de la fosse associée à la zone de subduction étudiée. Nous considérons pour le moment que la source enrichie des laves des bassins arrière-arcs est semblable à celle des IAV.

Quoiqu'il en soit, il est notoire que le pôle appauvri des basaltes des bassins arrière-arcs et le pôle appauvri des IAV présentent une différence légère, certes, mais significative. Cette observation devient évidente si l'on considère seulement les laves des bassins arrière-arcs ne possédant pas l'anomalie en Ta et en Nb dans leur spectre de terres rares élargi. La figure 7.3 représente le domaine de variation des compositions isotopiques du Pb des laves de bassins arrière-arcs qui ne présentent pas d'anomalie Ta-

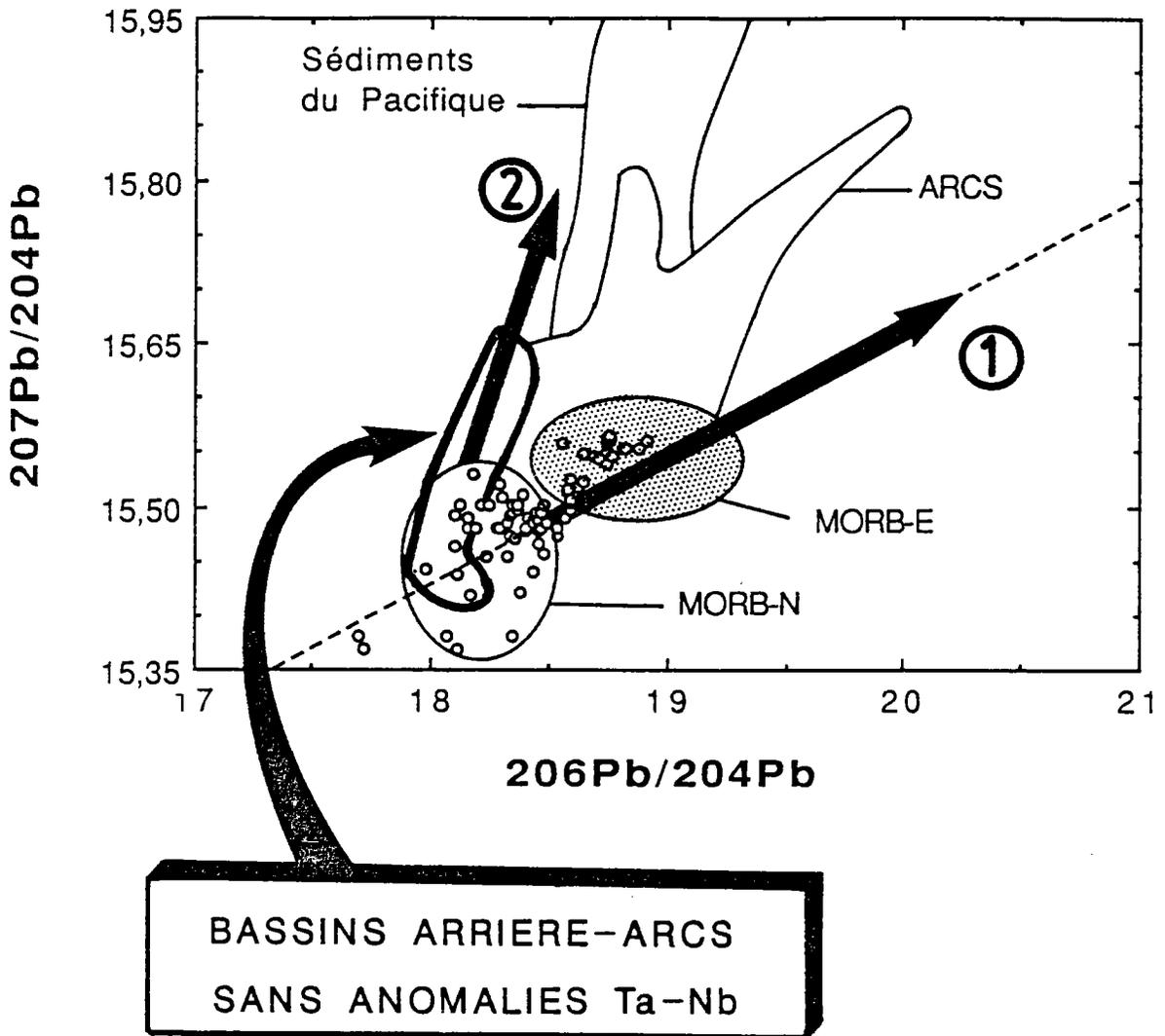


Figure 7.4 : Cette figure illustre les processus d'enrichissement liés à la formation des laves. Dans ce modèle, il est supposé que les MORB et les laves des bassins arrière-arcs ont une source mantellique appauvrie commune, dont les compositions isotopiques sont semblables à celles des MORB les plus appauvris (MORB-N).

Les variations de compositions isotopiques dans les MORB résulteraient de processus spécifiques aux rides océaniques, et sont illustrées par la flèche 1.

Les variations de compositions isotopiques des laves des bassins arrière-arcs résulteraient de processus spécifiques aux zones de subduction, et sont illustrées par la flèche 2.

Les variations de compositions isotopiques des IAV résulteraient de la combinaison des deux processus.

Nb, c'est-à-dire les laves de l'axe des bassins de Lau et Nord-Fidjien. Ces échantillons ont des rapports $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ et semblables aux MORB les moins radiogéniques, et sont moins radiogéniques que la majorité des MORB. La différence entre les laves des bassins arrière-arcs et les IAV sur le ^{206}Pb est semblable à celle qui existe entre les MORB-N et les MORB-E ; on peut donc penser que les IAV et, dans une moindre mesure les laves des bassins arrière-arcs, sont enrichis par des processus semblables à ceux qui forment la source des MORB-E. Que sont-ils ?

Le Roex (1987) propose que la source des MORB-E résulte d'une succession de fusions partielles à faible taux de fusion, et de l'action du temps. Ces processus, caractéristiques des rides océaniques, sont responsables des variations des compositions isotopiques des MORB, et confèrent au champ des MORB une pente égale à la NHRL (Hart, 1984). Ces processus d'enrichissement sont représentés sur la figure 7.4 par la flèche (1).

Les basaltes des bassins arrière-arcs seraient enrichis par des processus d'enrichissement spécifiques aux zones de subduction, qui confèrent au champ défini par leurs compositions isotopiques du Pb une pente supérieure à celle de la NHRL ; cette pente est représentée par la flèche (2) sur la figure 7.4.

Cette représentation suggère donc que les IAV sont issus de la combinaison des deux processus.

Ceci peut être résumé de la façon suivante : les variations du $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ dans les laves des zones de subduction reflètent les caractéristiques du manteau océanique, tandis que l'augmentation du rapport $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ reflète la contribution de composés subductés.

On peut tenter d'expliquer les variations des rapports $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ dans les laves des zones de subduction en faisant intervenir les processus magmatiques ; l'hypothèse suivante est illustrée figure 7.5.

Le volcanisme d'arc débute au niveau de la plaque subductée, c'est-à-dire à faible profondeur (de l'ordre de 100 km), et aussi à une température faible, car la plaque plongeante refroidit le manteau dans la zone de subduction. D'autre part, les composés qui subduisent (sédiments, croûte océanique altérée) sont gorgés d'eau ; donc de l'eau est introduite dans le manteau. Elle a pour effet d'abaisser sensiblement la température de fusion du manteau, et d'extraire préférentiellement les composés les plus solubles. Un tel processus produit un magma enrichi, et pourrait laisser un résidu mantellique particulièrement appauvri.

On peut imaginer que le magmatisme arrière-arc débute juste sous la ride d'accrétion. La fusion du manteau a lieu à plus haute température que pour le volcanisme arrière-arc, en raison de l'absence d'eau, et aussi parce que ce manteau provient de zones plus profondes, donc plus chaudes. De plus, en raison de la convection mantellique, induite

terres rares élargis typiques des MORB, leurs rapports d'éléments traces utilisés dans le tableau 7.1 sont plus faibles, et les compositions isotopiques moins radiogéniques en Sr et Pb que les autres bassins arrière-arcs ; le bassin Nord-Fidjien est géochimiquement le plus proche d'un bassin océanique. Certaines laves du bassin de Lau sont également proches des MORB ; d'autres présentent dans les spectres de terres rares élargis des anomalies négatives en Ta et Nb, témoins de l'influence de la zone de subduction ; elles ont des rapports d'éléments traces plus élevés et des compositions isotopiques plus radiogéniques en moyenne que ceux du bassin Nord-Fidjien ; enfin, le bassin d'Okinawa a des caractéristiques géochimiques (anomalies négatives en Ta et Nb bien marquées, rapports d'éléments traces élevés, compositions isotopiques radiogéniques en Sr et Pb) vraiment proches de celles d'un arc insulaire.

Donc, si les caractéristiques géochimiques des bassins arrière-arcs sont intermédiaires entre celles des MORB et celles des IAV, on constate aussi que les valeurs moyennes varient graduellement d'un bassin à l'autre entre ces deux pôles.

On peut se demander s'il existe une explication à cet ordre.

Le bassin d'Okinawa s'ouvre en bordure continentale ; il est donc fort probable que l'arc associé des Ryukyu, dont il n'existe malheureusement aucune donnée, soit semblable géochimiquement à l'arc de la Sonde, des Antilles, du Japon ou l'arc Eolien : les arcs volcaniques des marges continentales sont plus radiogéniques en Sr et en Pb, et plus enrichis en éléments alcalins et en terres rares légères que ceux des marges océaniques (voir par exemple la figure 3.10.A et 3.10.B dans le chapitre 3). On peut donc penser que les caractéristiques géochimiques d'un bassin arrière-arc dépendent de celles de l'arc auquel il est associé ; les différences entre les bassins arrière-arcs pourrait refléter les différences entre les arcs. Mais une attention plus approfondie montre qu'il existe entre le bassin d'Okinawa, le bassin de Lau et le bassin Nord-Fidjien des différences propres aux bassins arrière-arcs.

3.1 Influence des caractéristiques physiographiques de la zone de subduction

Si l'on admet l'influence de la zone de subduction sur le volcanisme arrière-arc, il est logique de penser que la géochimie des laves des bassins arrière-arcs est liée à la distance du volcanisme par rapport à la fosse de subduction, et à la profondeur du plan de Bénéioff à l'aplomb du volcan. Etudions cette proposition.

Les échantillons du bassin d'Okinawa ont été émis à une distance de 250 km de la fosse des Ryukyu. Les échantillons de la ride de Valu Fa (bassin de Lau) ont été prélevés à 250 km, et ceux de la ride centrale du bassin de Lau à 370 km de la fosse des Tonga. Les

échantillons du bassin Nord-Fidjien ont été prélevés dans le domaine axial du bassin, c'est-à-dire à 700 km environ de la fosse des Nouvelles Hébrides. La figure 7.6 illustre les variations des rapports $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ et K/Ta des laves des échantillons analysés. Pour chaque groupe d'échantillon, la distance à la fosse de subduction est indiquée.

Les échantillons du bassin d'Okinawa ont des rapports K/Ta plus faibles que ceux des échantillons de la ride de Valu Fa, bien que ces deux sites soient situés à une même distance de la fosse de subduction. Les échantillons de la partie centrale du bassin de Lau (à l'exception de ceux prélevés hors axe) et du bassin Nord-Fidjien ont des rapports $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ et K/Ta semblables, bien que le volcanisme soit situé à des distances très différentes de la fosse de subduction (370 et 700 km respectivement). La relation entre la géochimie et la distance par rapport à la fosse ne semble donc pas évidente au premier abord : à distance égale, l'influence de la zone de subduction n'est peut-être pas la même d'un bassin à l'autre ; il est également possible que le rapport K/Ta soit sensible à d'autres processus (altération,...), car ce rapport est variable parmi les échantillons de la zone de Valu Fa.

Toutefois, la ride de Valu Fa et les volcans du bassin d'Okinawa étant situés à égale distance de la fosse, les échantillons de ces deux sites ont des rapports $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ semblables. Le volcanisme à l'axe de la partie centrale du bassin de Lau et du bassin Nord-Fidjien est plus éloigné de la fosse ; les rapports $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ sont plus faibles. De même, les rapports K/Ta des échantillons du bassin d'Okinawa et de la ride de Valu Fa sont plus élevés que ceux des échantillons de l'axe de la partie centrale du bassin de Lau et du bassin Nord-Fidjien. Enfin, considérons le cas particulier du bassin de Lau : le lieu de prélèvement du DR01 se situe dans la partie centrale à une même distance de la fosse des Tonga (260 km) que la ride de Valu Fa (250 km) (figure 7.6 ; voir aussi la carte figure 5.1) ; ses rapports $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ et K/Ta sont semblables à ceux des laves de Valu Fa ; le 13KD1, prélevé un peu plus loin (330 km), a des rapports $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ et K/Ta plus faibles ; les échantillons prélevés à l'axe, c'est-à-dire encore plus loin (370 km), ont les rapports $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ et K/Ta les plus faibles.

Les rapports $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ et K/Ta semblent donc refléter l'influence décroissante de la zone de subduction ; ils paraissent diminuer au fur et à mesure que le volcanisme s'éloigne de la zone de subduction ; l'exemple du bassin de Lau est particulièrement éloquent. De plus, la ressemblance entre les échantillons de l'axe de la partie centrale du bassin de Lau et ceux du bassin Nord-Fidjien suggère qu'à partir d'une certaine distance (370 km dans le cas du bassin de Lau) l'influence de la zone de subduction devienne négligeable.

Un raisonnement identique peut être construit en considérant la profondeur du plan de Bénéioff à l'aplomb du volcanisme.

Le lieu de prélèvement des échantillons du bassin d'Okinawa se situe à 100 km environ du plan de Bénéioff (selon la carte de Sibuet et al, 1987). La ride de Valu Fa (bassin de Lau) se situe à 150 km ; l'axe central du bassin de Lau à 300 km du plan de Bénéioff (Hamburger et Isacks, 1987). Le domaine axial du bassin Nord-Fidjien pourrait se trouver à 600 km au moins, selon la carte de Hamburger et Isacks (1987).

Les laves du bassin d'Okinawa n'ont pas les rapports K/Ta les plus élevés, bien que le volcanisme soit le plus proche du plan de Bénéioff ; de même les laves de l'axe de la partie centrale du bassin de Lau et du bassin Nord-Fidjien ont des rapports $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ et K/Ta semblables, bien que le plan de Bénéioff se trouve à des profondeurs très différentes dans un cas ou dans l'autre. La relation entre les caractéristiques géochimiques et la profondeur du plan de Bénéioff n'est donc pas directement proportionnelle pour l'ensemble des trois bassins arrière-arcs.

Toutefois, la comparaison des caractéristiques géochimiques des laves du bassin d'Okinawa et de la ride Valu Fa d'une part, et des laves de l'axe de la partie centrale du bassin de Lau et du bassin Nord-Fidjien d'autre part, semble indiquer que la profondeur du plan de Bénéioff pourrait avoir une influence sur le type de volcanisme. En particulier, dans le cas du bassin de Lau, les rapports $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ et K/Ta diminuent graduellement lorsque la profondeur du plan de Bénéioff augmente, ce qui confirme cette proposition. Les laves prélevées à l'axe de la partie centrale du bassin de Lau étant semblables à celles du bassin Nord-Fidjien, il semblerait de plus qu'à partir d'une certaine profondeur (300 km dans le cas du bassin de Lau), l'influence de la plaque subductée devienne négligeable.

3.2 Evolution géodynamique des bassins arrière-arcs

Le bassin d'Okinawa est encore "coincé" entre l'arc adjacent et le plateau continental (figure 7.7) ; il se trouve à un stade de "rifting", étape initiale de l'ouverture océanique ; il s'ouvre depuis 1.8 Ma ; il surplombe le plan de Bénéioff de très près, et la zone de subduction doit avoir une influence prépondérante sur le processus de formation du magma. Les caractéristiques géochimiques du bassin d'Okinawa, proches de celles d'un arc, pourraient être interprétées en terme d'évolution tectonique.

Le bassin de Lau est associé à l'arc des Tonga, arc volcanique de marge océanique. Ce bassin est particulièrement intéressant. D'abord parce que les compositions isotopiques du Sr et du Nd des laves de la partie nord varient "au-delà" de celles de l'arc des Tonga, indiquant ainsi qu'il pourrait exister une influence extérieure à celle de la zone de subduction ; nous avons interprété cette particularité comme reflétant l'influence de la chaîne volcanique intraplaque de Samoa.

La partie sud et la partie centrale qui constituent le bassin de Lau sensu stricto sont géochimiquement distinctes entre elles : les laves de la ride de Valu Fa sont semblables à

celles de l'arc, et reflètent bien la proximité de la zone de subduction (figure 7.7) ; les laves de la ride de la partie centrale ont des caractéristiques géochimiques (hormis les isotopes du Pb) de MORB : elles reflètent l'éloignement relatif de cette ride par rapport à la zone de subduction. Selon Lafoy (1989), le bassin de Lau s'ouvrirait depuis 3 Ma ; la ride de la partie centrale pourrait correspondre à un stade d'ouverture légèrement plus évolué que la ride de Valu Fa.

Enfin nous avons vu que les caractéristiques géochimiques du bassin Nord-Fidjien, à l'exception des isotopes du Pb, sont semblables à celles des MORB. En effet, la ride volcanique où les laves ont été prélevées est située à environ 600 km de la fosse des Nouvelles Hébrides ; la zone de subduction associée a probablement très peu d'influence sur la formation du magma, comme l'illustre la figure 7.7. De plus, l'ouverture du bassin Nord-Fidjien remonte à 10 Ma ; ce bassin arrière-arc, à l'image des grands bassins océaniques, possède un axe d'accrétion clairement défini, résultat d'une évolution tectonique bien établie.

De la comparaison de ces trois bassins, il apparaît donc que les caractéristiques géochimiques des bassins arrière-arcs étudiés reflètent le stade d'ouverture. La figure 7.8 illustre les variations de différents traceurs géochimiques : $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, et spectres de terres rares élargis, évoluent tous dans entre des caractéristiques des sources enrichies (semblables à celles des IAV) et des caractéristiques de source appauvrie (semblable à celle des MORB-N). Le bassin d'Okinawa, dont l'ouverture est récente (1.8 Ma), a les caractéristiques géochimiques proches de celles d'un arc insulaire. Le bassin de Lau est moins récent (3 Ma) ; les laves de ce bassin sont intermédiaires entre les IAV et les MORB. Le bassin Nord-Fidjien s'ouvre depuis 10 Ma ; il est le plus proche dans son évolution d'un bassin océanique, et a une signature géochimique de type MORB. Seule l'abondance du ^{207}Pb révèle dans tous les cas la présence de composés sédimentaires, marque ultime de la zone de subduction.

ANNEXE

TECHNIQUES ANALYTIQUES

1. PREPARATION DES ECHANTILLONS

1.1 Sélection et broyage des roches

Les roches analysées sont des laves récentes ayant l'aspect pétrographique de laves fraîches (couche vitreuse, roches aphyriques) ne présentant pas ou peu d'altération. Elles sont brisées au marteau ; seuls les morceaux ne présentant pas de traces d'altération sont sélectionnés ; ils sont alors concassés au mortier d'ABICH, les éventuelles traces d'altération ayant été séparées ; les grains obtenus ont été lavés à l'Eau Ultra Pure (voir paragraphe 1.3) et 20 mn aux ultra sons afin d'en séparer les impuretés, séchés à l'étuve, puis broyés finement à l'aide d'un broyeur en agate.

1.2 Le laboratoire et le matériel utilisés

Les manipulations sont effectuées dans une salle blanche de classe 10000, c'est-à-dire comportant moins de 10000 particules d'un diamètre inférieur à 0.3 μm par pouce cubique. Ce laboratoire est conçu en fonction de la nature des manipulations afin d'éviter toute contamination par l'environnement ; la vaisselle des béchers et flacons, ainsi que la distillation des réactifs sont effectuées sous des hottes aspirantes ; une paillasse est réservée à la préparation des échantillons pour les mesures de Rb, Sr, Sm et Nd, tandis que la chimie du Pb est effectuée dans un local réservé à cet effet.

La vaisselle utilisée est généralement en téflon (béchers, colonnes) ou en quartz (flacon, colonnes). Entre chaque utilisation, elle est mise à tremper dans des bains d'acide pendant plusieurs jours ; nous utilisons de l'HCl 6N pour la préparation du Sr et du Nd (compositions isotopiques) du HNO₃ pour la vaisselle ayant servi à la préparation des dilutions isotopiques, et un mélange HF + HNO₃ + HCl pour la vaisselle en téflon employée à la préparation du Pb.

1.3 Qualité des réactifs

L'acide chlorhydrique (HCl) et l'acide nitrique (HNO₃) utilisés pour la chimie du Rb, du Sr, du Sm et du Nd sont distillés dans un distillateur en quartz ; l'acide fluorhydrique (HF), l'acide perchlorique (HClO₄) et l'acide nitrique (HNO₃) concentrés sont de qualité NORMATOM. Pour la séparation du Pb, l'acide bromhydrique (HBr), HCl, HNO₃, et HF sont préparés par la méthode de "subboiling" décrite par Mattinson (1971) : 2 bouteilles en téflon sont fixées par le goulot sur une rampe à travers laquelle elles communiquent ; l'une contenant l'acide à évaporer est chauffée par une lampe ; l'autre est refroidie et reçoit le produit de l'évaporation (figure A.1). Un test effectué sur le HF, évaporé deux fois, a montré l'efficacité du procédé (cf. tableau A.1).

L'eau utilisée pour le rinçage de la vaisselle et la dilution des réactifs est de l'"Eau Ultra Pure" dont la résistivité est supérieure à 18 megohms. Des mesures de blanc sur cette eau ont été effectués et ont donné des valeurs de 0.15 ng/g pour le Pb et 0.01 ng/g pour le Sr.

1.4 Préparations chimiques

1.4.1 Extraction et séparation du Sr et du Nd

La méthode utilisée est extraite de celle décrite par Birck et Allègre (1974, 1978) et Richard et al (1976). Les poudres d'échantillon sont pesées avec une balance électronique d'une précision de 0.01 mg ; les prises d'échantillon sont de 300 mg environ. La plupart d'entre elles sont lessivées ("leachées") (voir les tableaux de résultats 4.1, 5.1 et 6.1) dans de l'acide chlorhydrique 0.1N durant 20 mn aux ultra sons, rincées à l'eau ultra pure puis séchées.

La procédure chimique est la suivante (figure A.2.a) :

- Attaque par 4 ml de HF 48% (brise les liaisons Si- et forme des fluorosilicates SiF₄ volatiles) et HClO₄ 70% (oxyde les éventuelles formes organiques) dans un bécher en téflon à 70°C pendant 24 heures au moins, puis évaporation sur plaque chauffante, dans une boîte à gants alimentée par l'air de la salle ; cet air est passé à travers un filtre absolu et évacué à l'extérieur.
- Reprise du résidu dans environ 3 ml HCl 6N à 70°C pendant 12 heures, puis dilution dans 50 ml HCl 6N ; l'échantillon doit être entièrement dissous ; prélèvement d'un aliquot (environ 1/3) afin de préserver la possibilité d'effectuer un duplicata ou une dilution isotopique à partir de la même attaque ; évaporation de cet aliquot.
- Reprise et dilution du résidu sec avec 1 ml HCl 2.5N pour la séparation des éléments ; celle-ci est réalisée sur résines échangeuses d'ions cationiques de type AG 50 W-X8 200-400 mesh. Les fractions Rb (pour les dilutions isotopiques uniquement), Sr et terres rares sont récupérées puis évaporées.
- Reprise et dilution des terres rares avec 1 ml HCl 0.125N et séparation sur une résine préparée au laboratoire à base de poudre de téflon et de Di (2-Ethyl Hexyl) Phosphate ; les fractions Nd et Sm (dans le cas de dilutions isotopiques) sont récupérées et évaporées. Après chaque échantillon, les résines sont lavées en HCl 6N, rincées à l'eau, puis reconditionnées.

1.4.2 Extraction et purification du plomb (Manhès, 1982)

La plupart des échantillons sont lessivés selon la procédure décrite dans le paragraphe précédent ; la prise d'échantillon est de 500 mg environ. La procédure employée est la suivante (figure A.2.b) :

- Attaque par 4 ml de HF et 1 ml de HBr 8N (la matrice combinée de fluorures et de bromures permet d'extraire le Pb des phases minérales puis de le retenir dans le résidu sec) à 70°C pendant 24 heures, puis évaporation sur une plaque chauffante à l'intérieur d'une boîte à gants.
- Reprise et dilution du résidu sec en HBr 1N à 70°C pendant 12 heures, puis centrifugation à 2200 trs/mn ; le Pb est contenu dans le surnageant.
- Séparation du Pb sur une résine anionique AG 1-X8 100-200 mesh. Avant utilisation, la résine est lavée avec HNO₃ 6N, puis rincée avec de l'eau ultra-pure ; elle est ensuite conditionnée en HBr 1N ; l'élution est effectuée sur une seringue en téflon : un filtre est fixé à son embout qui peut alors contenir la résine anionique ; pour chaque échantillon, 200 microlitres sont suffisants ; La fraction contenant le Pb est évaporée, puis reprise pour une purification dont la procédure est identique à l'élution précédente.

1.5 Mesures de concentration par Dilution Isotopique

1.5.1 Principe de la méthode

La concentration d'un élément d'un échantillon peut être calculée à partir de la mesure d'un rapport isotopique : l'échantillon dissous est mélangé à une solution contenant un traceur isotopique, communément appelé "spike" ; sa propriété essentielle est d'avoir une composition isotopique très différente de celle de l'élément naturel. La figure A.3 illustre l'abondance isotopique des différents éléments analysés dans ce travail ; l'isotope majoritaire de l'élément du traceur isotopique correspond à l'un des isotopes les moins abondants de l'élément naturel.

L'équation de mélange de rapports isotopiques fait intervenir la concentration du traceur, connue, et celle de l'échantillon, que l'on peut alors calculer. Considérons le mélange d'un échantillon e et d'un traceur t ; soient :

- m_e et m_t leur masse,
- M_e et M_t leur masse atomique,
- c_e et c_t leur concentration,
- R_e , R_t et R_m les rapports de deux isotopes de l'élément, respectivement dans l'échantillon, le traceur, et la dilution isotopique,
- A_{be} et A_{bt} les abondances des isotopes figurant au dénominateur des rapports isotopiques de l'échantillon et du traceur.

La concentration de l'échantillon s'écrit

$$c_e = c_t * m_t/m_e * M_e/M_t * A_{bt}/A_{be} * (R_t - R_m)/(R_m - R_e) \quad (1)$$

Le rapport isotopique du mélange échantillon-traceur peut varier entre deux valeurs extrêmes, qui sont les rapports isotopiques de chacune des solutions. Si une quantité trop importante de traceur est ajoutée à l'échantillon, le rapport isotopique du mélange tend vers celui du traceur ; on conçoit dans ce cas qu'une faible erreur sur la mesure du rapport isotopique du mélange entraîne une erreur importante sur le calcul de la concentration ; de même, si la quantité de traceur est trop faible, la valeur du rapport isotopique du mélange tend vers celle de l'échantillon et l'erreur sur le calcul de la concentration est amplifiée de la même manière.

L'analyse rationnelle de ce phénomène d'amplification d'erreur, présentée par Webster (1960), permet de déterminer un rapport isotopique de mélange optimal, c'est-à-dire présentant la plus petite amplification de l'erreur sur la mesure. L'équation (1) peut s'écrire plus simplement de la façon suivante :

$$y = (B - C)/(C - A) * x \quad (2).$$

Il s'agit ici d'évaluer l'erreur induite sur la variable y (représentant la concentration recherchée), connaissant l'incertitude sur la variable C (représentant la mesure du rapport isotopique du mélange échantillon + traceur). Le calcul d'incertitude à partir de l'équation (2) permet d'obtenir la relation suivante :

$$\Delta y/y = |B - A|/|(B - C)*(C - A)| * \Delta C \quad (3)$$

(dans le cas présent, les valeurs absolues peuvent être omises car $B > C > A$).

On définit le facteur d'amplification M comme le rapport des erreurs relatives sur le résultat (y) et sur la mesure (C), soit :

$$M = (\Delta y/y)/(\Delta C/C) \quad (4)$$

en combinant les équations (3) et (4), on a la relation suivante :

$$M = (B - A)/((B - C)*(C - A)) * C \quad (5).$$

La solution du problème consiste ici à rechercher dans quel cas la valeur de M est minimale ; la fonction M est, d'après l'équation (5), une fonction positive dont les limites tendent vers l'infini lorsque C tend vers A ou B . La valeur de M est donc minimale quand la dérivée de cette fonction s'annule, soit :

$$dM/dC = ((C^2 - A*B)*(B - A)) / ((B - C)*(C - A))^2 \quad (6)$$

la fonction dM/dC s'annule lorsque :

$B = A$, ce qui signifierait que le traceur et l'échantillon ont le même rapport isotopique ; cette condition est absurde.

$C_{min} = \sqrt{A*B}$, qui est la condition recherchée ; en conséquence, les échantillons doivent être tracés de telle manière que le rapport isotopique du mélange soit égal à la moyenne géométrique des rapports isotopiques du traceur et de l'échantillon. L'évolution du facteur d'amplification a été reportée graphiquement sur la figure A.4.

Enfin, pour calculer la quantité convenable de traceur, il est nécessaire de connaître approximativement la concentration recherchée ; les mesures par fluorescence X ou activation neutronique le permettent.

1.5.2 Le logiciel

Un programme a été élaboré pour le calcul des concentrations ; il contient toutes les données nécessaires : abondances isotopiques des éléments naturels (Rb, Sr, Sm, Nd) et des traceurs associés, masses atomiques. Il corrige les mesures de rapport isotopique du fractionnement pour le Sr, le Nd et le Sm (cf. paragraphe 2.3.5.1) selon la méthode analytique décrite par Boelrijk (1968). L'organigramme est présenté figure A.5. Ce programme a été inséré dans le logiciel de contrôle du spectromètre de masse, et lit directement les résultats des mesures avant d'exécuter le calcul.

2. ANALYSE DES ECHANTILLONS

L'appareil utilisé pour les mesures de rapports isotopiques effectuées au cours de ce travail est un spectromètre de masse de type FINNIGAN MAT 261, installé dans le laboratoire depuis septembre 1985.

2.1 Principe du spectromètre de masse

Lorsqu'un ion de masse m et de charge e est accéléré par une différence de potentiel V , il acquiert une énergie cinétique E telle que :

$$E = eV = \frac{1}{2} mv^2 \quad (1)$$

et sa vitesse est :

$$v = \sqrt{(2eV/m)}. \quad (2)$$

Lorsqu'il entre dans un champ magnétique B , il est dévié selon une trajectoire circulaire de rayon de courbure r tel que :

$$Bev = mv^2/r. \quad (3)$$

Si l'on exprime B en Gauss, r en centimètres, m en uma, V en volts et e en nombre de charge, on peut déduire de la combinaison des équations (2) et (3) la relation suivante :

$$r = 143.95/B * \sqrt{(mV/e)}. \quad (4)$$

Elle exprime que l'on peut ajuster soit le champ magnétique soit le potentiel d'accélération pour imposer à un ion de charge massique e/m une trajectoire circulaire de rayon r ; entre outre, le rayon est proportionnel à la racine carrée de la masse, ce qui signifie que les ions les plus lourds seront moins déviés que les ions plus légers.

2.2 Description

Le spectromètre de masse FINNIGAN MAT 261 est un spectromètre à source solide à 6 collecteurs, dont 5 variables, à ionisation thermique. Ainsi, un élément chauffé à une température appropriée (cf. paragraphe 2.3.2) est ionisé positivement ; les ions créés sont accélérés et forment un faisceau ; celui-ci est dévié proportionnellement au rapport de la masse sur la charge de l'ion (m/z) par un champ magnétique. Les différents isotopes de l'élément sont ainsi séparés et détectés. Le spectromètre de masse est piloté par un micro-ordinateur HP 9816 qui permet d'effectuer les opérations nécessaires à l'acquisition des données.

Le système d'analyse, c'est-à-dire le spectromètre sensu stricto, hormis la partie électronique et le système de pompage, est composé de trois parties essentielles : la source ionique, le secteur magnétique et le collecteur (figure B.1).

- La source ionique contient les échantillons à analyser (jusqu'à 13 au total), disposés sur un barillet ; au cours d'une mesure, chaque échantillon est ionisé, accéléré, puis focalisé à travers une fente ; la source est donc constituée de plaques d'extraction, de plaques d'accélération et de plaques de focalisation, portées à des potentiels décroissants (de 9600 à 350 Volts).

- Le secteur magnétique, d'un angle de 90° et d'un rayon de 230 mm ; un champ magnétique variable est créé par un électro-aimant ; son intensité maximale est d'environ 1 Tesla (10000 Gauss) ; son rôle est de séparer les isotopes. Il peut être réglé pour discriminer des masses de 1 à 280 unités de masse atomique (uma). Le rayon de courbure du faisceau dans le secteur magnétique dépend du rapport de la masse sur la charge (m/z : m en uma, z en nombre de charge), du potentiel d'accélération U (en Volts), et de l'intensité du champ magnétique B (en Tesla).

- Le collecteur est constitué de cinq cages à positionnement variable situées de part et d'autre d'une sixième cage fixe. Chacune d'entre elles reçoit le faisceau d'un isotope, dont l'intensité est proportionnel à l'abondance de cet isotope.

Si le collecteur ne possédait qu'une seule cage, il ne pourrait capter le faisceau d'un seul isotope à la fois ; pour calculer un rapport isotopique, il serait donc nécessaire de faire varier le champ magnétique et de mesurer alternativement l'abondance de chaque isotope. Cette technique serait longue et peu précise, en partie à cause des variations de l'intensité du faisceau au cours du temps. Grâce au système à multi-collection (plusieurs cages), l'abondance de plusieurs isotopes peut être mesurée simultanément ; ce système permet donc de s'affranchir des variations de l'émission au cours du temps ; de plus, il est possible de calculer plusieurs rapports isotopiques à partir de la même mesure.

La distance qui sépare deux masses consécutives n'est pas la même pour tous les éléments ; la mobilité des cages permet donc d'adapter la géométrie du système à chaque élément.

Afin d'obtenir une émission stable, l'ensemble du système est maintenu sous une pression très faible (inférieure à 10^{-6} mbar) ; le système de pompage est composé d'une pompe turbomoléculaire et de deux pompes ioniques. La pompe turbomoléculaire est connectée directement sur la source ionique ; elle est assistée d'une pompe de vide primaire à palettes et permet un pompage rapide lors du changement de barillet (on atteint généralement une pression inférieure à 10^{-6} mbar au bout de 1 heure). Les pompes ioniques sont montées sur le tube du système d'analyse et sur le collecteur respectivement ; à l'aide d'un champ magnétique, elles piègent les électrons, ionisent les molécules gazeuses qui diffusent vers des cathodes en titane.

mesures suivantes du Sr. Cet effet disparaît au bout de quelques jours d'utilisation du spectromètre.

Si le dépôt est insuffisant, le signal est instable et fractionné ; l'élément s'épuise rapidement et la mesure est difficile.

2.3.3 La montée en température

Les filaments sont chauffés successivement par un courant ; la montée en température est progressive : environ 2 A/mn au début, puis 0.4 A/mn lorsque l'on s'approche de la température d'émission. Pour le plomb, la vitesse de chauffe est encore plus lente : 0.1 A/mn ; de cette période de chauffe dépend le fractionnement des isotopes ; le résultat de la mesure pourrait donc être affecté par les conditions de montée en température. Il est important de toujours chauffer le filament de la même manière, afin d'obtenir la meilleure reproductibilité de fractionnement entre le standard et les échantillons (cf. le paragraphe 2.3.5.1 sur le principe de correction de la mesure du Pb).

2.3.4 L'acquisition des données

Disposant de six cages au total, le spectromètre mesure simultanément l'abondance de plusieurs isotopes : il fonctionne alors en mode statique. Dans le cas du Rb uniquement, le spectromètre mesure alternativement l'une et l'autre des deux masses, et ce, dans une seule cage : c'est le mode dynamique, pour lequel le champ magnétique est modifié à chaque changement de masse.

Lors de l'analyse d'un échantillon, le système d'acquisition effectue 100 mesures (scans), regroupées par blocs de 10 mesures. Entre chaque bloc, la ligne de base est mesurée ; pour chaque mesure, le temps d'intégration est de 16 secondes pour la ligne de base, le Sr, le Nd et le Sm, 4 secondes pour le Pb et le Rb.

2.3.5 Le traitement des données

2.3.5.1 Correction du fractionnement

Au cours d'une mesure au spectromètre de masse, la température élevée produit un fractionnement du rapport isotopique qui se traduit par une augmentation des rapports isotopes lourds/isotopes légers. Par exemple, entre le début et la fin d'une mesure, le rapport $^{88}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ varie de 8.30 à 8.34 ; de même le rapport $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ varie de 0.721 à 0.724. Pour tenir compte de ce phénomène, il est nécessaire d'effectuer des corrections ; plusieurs cas peuvent se présenter :

Re = rapport isotopique dans l'échantillon,

Rm = rapport isotopique dans le mélange (valeur vraie).

En égalisant l'expression (12) pour deux rapports isotopiques 1 et 2, on peut écrire

$$(Rt1 - Rm1)/(Rm1 - Re1) = (Rt2 - Rm2)/(Rm2 - Re2) \quad (13)$$

qui est équivalent à

$$Rm1 + Rm2 \cdot K2 = K1 \quad (14)$$

$$\text{avec : } K1 = (Re1 - Rt1)/(Rt2 - Re2) \quad (14')$$

$$K2 = (Re1 \cdot Rt2 - Re2 \cdot Rt1)/(Rt2 - Re2) \quad (14'')$$

Les rapports entre valeurs vraies et valeurs mesurées sont, d'après l'équation (5),

$$Rm1/Rm1' = 1 + dm1 \cdot \beta \quad (15)$$

$$Rm2/Rm2' = 1 + dm2 \cdot \beta \quad (16)$$

Rm1 et Rm2 représentent les valeurs vraies, Rm1' et Rm2' représentent les valeurs mesurées.

En combinant les équations (14), (15) et (16), on peut calculer le facteur de correction β :

$$\beta = (K1 - Rm1' - K2 \cdot Rm2') / (dm1 \cdot Rm1' + dm2 \cdot Rm2'). \quad (17)$$

Les valeurs corrigées peuvent ainsi être déterminées :

$$Rm1 = (1 + dm1 \cdot \beta) \cdot Rm1' \quad (18)$$

$$Rm2 = (1 + dm2 \cdot \beta) \cdot Rm2' \quad (19)$$

2ème cas : l'élément n'a que deux isotopes (par exemple le Rb) ; le rapport $^{85}\text{Rb}/^{87}\text{Rb}$ est une constante universelle, à un temps donné, puisqu'un seul des deux isotopes est radioactif. La valeur

$$^{85}\text{Rb}/^{87}\text{Rb} = 2.59265 \quad (20)$$

a été définie et recommandée (Steiger et Jäger, 1977). Le Rb n'est analysé que dans le cas des dilutions isotopiques, pour lequel aucune correction de fractionnement ne peut être effectuée. Un moyen de s'assurer que la mesure est bonne consiste à analyser des solutions standards de concentration connue.

3ème cas : il n'existe pas deux isotopes qui soient à la fois stables et non radiogéniques (mesure de la composition isotopique du plomb) ; parmi les quatre isotopes du Pb (^{204}Pb , ^{206}Pb , ^{207}Pb et ^{208}Pb), seul le ^{204}Pb est stable et non radiogénique ; il n'est donc pas possible d'établir une correction interne. Il existe toutefois une méthode de correction externe qui s'effectue en deux temps :

- 1 - on suppose que le fractionnement est régulier, et que les rapports isotopiques mesurés évoluent de façon linéaire au cours du temps, ce qui est vérifié expérimentalement ; la figure B.2 illustre cette dérive. Le temps d'analyse étant mesuré à partir du début de la séquence de chauffe du filament, la droite de régression linéaire est calculée et c'est le rapport extrapolé au temps $t=0$ qui est pris en considération. C'est la raison pour laquelle les conditions d'analyse (quantité d'échantillon sur le filament, condition de chauffe, température du filament) doivent être les plus reproductibles possibles pour chaque échantillon, ainsi que pour le standard.

- 2 - les valeurs mesurées d'un standard sont comparées à ses valeurs "vraies" ; on vérifie la linéarité du fractionnement : la différence relative entre la valeur vraie et la valeur de référence doit être proportionnelle à la différence des masses au numérateur et au dénominateur (figure B.3) :

$$(R_{\text{vrai}} - R_{\text{mes}})/R_{\text{vrai}} = f \cdot dm \quad (21)$$

avec : f = coefficient de fractionnement par unité de masse.

f est déterminé expérimentalement par des mesures répétées d'un même standard, effectuées toujours dans les mêmes conditions décrites ci-dessus. Chaque mesure du standard permet de calculer une valeur de f ; au cours de ce travail, 19 mesures du NBS 981 ont été effectuées, à partir desquelles nous avons obtenu une valeur moyenne $f = 0.0012 \pm 2$ (figure B.4) ; cette valeur est utilisée pour corriger les mesures de compositions isotopiques du Pb selon l'équation (21).

2.3.5.2 Traitement statistique

L'analyse des compositions isotopiques comporte cent mesures (scans) ; le traitement statistique permet de définir un intervalle 2 SIGMA à 95% de confiance :

$$dR_{\text{mes}} = 2 \text{ SIGMA} = 2 * \sqrt{(\sum(R_i - R)^2 / (n*(n - 1)))} \quad (22)$$

avec : R_i = mesures d'un rapport isotopique,

R = valeur moyenne,

n = nombre de mesures.

Dans le cas du Pb, il faut également tenir compte de l'incertitude sur le coefficient f défini au paragraphe 2.3.5.1. Les mesures répétées du standard NBS 987 ont donné une

valeur moyenne $f = 0.0012 \pm 0.0002$ (2 SIGMA(f); $n = 19$). D'après l'équation (21) l'incertitude sur le résultat corrigé est augmenté de la valeur suivante :

$$\text{SIGMA}(F) = \text{SIGMA}(f) * dm * R_{\text{mes}} \quad (23)$$

L'incertitude totale sur le résultat corrigé est :

$$\text{SIGMA}(T) = 2 * \sqrt{(\text{SIGMA}^2 + \text{SIGMA}(F)^2)} \quad (24)$$

définie par Manhès et Allègre (1980). Elle exprime que les deux erreurs commises sont indépendantes l'une de l'autre.

2.3.5.3 Polygone d'incertitude

Lorsque l'on représente un couple de mesures dans un diagramme $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, l'incertitude sur la position d'un point est représentée par un rectangle de cotés $2 \text{ SIGMA}(T)_{8/4}$ et $2 \text{ SIGMA}(T)_{6/4}$. Ce faisant, la valeur du rapport $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ est définie implicitement par la pente de la droite passant par ce point et par l'origine ; ce rapport a été mesuré ; il est connu avec une incertitude $2 \text{ SIGMA}(T)_{8/6}$. L'incertitude sur la position de ce point est donc contrainte par une donnée supplémentaire ; elle est représentée par un secteur défini par deux droites passant par l'origine et de pente $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} \pm 2 \text{ SIGMA}(T)_{8/6}$. Ce secteur a pour effet de restreindre le rectangle en un polygone d'incertitude ainsi défini par l'intersection de ces deux figures géométriques (figure B.5). Ce polygone est une conséquence de ce que le système ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$) constitue un système lié (une valeur est la combinaison des deux autres).

Dans la pratique, le polygone d'incertitude n'est généralement pas représenté ; cette remarque souligne seulement que l'incertitude que l'on considère est surestimée.

2.3.5.4 Reproductibilité externe

Afin d'estimer la reproductibilité externe des mesures de rapports isotopiques du Pb, nous avons repris et corrigé chaque mesure du NBS 981 avec le même coefficient de fractionnement, utilisé pour la correction des données. L'ensemble de ces mesures permet de calculer le 2 SIGMA correspondant à la reproductibilité externe ; celle-ci est inférieure à 0.03% par uma (tableau B.2).

REPRODUCTIBILITE EXTERNE						
	206Pb/204Pb		207Pb/204Pb		208Pb/204Pb	
	Fb	Rcorr	Fb	Rcorr	Fb	Rcorr
1	16.900	16.941	15.440	15.495	36.544	36.720
2	16.929	16.970	15.471	15.527	36.619	36.795
3	16.885	16.925	15.428	15.484	36.519	36.695
4	16.914	16.955	15.458	15.514	36.587	36.763
5	16.923	16.963	15.467	15.523	36.617	36.794
6	16.901	19.942	15.441	15.497	36.545	36.721
7	16.905	16.946	15.445	15.501	36.548	36.724
8	16.903	16.943	15.449	15.505	36.570	36.746
9	16.909	16.949	15.447	15.503	36.552	36.728
10	16.881	16.921	15.416	15.472	36.478	36.653
11	16.885	16.925	15.423	15.479	36.489	36.665
12	16.924	16.965	15.469	15.525	36.606	36.783
13	16.875	16.915	15.420	15.476	36.498	36.674
14	16.851	16.891	15.390	15.446	36.391	36.567
15	16.887	16.927	15.424	15.480	36.493	36.669
16	16.944	16.984	15.503	15.559	36.740	36.917
17	16.899	16.939	15.441	15.497	36.534	36.710
18	16.892	16.933	15.432	15.488	36.526	36.702
19	16.893	16.934	15.431	15.487	36.513	36.689
moy. \pm 2 sig.		16.941 \pm 0.008		15.498 \pm 0.011		36.719 \pm 0.032
rep. ext. (%/uma)		0.024		0.024		0.022
val. recom.		16.937 \pm 0.010		15.493 \pm 0.026		36.705 \pm 0.035

Tableau B.2 : Mesure de la reproductibilité externe : les compositions isotopiques des standards sont corrigées selon le facteur de fractionnement f moyen, dont le calcul est détaillé en figure B.4. Ces valeurs corrigées permettent d'estimer la reproductibilité externe, exprimée en % par unité de masse. Remarquons de plus qu'elles sont très proches des valeurs recommandées par Ito et al (1987).

2.3.6 Influence du lessivage ("leaching")

Dans le cas du Sr et du Pb, certaines analyses ont été effectuées à partir de la poudre non lessivées par HCl. Rappelons que le lessivage ("leaching") a pour effet de dissoudre et extraire d'éventuelles traces de produits d'altération (carbonates, hydroxides de Fe, ...) pouvant se trouver à la surface des roches.

Afin d'évaluer l'influence de cette opération, certaines analyses ont été reproduites à partir de poudre lessivée. Les résultats sont présentés dans les tableaux B.3 (Sr) et B.4 (Pb). Dans le cas du Sr, l'écart entre les mesures est négligeable, même s'il est légèrement supérieur à celui observé dans les duplicata (cf. paragraphe suivant). Par contre, dans le cas du Pb, les rapports isotopiques ont diminué pour un échantillon (sur six échantillons ré-analysés) ; cette diminution est faible pour le rapport $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, plus sensible pour le $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ et $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. Ces résultats nous ont amené à porter une attention particulière sur les échantillons non lessivés.

Dans l'ensemble, on peut conclure que la contamination par des composés différents de la roche (sédiments de surface, produits d'altération) est négligeable.

2.3.7 Duplicata

Des duplicata ont été effectués afin de tester la reproductibilité des mesures ; il s'agit d'analyses reproduites à partir d'une même attaque chimique de la poudre de roche, celle-ci ayant été divisée en deux aliquots.

Les résultats sont présentés dans les tableaux B.5 (Sr), B.6 (Nd) et B.7 (Pb). Ils montrent que la reproductibilité est satisfaisante, puisque l'écart est au maximum de 0.0013% pour le Sr, de 0.0024% pour le Nd et de 0.6% pour le Pb.

Des duplicata ont été effectués également pour les mesures de concentration par dilution isotopique, à partir d'une même attaque. Les résultats rassemblés dans le tableau B.8 montrent une reproductibilité satisfaisante, puisque l'écart est inférieur à 0.9% pour le Rb, 0.4% pour le Sr, 0.6% pour le Sm et le Nd.

2.4 Blancs de chimie et standards

Des "Blancs" de chimie ont été mesurés : la manipulation consiste à préparer une quantité de traceur appropriée de la même manière que les échantillons ("blanc total") ou bien à mélanger le traceur à un réactif pour obtenir le "blanc de réactif". Cette mesure permet d'évaluer les contaminations qui ont pu être introduites dans les échantillons au cours de leur préparation ; les résultats présentés dans le tableau B.8 et B.9 montrent qu'ils sont négligeables par rapport à la quantité de l'élément analysée.

DUPLICATA Nd		
	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	Ecart (%)
DR3B	0.512765	
	0.512755	0.0020
DR440	0.512841	
	0.512839	0.0008
2KD2	0.513063	
	0.513067	0.0008
13KD1	0.513024	
	0.513036	0.0024
67KD3	0.513063	
	0.513054	0.0018
94KD	0.513061	
	0.513061	0.
121KD3	0.513056	
	0.513065	0.0018
128KD2	0.513012	
	0.513021	0.0018
DR04-1	0.513121	
	0.513125	0.0008
DR05-3	0.513024	
	0.513029	0.0010

Tableau B.6 : Duplicata des compositions isotopiques du Nd, effectué à partir de la même attaque chimique. Les écarts (inférieurs à 0.0024%) sont du même ordre de grandeur que la reproductibilité externe estimée par la mesure répétée du standard LJNd (0.0010% ; cf. tableau B.10).

DUPLICATA Pb							
		$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	Ecart (%)	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	Ecart (%)	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	Ecart (%)
DR02-1	L.	18.181		15.529		37.985	
	L.	18.081	0.6	15.463	0.4	37.864	0.3
DR2-1C	L.	18.647		15.606		38.536	
	L.	18.624	0.1	15.566	0.3	38.365	0.4

Tableau B.7 : Duplicata des compositions isotopiques de Pb, effectués à partir d'attaques chimiques différentes. Les écarts sont du même ordre de grandeur que dans le cas précédent où l'analyse est faite d'abord sur poudre non lessivée, puis sur poudre lessivée (tableau B.4). Remarquons toutefois que ces écarts sont supérieurs à la reproductibilité externe estimée à partir de l'analyse répétée du standard NBS 981 (0.024%/uma ; cf. tableaux B.2 et B.10).

BLANCS (ng)	
Sr (CI)	0.5
	0.5
	0.5
	0.08
Nd (CI)	0.4
	0.8
	0.2
	0.5
	0.3
Pb (CI)	0.54
	0.95
	0.84
Rb (DI)	0.07
	0.03
Sr (DI)	0.16
	0.22
Sm (DI)	-
	0.02
Nd (DI)	0.3
	0.7

Tableau B.9 : Mesures des blancs de chimie totale, relatifs aux mesures de compositions isotopiques (CI) et de dilutions isotopiques (DI). La dernière valeur de blanc de Sr (CI) s'explique par l'utilisation de nouvelles colonnes de séparation pour lesquelles beaucoup moins de réactifs sont employés.

Des standards ont été analysés :

- le NBS 987 (Sr) et le standard Nd de La Jolla (LJNd), dont la composition isotopique de l'élément spécifié est précisément connue, sont déposés directement sur le filament ; ils sont analysés avant chaque série de mesures ; ils expriment la justesse des mesures du spectromètre, par comparaison avec les valeurs recommandées ; leur mesure répétée permet d'apprécier la reproductibilité externe. Les mesures de standard de Rb et Sm ont également été effectuées. Tous ces résultats sont rassemblés dans le tableau B.10.
- Dans le cas particulier du Pb, le NBS 981 est utilisé pour calculer le coefficient de fractionnement (cf. paragraphe 2.3.5.1).
- Le BCR 1 est une roche naturelle dont l'analyse nécessite une préparation chimique identique à celle des échantillons. Sa mesure permet non seulement de s'assurer de la justesse de l'instrument, mais aussi d'apprécier la validité de la méthode de manière globale. Le BCR 1 a été analysé en composition isotopique (Sr, Nd, Pb) ainsi qu'en dilution isotopique (Rb, Sr, Sm, Nd) (Tableau B.10).

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Aggrey K.E., Muenow D.W. et Sinton J.M. - Volatile abundances in submarine glasses from the North Fiji and Lau back-arc basins. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 52 (1988) pp 2501-2506.
- Albarede F. et Brouxel M. - The Sm/Nd secular evolution of the continental crust and the depleted crust. *Earth and Planetary Science Letters* 82 (1987) pp 25-35.
- Allègre C.J. - Comportement des systèmes U-Th-Pb dans le manteau supérieur et modèle d'évolution de ce dernier au cours des temps géologiques. *Earth and Planetary Science Letters* 5 (1969) pp 261-269.
- Allègre C.J. - L'écume de la terre. (1983) Fayard éditeur. 338P.
- Allègre C.J. - Isotope geodynamics. *Earth and Planetary Science Letters* 86 (1987) pp 175-203.
- Allègre C.J., Ben Othman D., Polve M. et Richard P. - The Nd-Sr isotopic correlation in mantle materials and geodynamic consequences. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 19 (1979) pp 293-306.
- Allègre C.J., Brevart O., Dupré B. et Minster J.F. - Isotopic and chemical effects produced in a continuously differentiating convecting Earth mantle. *Philosophical Transaction of the Royal Society of London A297* (1980) pp 447-477.
- Allègre C.J., Dupré B., Richard P., Rousseau D. et Brooks C. - Subcontinental versus suboceanic mantle, II. Nd-Sr-Pb isotopic comparison of the continental tholeiites with mid-ocean ridge tholeiites, and the structure of the continental lithosphere. *Earth and Planetary Science Letters* 57 (1982) pp 25-34.
- Allègre C.J., Dupré B. et Hamelin B. - Geochemistry of oceanic ridge basalts explained by blob-upper mantle mixing. *Eos, Trans. Am. Geophys. Union* 64 (1983) p 324.
- Allègre C.J., Hamelin B. et Dupré B. - Statistical analysis of isotopic ratios in MORB : the mantle blob cluster model and the convective regime of the mantle. *Earth and Planetary Science Letters* 71 (1984) pp 71-84.
- Allègre C.J. et Turcotte D.L. - Geodynamic mixing in the mesosphere boundary layer and the origin of oceanic islands. *Geophysical Research Letters* 12 n° 4 (1985) pp 207-210.

- Auzende J.M., Eissen J.P., Caprais M.P., Gente P., Gueneley S., Hanneguies F., Lagabrielle Y., Lapouille A., Lefèvre C., Maillet P. Mazé J.P., Ondréas H., Schaaf A. et Singh R. - Accrétion océanique et déformation dans la partie méridionale du bassin Nord-Fidjien : résultats préliminaires de la campagne océanographique Seapso III du N/O Jean Charcot (Décembre 1985). Comptes Rendus de l'Académie des Sciences 303 (1986a) pp 93-98.
- Auzende J.M., Lagabrielle Y., Schaaf A., Gente P., Eissen J.Ph. (Note) - Tectonique intraocéanique décrochante à l'ouest des îles Fidji. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Paris t. 303 serie II no 1 (1986b) pp 241-246.
- Auzende J.M., Eissen J.P., Lafoy Y., Gente P. et Charlou J.L. - Seafloor spreading in the North Fiji Basin (Southwest Pacific). Tectonophysics, 146 (1988a) pp 317-351.
- Auzende J.M., Honza E., et l'équipage de Kaiyo 87 - L'accrétion récente dans le bassin Nord-Fidjien : premiers résultats de la campagne franco-japonaise Kaiyo 87. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences 306 série II (1988b) pp 971-978.
- Auzende J.M., Lafoy Y., Marsset B. - Recent geodynamic evolution of the North Fiji Basin (SW Pacific). Geology 16 (1988c) pp 925-929.
- Auzende J.M., Boespflug X., Bougault H., Dosso L., Foucher J.P., Joron J.L., Lafoy Y., Ruellan E. et Sibuet J.C. - From intracratonic extension to mature spreading in back arc basins : Okinawa, Lau, North Fiji basins exemple. Soumis.
- Backer D.R. - Depths and water content of magma chambers in the Aleutian and Mariana island arcs. Geology 15 (1987) pp 496-499.
- Barker G.M. et Burrell J. - The opening of Drake Passage. Marine Geology 25 (1977) pp 15-34.
- Barreiro B. - Lead isotopic composition of South Sandwich Island volcanic rocks and their bearing on magmagenesis in intra-oceanic island arcs. Geochimica et Cosmochimica Acta 47 (1983) pp 817-822.
- Batiza R. - Inverse relationship between Sr isotope diversity and rate of oceanic volcanism has implications for mantle heterogeneity. Nature 309 (1984) pp 440-441.

- Boespflug X., Dosso L., Bougault H., Joron J.L. et Calvez J.Y. - Back-arc basin evolution : a geochemical approach (trace elements and Sr-Nd-Pb isotopes). Fifth meeting of the European Union of Geosciences, Stasbourg, March 1989.

- Boespflug X., Dosso L., Bougault H., Pegram W.J. et Joron J.L. - Arc and Back-arc geochemical features of the Lau Basin : trace element and isotopic (Sr, Nd, Pb) data. AGU Baltimore (1990).

- Boespflug X., Dosso L., Bougault H. et Joron J.L. - Trace element and isotopic (Sr-Nd) geochemistry of volcanic rocks from the Lau basin (soumis).

- Boettcher A.L. - The role of amphibole and water in Circum-Pacific volcanism. In : High Pressure Research : application to Geophysics, Manghnani M.H., Akimoto S. eds. Academic Press, London, New York (1977), pp 107-126.

- Bougault H. - Contribution des éléments de transition à la compréhension de la génèse des basaltes océaniques. Analyse des éléments traces dans les roches par spectrométrie de fluorescence X. Thèse d'état (1980) 221 p.

- Bougault H., Joron J.L. et Treuil M. - Alteration, fractional crystalliation, partial melting, mantle properties from trace elements in basalts recovered in the North Atlantic. In Deep Drilling Results in the Atlantic Ocean : Ocean crust (1979). Talwani M., Harrison C.G. and Hayes D.E. Editors.

- Bougault H., Joron J.L. et Treuil M. - The primordial chondritic nature and large-scale heterogeneities in the mantle : evidence from high and low partition coefficient elements in oceanic basalts. Philosophical Transaction of the Royal Society of London A297 (1980) pp 203-213.

- Bougault H., Dmitriev L., Schilling J.G., Sobolev A. et Joron J.L., Needham H.D. - Mantle heterogeneity from trace elements : MAR triple junction near 14 N. Earth and Planetary Science Letters 88 (1988) pp 27-36.

- Bougault H., Dmitriev L., Sobolev A. et Needham H.D. - Hot spot at 14°N on the M.A.R. ? Structure and trace element geochemistry. EOS 67 no 16 (1986) p 410.

- Box S.E. et Flower M.F.J. - Introduction to special section on alkaline arc magmatism. Journal of Geophysical Research 94 B4 (1989) pp 4467-4468.

- Cambon P., Joron J.L., Bougault H. et Treuil M. - Emperor Seamounts : traces elements in transitional tholeiites, alkali basalts and Hawaiiites : mantle homogeneity or heterogeneity and magmatic processes, in Initial Report of the Deep Sea Drilling Project, 1979, 55 Washington (U.S. Gov. Printing Office).

- Cameron A.E., Smith D.H. et Walker R.L. - Mass spectrometry of nanogram-size samples of lead. *Analytical Chemistry* 41 No 3 (1969) pp 525-526.

- Carlson R.W. - geochemical evolution of the crust and the mantle. *Review of Geophysics* 25 no 5 (1987) pp 1043-1053. U.S. national report to international union of geodesy and geophysics 1983-1986.

- Carlson R.W., Macdougall J.D. et Lugmair G.W. - Differential Sm/Nd evolution in oceanic basalts. *Geophysical Research Letters* vol. 5 no 4 (1978) pp 229-232.

- Castillo P. - The Dupal anomaly as a tracer of the upwelling lower mantle. *Nature* 336 (1988) pp 667-670.

- Catanzaro E.J. - Absolute isotopic abundance ratios of three common lead reference samples. *Earth and Planetary Science Letters* 3 (1967) pp 343-346.

- Chase C.G. - Tectonic history of the Fiji plateau. *Geological Society of American Bulletin* 82 (1971) pp 3087-3110.

- Chase C.G. - Oceanic island Pb : two-stages histories and mantle evolution. *Earth and Planetary Science Letters* 52 (1981) pp 277-284.

- Cherkis N.Z. - Aeromagnetic investigations and seafloor spreading history in the Lau Basin and northern Fiji Plateau. *Technical Bulletin UN ESCAP, CCOP/SOPAC* (1980) 3 pp 37-45.

- Chow J.J. et Patterson C.C. - The occurrence and significance of lead isotopes in pelagic sediments. *Geochimica and Cosmochimica Acta* 26 (1962) pp 263-308.

- Church S.E. - The Cascade mountains revisited : a re-evaluation in light of the new lead isotopic data. *Earth and Planetary Science Letters* 29 (1976) pp 175-188.

- Cumming G.L. et Kesler S.E. - Lead isotopic composition of the oldest volcanic rocks of the eastern Greater Antilles island arc. *Chemical Geology* 65 (1987) pp 15-23.

- Dasch E.J. - Strontium isotopes in weathering profiles, deep sea sediments and sedimentary rocks. *Geochimica and Cosmochimica Acta* 33 (1969) pp 1521-1552.

- Davagnier M. - Le bassin de Lau. Exploitation des données de la campagne SEAPSO IV. D.E.A. (1986) Université de Bretagne Occidentale.

- Davagnier M., Marsset B., Sibuet J.C., Letouzey J. et Foucher J.P. - Mécanismes actuels d'extension dans le bassin d'Okinawa. *Bulletin de la Société Géologique de France* (8) t. III no3 (1987) pp 525-531.

- Davidson J.P. - Lesser Antilles isotopic evidence of the role of subducted sediment in island arc magma genesis. *Nature* 306 (1983) pp 253-256.

- Davidson J.P. - Isotopic and trace element constraints on the petrogenesis of subduction-related lavas from Martinique, lesser Antilles. *Journal of Geophysical Research* 91 B6 (1986) pp 5943-5962.

- Davidson J.P. - Crustal contamination versus subduction zone enrichment : Examples from the Lesser Antilles and implications for mantle source compositions of island arc volcanic rocks. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 51 (1987) pp 2185-2198.

- De Baar H.J.W., Bacon M.P. et Brewer P.G. - Rare earth distributions with a positive Ce anomaly in the Western North Atlantic Ocean. *Nature* 301 (1983) pp 324-327.

- Defant M.J. et Ragland P.J. - Recognition of contrasting magmatic processes using SB-systematics : an example from the western central Luzon arc, the Philippines. *Chemical Geology* 67 (1988) pp 197-208.

- DePaolo - Nd isotopic studies : some new perspectives on Earth structure and evolution. *EOS, Trans. Am. Geophys. Union* 62 (1981) pp 137-140.

- DePaolo D.J. et Johnson R.W. - Magma genesis in the New Britain island-arc : constraints for Nd and Sr isotopes and trace elements patterns. *Contribution to mineralogy and petrology* 70 (1979) pp 367-379.

- Drach V. von, Marsh B.D. et Wasserburg G.J. - Nd and Sr isotopes in the Aleutians : multicomponent parenthood of island-arc magmas. *Contribution Mineral. Petrol.* 92 (1986) pp 13-34.

- Dosso L., Vidal P., Courtagrel J.M., Laureyre J., Marot A. et Zimine S. - "Kerguelen : continental fragment of oceanic island ?": Petrology and isotopic geochemistry evidence. *Earth and Planetary Science Letters* 43 (1979) pp 142-146.

- Dosso L. et Murthy V.R. - A Nd isotopic study of the Kerguelen islands : inferences on enriched oceanic mantle sources. *Earth and Planetary Science Letters* 48 (1980) pp 268-276.

- Dosso L. et Bougault H. - A hot spot at 14°N on the Mid-Atlantic Ridge : isotopic (Sr, Nd) and trace element data. *EOS* 67 no 16 (1986) p 410.

- Dosso L., Bougault H., Beuzart P., Calvez J. Y. et Joron J.L. - The geochemical structure of the south-east indian ridge. *Earth and Planetary Science Letters* 88 (1988) pp 47-59.

- Dosso L., Hanan, Bougault H., Joron J.L. et Schilling J.G. - Geochemical structure of the Mid-Atlantic Ridge between 10° and 24°N. En préparation.

- Dubois J., Launay J., Récy J. et Marshall J. - New Hebrides trench : Subduction rate from associated lithospheric bulge. *Can. J. Earth Sci.* 14 (1977) pp 250-255.

- Dupont J. - Le cadre général et les traits essentiels de l'arc insulaire des Tonga-Kermadec. Equipe de Géologie-Géophysique du centre ORSTOM de Nouméa. Contribution à l'étude géodynamique du Sud-Ouest Pacifique. *Travaux et documents de l'ORSTOM.* 147 (1982a) pp 249-261.

- Dupont J. - Morphologie et structures superficielles de l'arc insulaire des Tonga-Kermadec. Equipe de Géologie-Géophysique du centre ORSTOM de Nouméa. Contribution à l'étude géodynamique du Sud-Ouest Pacifique. *Travaux et documents de l'ORSTOM.* 147 (1982b) pp 263-282.

- Dupont J., Louat R., Pontoise B., Missegue F., Latham G. et Malahoff A. - Aperçu morphologique, structural et sismologique de l'arc insulaire des Tonga-Kermadec. Equipe de Géologie-Géophysique du centre ORSTOM de Nouméa. Contribution à l'étude géodynamique du Sud-Ouest Pacifique. *Travaux et documents de l'ORSTOM.* 147 (1982) pp 79-90.

- El Azzouzi M., Bougault H., Maury R. et Villemant B. - Application du diagramme de Coryell-Masuda "élargi" à l'étude du fractionnement du titane et du vanadium dans la série alcaline de la chaîne des Puys. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris (1983).

- Elderfield H., Hawkesworth C.J., Greaves M.J. et Calvert S.E. (1981) - Rare earth element zonation in Pacific ferromanganese nodules. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 45 (1981) pp 1231-1234.

- Ellam R.M. et Hawkesworth C.J. - Elemental and isotopic variations in subduction related basalts : evidence for a three component model. *Contribution to Mineralogy and Petrology* 98 (1982) pp 72-80.

- Ellam R.M., Menzies M.A., Hawkesworth C.J., Leeman W.P., Rosi M. et Serri G. - The transition from calc-alkaline to potassic orogenic magmatism in the Aeolian islands, Southern Italy. *Bulletin of Volcanology* 50 (1988) pp 386-398.

- Ellam R.M., Hawkesworth C.J. Menzies M.A. et Rogers N.W. - The volcanism of southern Italy : role of subduction and the relationship between potassic and sodic alkaline magmatism. *Journal of Geophysical Research* 94 B4 (1989) pp 4589-4601.

- Ewart A., Brothers R.N. et Mategon A. - An outline of the geology and geochemistry, and the possible petrogenetic evolution of the volcanic rocks of the Tonga-Kermadec-New Zealand island arc. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 2 (1977) pp 205-250.

- Ewart A. et Bryan W.B. - Petrography and geochemistry of the igneous rocks from Eua, Tongan islands. *Geological Society of America Bulletin* 83 (1972) pp 3281-3298.

- Ewart A. et Hawkesworth C.J. - The pleistocene-recent Tonga-Kermadec arc lavas : interpretation of new isotopic and rare earth data in terms of a depleted mantle source model. *Journal of Petrology* 28 (1987) pp 495-530.

- Falvey D.A. - Analysis of paleomagmatic data from the New Hebrides. *Australian Society of Exploration Geophysics Bulletin* 9 (1978) pp 117-123.

- Faure G. et Hurley P.M. - The isotopic composition of strontium in oceanic and continental basalt : application to the origin of igneous rocks. *Journal of Petrology* 4 (1963) pp 31-50.

Gente P. - Etude morphostructurale comparative de dorsales océaniques à taux d'expansion variés. Thèse d'Université (1987).

- Gill J.B. - Composition and age of Lau Basin and ridge volcanic rocks : implications for evolution of an interarc basin and remnant arc. *Geological Society of America Bulletin* 87 (1976) pp 1384-1395.

- Gill J.B. - Orogenic andesites and plate tectonics. Springer verlag Berlin-Heidelberg-New-York. (1981) 390 p.

- Gill J.B. - Sr-Pb-Nd isotopic evidence that both MORB and OIB sources contribute to oceanic island arc magmas in Fiji. *Earth and Planetary Science Letters* 68 (1984) pp 443-458.

- Gill J.B. - Early geochemical evolution of an oceanic island arc and back-arc : Fiji and the South Fiji basin. *Journal of geology* 95 (1987) pp 589-615.

- Gill J.B. et Gorton - A proposed geological and geochemical history of eastern Melanesia. In : P.J. Coleman (éd.). *The Western Pacific : Island arcs, marginal seas, geochemistry*, University of Western Australia Press (1973) pp 543-566.

- Gill J.B. et Whelan P. - Postsubduction ocean island alkali basalts in Fiji. *Journal of Geophysical Research* 94 B4 (1989) pp 4579-4588.

- Green D.H. - Islands arcs and continent building magmatism. A review of petrogenetic models based on experimental petrology and geochemistry. *Tectonophysics* 63 (1980) pp 367-385.

- Grzesczyk A., Eissen J.P., Dupont J., Lefevre C., Maillet P. et Monzier M. - Pétrographie et minéralogie des îles Futuna et Alofi, TOM de Wallis et Futuna (Pacifique Sud-Ouest). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences* 305 II (1987) pp 93-98.

- Hager B.H. - Subducted slabs and the geoid : constraints on mantle rheology and flow, *Journal of Geophysical Research* 89 (1984) pp 6003-6015.

- Hamburger M.W. et Isacks B.L. - A new model of back arc deformation in the southwest Pacific *EOS* 67 (1986) p 377.

- Hart S.R., Gerlach D.C. et White W.M. - A possible new Sr-Nd-Pb mantle array and consequences for mantle mixing. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 50 (1986) pp 1551-1557.

- Hart S.R. et Staudigel H. - Isotopic characterisation and identification of recycled components. In : *Crust/mantle recycling at convergence zones. NATO Advanced Research Workshop. (25-29 mai 1987) 9p.*

- Hatherton T. et Dickinson W.R. - The relationship between andesitic volcanism and seismicity in Indonesia, the Lesser Antilles, and others islands. *Journal of Geophysical Research* 74 (1969) pp 5301-5310.

- Hawkesworth C.J. - Isotope characteristics of magmas erupted along destructive plate margins. In : *Andesites. Edited by R.S. Thorpe. (1982).*

- Hawkesworth C.J. - Evidence from mantle xenoliths for an enriched lithospheric keel under the outer Hebrides. *Nature* vol. 325 (1987) pp 44-50.

- Hawkesworth C.J. et Powell M. - Magma Genesis in the Lesser Antilles island arcs. *Earth and Planetary Science Letters* 51 (1980) pp 297-308.

- Hawkesworth C.J., O'Nions R.K., Pankhurst R.J., Hamilton P.J. et Evenson N.M. - A geochemical study of island-arcs and back-arc tholeiites from the Scotia Sea. *Earth and Planetary Science Letters* 36 (1977) pp 253-262.

- Hawkesworth C.J., O'Nions R.K. et Arculus R.J. - Nd and Sr isotope geochemistry of island arc volcanics, Grenada, Lesser Antilles. *Earth and Planetary Science Letters* 45 (1979) pp 237-248.

- Hawkesworth C.J., Van Calsteren P., Rogers N.W. et Menzies M.A. - Isotope variations in recent volcanics : a trace-element perspective. In : *Mantle Metasomatism*, edited by Menzies M.A. and Hawkesworth C.J., (1987), Academic press, 471 p.

- Hawkins J.W. - Geology of the Lau Basin, a marginal sea behind the Tonga arc. In : *Geology of continental Margin*, edited by C. Burk and C.L. Drake, Springer Verlag, Berlin, New York, 1974, pp 505-520.

- Hickey R. et Reagan M.K. - Contribution to Mineralogy and Petrology 97 (1987) pp 497-508.

- Hickey R.L., Frey F.A. et Gerlach D.C. - Multiple sources for basaltic arc rocks from the southern volcanic zone of the Andes (34o-41oS): Trace element and isotopic evidence for contributions from subducted oceanic crust, mantle and continental crust. Journal of Geophysical Research 91 B6 (1986) pp 5963-5983.

- Hildreth W., Grove T.L. et Dungan M.A. - Introduction to special section on open magmatic systems. Journal of Geophysical Research 91 B6 (1986) pp 5887-5889.

- Hodder A.P.W. - Deep subduction and mantle heterogeneities. Tectonophysics 134 (1987) pp 263-272.

- Hodder A.P.W. - A mantle heterogeneity in the southwest Pacific. Tectonophysics, 156 (1988) pp 145-165.

- Hofmann A.W. - Geochemical mantle models - Terra Cognita 4 (1984) pp 157-165.

- Hofmann A.W. - The origin of the mantle isotope array. Fifth meeting of the European Union of Geosciences, Strasbourg, March 1989, abstract.

- Hofmann A.W. - Chemical differentiation of the Earth : the relationship between mantle, continental crust, and oceanic crust. Earth and Planetary Science Letters 90 (1988) pp 297-314.

- Hofmann A.W., Jochum K.P., Seufert M. et White W.M. - Nb and Pb in oceanic basalts : new constraints on mantle evolution. Earth and Planetary Science Letters 79 (1986) pp 33-45.

- Hofmann A.W. et White W.M. - Mantle plumes from ancient oceanic crust. Earth and Planetary Science Letters 57 (1982) pp 421-436.

- Hofmann A.W. et White W.M. - Ba, Rb and Cs in the earth's mantle. Z. Naturforsch. 38a (1983) pp 256-266.

- Jenner G.A., Cawood P.A., Rautenschlein M. et White W.M. - Composition of back-arc basin volcanics, Valu fa ridge, Lau basin : evidence for a slab-derived component in their mantle source. *Journal of volcanology and geothermal research*, 32 (1987) pp 209-222.

- Jones L.M., Walker R.L., Kesler S.E. et Lewis J.F. - Strontium isotope geo-chemistry of late cretaceous granodiorites, Jamaica and Haiti, Greater Antilles. *Earth and Planetary Science Letters* 43 (1979) pp 112-116.

- Joron J.L. et Treuil M. - Utilisation des éléments fortement hygromagmatophiles pour l'étude de la composition chimique et de l'hétérogénéité du manteau. *Bulletin de la Société Géologique de France* XIX No 6 (1977) pp 1197-1205.

- Jurdy D.M. - Relative plate motions and the formation of marginal basin. *Journal of Geophysical Research* 84 (1979) pp 6796-6802.

- Karig D.E. - Ridges and basins of the Tonga-Kermadec island arc system. *Journal of Geophysical Research* vol 75 No2 (1970) pp 239-254.

- Karig D.E. - Origin and development of marginal basin in the western Pacific. *Journal of Geophysical Research* 76 (1971) pp 2542-2561.

- Karig D.E. et Kay R.W. - Fate of sediments on the descending plate at convergent margins. *Philosophical Transaction of the Royal Society of London*, A301 (1981) pp 233-253.

- Katz H.R. - The Lau basin : A collapse structure between rising island arcs . In : Editions Technip., Paris, International Symposium on "Geodynamics of the Southwest Pacific", New Caledonia, (Août-septembre 1976), 413p.

- Kay R.W. - Geochemical constraints on the origin of Aleutian magmas. *Island Arc, Deep Sea Trenches and Back Arc Basins ; American Geophysical Union* c-(1977), pp 229-242.

- Kay R.W., Sun S.S. et Lee-Hu C.N. : Pb and Sr isotopes volcanics rocks from the Aleutian islands and Pribilof islands, Alaska. *Geochemica et Cosmochimica Acta* 42 (1978) pp 263-273.

- Kay R.W. - Volcanic arc magmas : implications of a melting-mixing model for element recycling in the crust-upper mantle system. *Journal of Geology* 88 (1980) pp 497-522.

- Kroenke L.M., Smith R. et Nemoto K. - Geomorphology and crustal structure of the North-Fiji basin. In : L.W. Kroenke et J.V. Eade (Editors) Geological Investigations of the North-Fiji basin. Circum-Pacific Council for energy and Mineral Resources - Earth Sci. Ser., Am. Assoc. Pet. Geol. (sous presse).

- Lafoy Y., Auzende J.M., Gente P. et Eissen J.P. - L'extrémité occidentale de la zone de fracture Fidjienne et le point triple de 16°40'S. Résultats du Leg III de la campagne SEAPSO du N.O. Jean Charcot (décembre 1985) dans le bassin Nord-Fidjien, SW Pacifique. C. R. Acad. Sci., Paris, 304 (1987) pp147-152.

- Lafoy Y., Auzende J.M., Ruellan E., Huchon P. et Honza E. - The 16°40'S triple junction in the Nord-Fiji Basin (SW Pacific). Tectonophysics (1988).

- Lafoy Y. - Evolution géodynamique des bassins marginaux Nord-Fidjien et de Lau (Sud-Ouest Pacifique). Thèse d'Université. 1989.

- Lambert I.B. et Wyllie P.J. - Melting of gabbro (quartz eclogite) with excess of water to 35 kbar, with geological applications. Journal of Geology 80 (1972) pp 693-720.

- Langmuir C.H. - A magma chamber observed ? Nature vol. 326 (1987) pp 15-16.

- Langmuir C.H., Vocke R.D., Hanson G.N. et Hart S.R. - A general mixing equation with application to icelandic basalts. Earth and Planetary Science Letters 37 (1978) pp 380-392.

- Larue B.M., Pontoise B., Malahoff A., Lapouille A. et Latham G.V. - Bassins marginaux actifs du Sud-Ouest Pacifique : plateau Nord-Fidjien, bassin de Lau. Equipe de Géologie-Géophysique du centre ORSTOM de Nouméa. Contribution à l'étude géodynamique du Sud-Ouest Pacifique. Travaux et documents de l'ORSTOM. 147 (1982) pp 363-406.

- Lawver A.L., Hawkins J.W. et Sclater J.G. - Magnetic anomalies and crustal dilation in the Lau Basin. Earth and Planetary Science Letters 33 (1976) pp 27-35.

- Lee C.S., Shor G.G., Bibee L.D., Lu R.S. et Hilde T.W.C. - Okinawa trough : origin of a back-arc basin. Marine geology 35 (1980) pp 219-241.

- Leeman W.P. - The influence of crustal structure on compositions of subducted-related magmas. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 18 (1983) pp 561-588.

- MacDonough W.F. et Mac Culloch M.T. - The southeast australian lithospheric mantle : isotopic and geochemical constraints on its growth and evolution. *Earth and Planetary Science Letters* 86 (1987) pp 327-340.

- MacDougall J.D. et Lugmair G.W. - Extreme isotopic homogeneity among basalts from the Southern East Pacific rise : mantle or mixing effect ? *Nature* 313 (1985) pp 209-211.

- MacDougall J.D. et Lugmair G.W. - Sr and Nd isotopes in basalts from the East Pacific rise : significance for mantle heterogeneity. *Earth and Planetary Science Letters* 77 (1986) pp 273-284.

- MacKenzie D. et O'Nions R.K. - Mantle reservoirs and ocean island basalts. *Nature* 30 (1983) pp 229-231.

- MacNaughton N.J. et Bickle M.J. - K feldspar Pb-Pb isotope systematics of archaean post-kinematic granitoid intrusions of the diemals area, central Yilgarn block, western Australia. *Isotope Geoscience* 66 (1987) pp 193-208.

- Mahoney J.J., Natland J.H., White W.M., Poreda R., Bloomer S.H., Fisher R.L. et Baxter A.N. - Isotopic and geochemical provinces of the Western Indian Ocean spreading centers. *Journal of Geophysical Research* 94 B4 (1989) pp 4033-4052.

- Malahoff A, Hammond S. et Feden R. - Back-arc spreading. Volcanism and evolution of the Havre trough - Lau basin - Fiji plateau. (1979a) Hawaii Symp. Intraplate Volcanism and Submarine Volcanism, Hilo Hawaii (16-22 juillet 1979) abstract p 113.

- Malahoff A. Hammond S.R., Feden R. et Larue B - Magnetic anomalies : The tectonic setting and evolution of the southwest Pacific marginal basins. (1979b) Third Southwest Pacific Workshop Symposium (17-19 décembre 1979), Sydney.

- Malahoff A., Hammond S.R., Naughton J.J., Keeling D.L. et Richmond R.N. - Geophysical evidence for post-Miocene rotation of the island of Viti Levu, Fiji, and its relationship to the tectonic development of the North-Fiji Basin. *Earth and Planetary Science Letters* 57 (1982) pp 398-414.

- Manhès G. - Développement de l'ensemble chronométrique U-Th-Pb. Contribution à la chronologie initiale du système solaire. Thèse de doctorat (1982).

- Maury R.C., Bougault H., Joron J.L., Dosso L. et Sibuet J.C. - Les tholéïtes du bassin d'arrière-arc d'Okinawa (Ouest Pacifique). 11ème RST, Clermont-Ferrand, 1986 - Société Géologique de France, p124.

- Mazé et coll. (en préparation).

- Meijer A. - Pb and Sr isotopic data bearing on the origin of volcanic rocks from the Mariana island-arc system. Geological Society of America Bulletin 87 (1976) pp 1358-1369.

- Menard H.W. - Transitional types of crust under small ocean basins. Journal of Geophysical Research 72 (1967) pp 3061-3073.

- Menzies M. et Murthy V.R. - Nd and Sr isotope geochemistry of hydrous mantle nodules and their host alkali basalts : implications for local heterogeneities in metasomatically veined mantle. Earth and Planetary Science Letters 46 (1980) pp 323-334.

- Michard A., Montigny R. et Schlich R. - Geochemistry of the mantle beneath the Rodriguez triple junction and the south-east Indian ridge. Earth and Planetary Science Letters 78 (1986) pp 104-114.

- Molnar P. et Atwater T. - Interarc spreading and cordilleran tectonics as alternates related to the age of subducted oceanic lithosphere. Earth and Planetary Science Letters 41 (1978) pp 330-340.

- Monaghan M.C., Klein J. et Measures C.I. - The origin of ^{10}Be in island-arc volcanic rocks. Earth and Planetary Science Letters 89 (1988) pp 288-298.

- Morris J.D. et Hart R. - Isotopic and incompatible element constraints on the genesis of island arc volcanics from Cold Bay and Amak Island, Aleutians, and implications for mantle structure. Geochimica et Cosmochimica Acta 47 (1983) pp 2015-2030.

- Morton J.L. et Sleep N.H. - Seismic reflections from a Lau Basin magma chamber. In : D.W. Scholl and T.L. Vallier (Editors), Geology and Offshore Resources of Pacific Island Arcs - Tonga Region. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, Tulsa, Circum Pacific Council for Energy and Mineral Resources, Earth Sciences Series, v. 2 (1982) pp 441-453.

- Olson P. - Fate of subducted lithosphere *Nature* 331 (1988) pp 113-114.

- O'Nions R.K., Hamilton P.J. et Evensen N.M. - Variations in $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios in oceanic basalts. *Earth and Planetary Science Letters* 34 (1977) pp 13-22.

- O'Nions R.K., Carter S.R., Evensen N.M. et Hamilton P.J. - Geochemical and cosmochemical application of Nd isotope analysis. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.* 7 (1979a) pp 11-38.

- O'Nions R.K., Evensen N.M. et Hamilton P.J. - Geochemical modeling of mantle differentiation and crustal growth. *Journal of Geophysical Research* 84 (1979b) pp 6091-6101.

- Otto J.B., Blank W.K. et Dahl D.A. - A nitrate precipitation technique for preparing strontium for isotopic analysis. *Chemical Geology (Isotope Geoscience Section)*, 72 (1988) pp 173-179.

- Oversby V.M. et Ewart A. - Lead isotopic compositions of Tonga-Kermadec volcanics and their petrogenetic significance. *Contr. Mineral. and Petrol.* 37 (1972) pp 181-210.

- Packham G.H. - Evolution of a simple island arc : The Lau-Tonga Ridge. *Bull. Aust. Soc. Explor. Geophys.* v.9 no 3 (1978) pp 133-140.

- Palacz Z.N. et Saunders A.D. - Coupled trace element and isotope enrichment in the Cook-Austral-Samoa islands, southwest Pacific. *Earth and Planetary Science Letters* 79 (1986) pp 270-280.

- Parson L.M., Pearce J.A. et Hodkinson R.A. - Preliminary summary of the Lau Basin ODP site survey work on board RRS Charles Darwin (Cruise 33, May 1988), 10 p.

- Patchett P.J., Kouvo O., Hedge C.E. et Tatsumoto M. - Evolution of continental crust and mantle heterogeneity : evidence from Hf isotopes. *Contribution to Mineralogy and Petrology* 78 (1981) pp 279-297.

- Patchett P.J., White W.M., Feldmann H., Kilinczuk S. et Howman A.W. - Hafnium/ Rare earth element fractionation in the sedimentary system and crustal recycling into the earth's mantle. *Earth and Planetary Science Letters* 69 (1984) pp 365-378.

- Pitman W.C. III, Larson R.L. et Herron E.M. - Magnetic lineations of the oceans. Geol. Soc. Am. Chart. Ser. (1974).
- Plank T. et Langmuir C.H. - An evaluation of the global variations in the major element chemistry of arc basalts. Earth and Planetary Science Letters 90 (1988) pp 349-370.
- Price R.C., Kennedy A.K., Riggs-Sneeringer M. et Frey F.A. - Geochemistry of basalts from the Indian ocean triple junction : implications for the generation and evolution of Indian ocean ridge basalts. Earth and Planetary Science Letters 78 (1986) pp 379-396.
- Prinzhofer A., Lewin E et Allègre C.L. - Stochastic melting of the marble cake mantle : evidence from local study of East Pacific Rise at 12°50'N. Earth and Planetary Science Letters 92 (1989) pp 189-206.
- Pushkar P. - Strontium isotope Ratios in volcanic rocks of three island arc areas. Journal of Geophysical Research 73 no 8 (1968) pp 2701-2714.
- Rautenschlein M., Jenner G.A., Hertogen J., Hofman A.W., Kerrich R., Schminke H.U. et White W.M. - Isotopic and trace element composition of volcanic glasses from the Akaki canyon, Cyprus: implication for the origin of the Troodos ophiolite. Earth and Planetary Science Letters 75 (1985) pp 369-383.
- Reagan M.K. et Gill J.B. - Coexisting calcalkaline and high-niobium basalts from turrialba volcano, Costa Rica : implications for residual titanates in arc magma sources. Journal of Geophysical Research 94 B4 (1989) pp 4619-4633.
- Richard P., Shimizu N. et Allègre C.J. - $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, a natural tracer : an application to oceanic basalts. Earth and Planetary Science Letters 31 (1976) pp 269-278.
- Richardson S.H., Erlank A.J., Duncan A.R. et Reid D.L. - Correlated Nd, Sr and Pb isotope variation in Walvis Ridge Basalts and implications for the evolution of their mantle source. Earth and Planetary Science Letters 59 (1982) pp 327-342.
- Rideout M.L. et Schilling J.G. - Rare-earth elements, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, and $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ mantle source variations. Initial Reports of the DSDP, vol LXXXII, Washington (U.S. Govt Printing Office) (1985) pp 483-496.
- Ridley W.I., Rhodes J.M., Reid A.M., Jakes P., Shih C. et Bass M.N. - Basalts from leg 6 of the Deep Sea Drilling Project. Journal of Petrology 15 (1974) pp 140-159.

- Schilling J.G. - Upper mantle heterogeneities and dynamics - Nature 314 (1985) pp 62-67.

- Schilling J.G. - Geochemical and isotopic variation along the Mid-Atlantic Ridge axis from 79°N to 0°N. In Vogt P.R. and Tucholke B.E., eds., The Geology of North America, Volume M, The Western North Atlantic Region : Geological Society of America (1986) pp 137-156.

- Schilling J.G. et Winchester J.W. - Rare-earth fractionation and magmatic processes. In : Mantles of the earth and terrestrial planets, Runcorn S.K. Editor, Interscience publisher (1967) pp 267-283.

- Sclater J.G., Hawkins J.W., Mammerricks J. et Chase C.G. - Crustal extension between the Tonga and Lau ridges : petrologic and geophysical evidence. Geological Society of America Bulletin 83 (1972) pp 505-517.

- Shen G.T. et Boyle E.A. - Determination of lead, cadmium and other trace metals in annually-banded corals. Chemical Geology 67 (1988) pp 47-62.

- Shirey S.B., Bender J.F. et Langmuir C.J. - Three components isotopic heterogeneity near the oceanographer transform, Mid Atlantic Ridge. Nature vol. 325 (1987) pp 217-223.

- Shor G.G., Kirk H.K. et Menard H.W. - Crustal structure of the Melanesian Area. Journal of Geophysical Research 76 (1971) pp 2562-2586.

- Sibuet J.C., Letouzey J., Barbier F., Charvet J., Foucher J.P., Hilde T.W.C., Kimura M., Ling-Yun C., Marsset B., Muller C. et Stephan J.F. - Back-arc extension in the Okinawa Trough. Journal of Geophysical Research 92 B13 (1987) pp 14041-14063.

- Sibuet J.C. - Paleoconstraints during rifting of the northeast passive margins. Journal of Geophysical Research 94 B6 (1989) pp 7265-7277.

- Silver P.G., Carlson R.W. et Olson P. - Deep slabs, geochemical heterogeneity, and the large-scale structure of mantle convection : investigation of an enduring paradox. Annual Revue of the Earth Planetary Sciences, 16 (1988) pp 477-541.

- Steiger R.H. et Jager E. - Subcommittee on geochronology: convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology. *Earth and Planetary Science Letters* 36 (1977) pp 359-362.

- Stern R.J. - A common mantle source for western Pacific island arc and "hot spot" magmas - implication for layering in the upper mantle. *Year book Carnegie Institute Washington*, 81 (1981) pp 455-462.

- Stern R.J. et Bibee L.D. - Esmeralda Bank : Geochemistry of an active submarine volcano in the Mariana Island Arc. *Contribution to Mineralogy and Petrology* 86 (1984) pp 159-169.

- Stern R.J. et Ito E. - Trace element and isotopic constraints on the source of magmas in the active volcano and Mariana island arcs, *Western Pacific Journal of Volcanology and Geothermal Research* 18 (1983) pp 461-482.

- Stille P., Unruh D.M. et Tatsumoto M. - Pb, Sr, Nd and Hf isotopic evidence of multiple sources for Oahu, Hawaii basalts. *Nature* 304 (1983) pp 25-29.

- Stille P., Unruh D.M. et Tatsumoto M. - Pb, Sr, Nd and Hf isotopic constraints on the origin of Hawaiian basalts and evidence for a unique mantle source. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 50 (1986) pp 2303-2319.

- Stolz A.J., Varne R., Wheller G.E., Foden J.D. et Abbott M.J. - The geochemistry and petrogenesis of K-rich alkaline volcanics from the Batu Tara volcano, eastern Sunda arc. *Contribution to Mineralogy and Petrology* 98 (1988) pp 374-389.

- Subbarao K.V. et Hedge C.E. - K, Rb, Sr and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ in rocks from the Mid-Indian Oceanic ridge. *Earth and Planetary Science Letters* 18 (1973) pp 223-228.

- Sun S.S. - Lead isotopic study of young volcanic rocks from mid ocean ridges, ocean islands and island arcs. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London A* 297 (1980) pp 409-445.

- Sun S.S. et Hanson G.N. - Evolution of the mantle : geochemical evidences from alkali basalts. *Geology* 3 (1975) pp 297-302.

- Taylor B., Sinton J. et Crook K. - Extensional transform zone, sulphide chimneys and gastropod vent fauna in the Manus back arc basin. EOS 67 (1986) p 377.

- Tera F, Brown L., Morris J., Sacks I.S., Klein J. et Middleton R. - Sediment incorporation in island arc magmas : inferences from ^{10}Be . Geochimica et Cosmochimica Acta 50 (1986) pp 535-550.

- Terakado Y., Shimizu H. et Masuda A. - Nd and Sr isotopic variations in acidic rocks formed under a peculiar tectonic environment in Miocene Southwest Japan. Contribution to Mineralogy and Petrology 99 (1988) pp 1-10.

- Thirlwall M.F. et Graham A.M. - Evolution of high Ca, high Sr C-series basalt from Grenada, Lesser Antilles : The effects of intra-crustal contamination. Journal of the Geological Society of London, 141 (1984) pp 427-445.

- Thompson R.N., Dickin A.P., Gibson I.L. et Morrison M.A. - Elemental finger-prints of isotopic contamination of hebridean paleocene mantle derived magmas by archean SIAL. Contribution to Mineralogy and Petrology 79 (1982) pp 159-168.

- Thieblemont D. et Cabanis B. - Th/Ta once more : a key for studying mixing process in paleomagmatic series and its role in the genesis of magmas with intermediary Th/Ta ratios. (en preparation).

- Todt W., Dupré B. et Hofmann A.W. - Pb isotope measurements using a multicollector : application to standards and basalts. Terra cognita 3 (1983) pp 140.

- Toksöz M.N., Minear J.W. et Julian B.R. - Temperature field and geophysical effects of a downgoing slab. Journal of Geophysical Research 76 (1971) pp 1113-1138.

- Toksöz M.N. et Bird P. : Formation and evolution of marginal basin and continental plateaus. In : Island arcs, Deep Sea Trenches and Back-Arc Basins, edited by M. Talwani and W.C. Pitman, Maurice Ewing Series 1 (1977) pp 379-394.

- Treuil M. - Critères pétrologiques, géochimiques et structuraux de la génèse et de la différenciation des magmas basaltiques. Exemple de l'Afar. Thèse de Sciences, Orléans (1973) 491p.

- Vollmer R. - Rb-Sr and U-Th-Pb systematics fo alkaline rocks : the alkaline rocks from Italy. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 40 (1976) pp 283-295.
- Vollmer R. - Terrestrial lead evolution and formation time of the Earth's core. *Nature* 270 (1977) pp 144-147.
- Volpe A.M., Lougee B. et Hawkins J. - Petrologic-tectonic evolution of the Lau basin. *EOS* 67 (1986) p 378.
- Volpe A., Hawkins J.W. et MacDougall J.D. - Basaltic and andesitic glasses from the Lau basin : Chemical and Isotopic compositions. *EOS* 67 (1986) pp 1253-1254.
- Volpe A.M., MacDougall J.D. et Hawkins J.W. - Mariana Trough Basalts (MTB) : Trace element and Sr-Nd isotopic evidence for mixing between MORB-like and Arc-like melts. *Earth and Planetary Science Letters* 82 (1987) pp 241-254.
- Volpe A.M., MacDougall J.D. et Hawkins J.W. - Lau basin basalts (LBB) : trace element and isotopic evidence for heterogeneity in back-arc basin mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, 90 (1988) pp 174-186.
- Wasserburg G.J. et DePaolo D.J. - Models of earth structure inferred from neodymium and strontium isotopic abundances. *Proc. Natl. Acad. Sci. USA* 76 (1979) pp 3594-3598.
- Wasserburg G.J., Jacobsen S.B., DePaolo D.J., MacCulloch et Wen T. - Precise determination of Sm/Nd ratios, Sm and Nd isotopic abundances in standard solutions. *Geochimica and Cosmochimica Acta* 45 (1981) pp 2311-2323.
- Weaver S.D., Saunders A.D., Pankhurst R.J. et Tarney J. - A geochemical study of magmatism associated with the initial stages of back-arc spreading. *Contribution to Mineralogy and Petrology* 68 (1979) pp 151-169.
- Webster R.K. - Mass spectrometric isotope dilution analysis. In : *Methods in geochemistry*. New York-London : Interscience Publ. 1960 pp 202-246.
- Wegener A.K. - *The origin of continents and oceans*. 1929.(traduit par J. Biram) Dover Publ., New York, (1966) 246 p.

ABSTRACT

This study is an isotopic (Sr-Nd-Pb) and trace element investigation of lavas from three back arc basins in the western Pacific. Back-arc basins are located behind subduction zones and are the loci of formation of new oceanic crust. The intentions were : 1) to determine what factors control the chemistry of these lavas and 2) to see if these factors changed with the degree of tectonic evolution of the basins. In the past, isotopes and trace elements have been useful in describing suboceanic mantle heterogeneities and in determining the processes that lead to the creation of both oceanic crust and island arc crust.

Lavas from the Okinawa Trough (western Pacific) have trace element and isotopic characteristics similar to those of island arc volcanics (IAV). The chemistry of samples from the Lau Basin (southwestern Pacific) is variable and is related to the distance of the dredge site to the active arc. For example, lavas from the southeastern part of this basin have trace element traits transitional to those of IAV and mid-ocean ridge basalts (MORB). Basalts from the North Fiji Basin (southwestern Pacific) are MORB-like in Sr-Nd isotopes and trace elements. Variations in Sr and Nd isotopic compositions are related to variations in the structure and orientation of the back-arc spreading center, a linkage that has been observed at mid-ocean ridges as well. However, ^{207}Pb isotopes are transitional to those of MORB and IAV indicating that these lavas may contain a small sedimentary component. Furthermore, the lower $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ mixing component of back-arc lavas is that of N-type MORB, whereas the lower $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ mixing component of IAV is more radiogenic, similar to E-type MORB.

The chemical variability of back-arc basin lavas reflects the structural complexity of these areas. From geophysical data, rifting in the Okinawa trough has only just begun for 2 Ma ; its lavas are similar to those of IAV. The Lau Basin is in an early stage of expansion (3 Ma) ; its lavas are transitional to IAV and MORB. On the other hand, basalts collected from the relatively mature (10 Ma) North Fiji Basin are MORB-like in chemistry.

We thus propose that the geochemical features of back-arc basin lavas are related to the degree of evolution of the basin and the proximity of the subduction zone.

RESUME

L'objet de ce travail est d'étudier les compositions isotopiques (Sr, Nd, Pb) et les teneurs en éléments traces des laves de trois bassins arrière-arcs : le bassin d'Okinawa (Pacifique ouest), le bassin de Lau, et le bassin Nord-Fidjien (Pacifique sud-ouest). Les bassins arrière-arcs sont situés en arrière des zones de subduction, et sont le lieu de formation de nouvelle croûte océanique. Le but de cette étude est d'une part de rechercher l'origine des variations géochimiques au sein de chaque bassin, d'autre part de comparer les caractéristiques géochimiques des différents bassins avec leur évolution géodynamique. Les isotopes stables et les éléments traces des basaltes des rides médio-océaniques (MORB) ont en effet permis de décrire les hétérogénéités mantelliques et de préciser les processus qui conduisent à la formation de la croûte océanique.

Les laves du bassin d'Okinawa ont des compositions isotopiques et des teneurs en éléments traces semblables à celles des laves d'arcs insulaires (IAV). Les laves du bassin de Lau ont des caractéristiques géochimiques variables, liées à la distance du volcanisme par rapport à l'arc ; par exemple, les laves de la partie sud-est du bassin de Lau sont intermédiaires entre les IAV et les MORB. Les basaltes du bassin Nord-Fidjien ont des compositions isotopiques en Sr et en Nd et des teneurs en éléments traces semblables aux MORB. Par ailleurs, les variations des compositions isotopiques (Sr, Nd) sont liées à la structure de la ride ; cette relation est observée le long de certaines rides océaniques. D'autre part, l'abondance du ^{207}Pb des laves des bassins arrière-arcs est intermédiaire entre celle des IAV et des MORB, et indique la présence de composés sédimentaires. Les rapports $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ des laves des bassins arrière-arcs correspondent aux valeurs des MORB appauvris, contrairement aux IAV dont les rapports $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ correspondent aux valeurs des MORB enrichis ; cette observation pourrait indiquer la présence de deux sources mantelliques distinctes dans le manteau dans les contextes de zones de subduction ; l'une associée au volcanisme arrière-arc, l'autre est associée au volcanisme d'arc.

Les variations des caractéristiques géochimiques des bassins arrière-arcs reflètent leur complexité structurale. Selon les données de la géophysique, le bassin d'Okinawa s'ouvre depuis 2 Ma à peine, et est à un stade de rifting. Le bassin de Lau s'ouvre depuis 3 Ma et est en début d'expansion ; ses laves sont intermédiaires entre les IAV et les MORB. Enfin, le bassin Nord-Fidjien s'ouvre depuis 10 Ma ; l'expansion y est bien établie, et ses laves sont de type MORB.

Nous proposons donc que les caractéristiques géochimiques des bassins arrière-arcs sont reliées au stade d'évolution du bassin, et à la distance de la zone de subduction.