



**HAL**  
open science

# Genèse des magmas associés à l'ouverture d'un domaine océanique : Géochimie des laves du Nord-Est de l'Afrique (Mer Rouge-Afar) et d'Arabie

Jean-Alix J-A Barrat

## ► To cite this version:

Jean-Alix J-A Barrat. Genèse des magmas associés à l'ouverture d'un domaine océanique : Géochimie des laves du Nord-Est de l'Afrique (Mer Rouge-Afar) et d'Arabie. Géologie appliquée. Université Rennes 1, 1991. Français. NNT: . tel-00594559

**HAL Id: tel-00594559**

**<https://theses.hal.science/tel-00594559>**

Submitted on 20 May 2011

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

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

J. A. BARRAT

ISSN 0755-978X

ISBN 2-905532-47-5

**genèse des magmas associés  
à l'ouverture  
d'un domaine océanique:**

GEOCHIMIE DES LAVES DU NORD-EST  
DE L'AFRIQUE  
(MER ROUGE-AFAR) ET ARABIE

MEMOIRES ET DOCUMENTS

*du Centre Armoricaïn*

n° 48

*d'Etude Structurale*

*des Socles*



Rennes 1992

**MEMOIRES ET DOCUMENTS  
DU  
CENTRE ARMORICAIN D'ETUDE STRUCTURALE DES SOCLES**

**N°48**

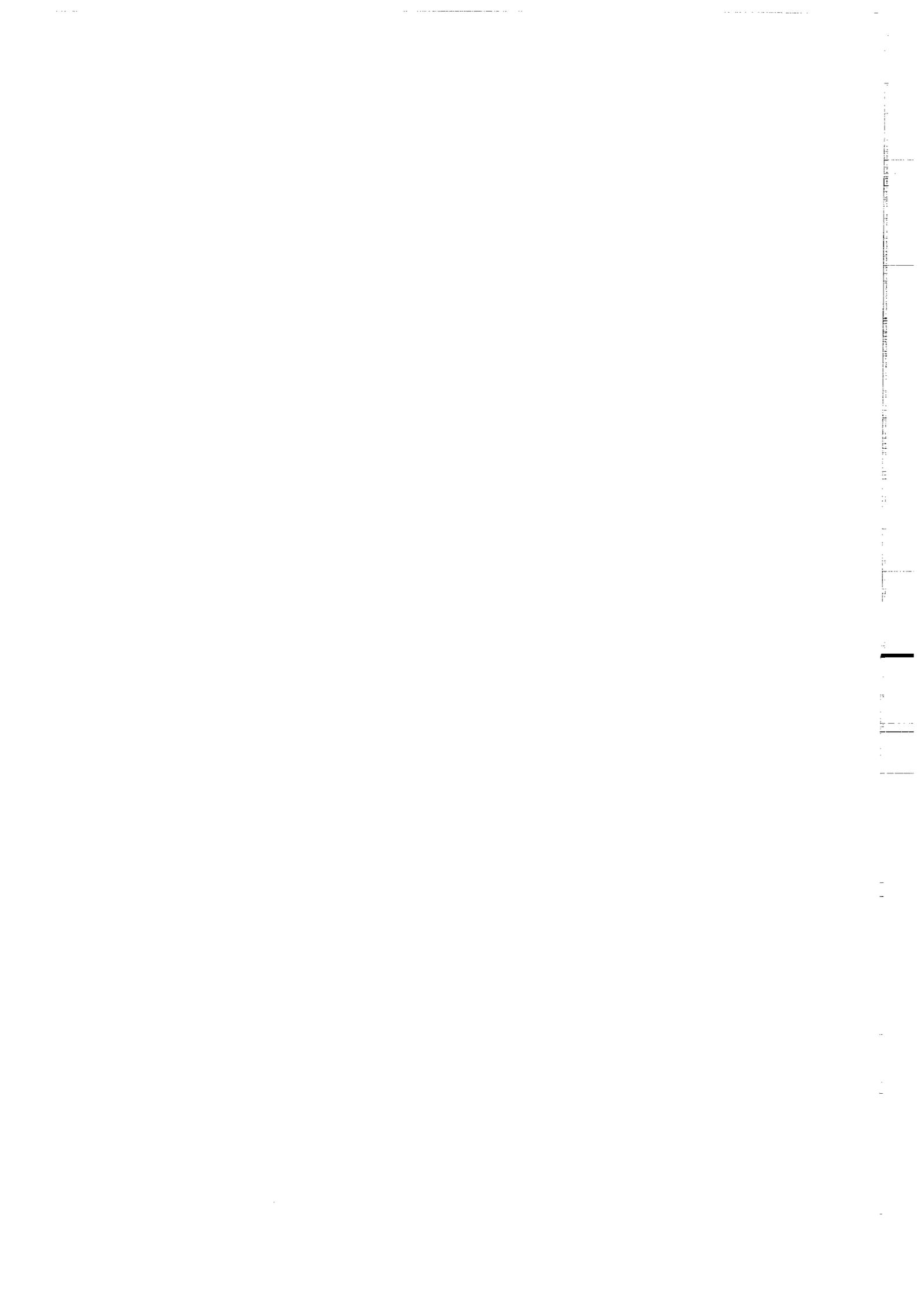
**Jean-Alix BARRAT**

**GENESE DES MAGMAS ASSOCIES A L'OUVERTURE D'UN DOMAINE OCEANIQUE :  
GEOCHIMIE DES LAVES DU NORD-EST DE L'AFRIQUE  
(MER ROUGE-AFAR) ET D'ARABIE**

**Thèse de Doctorat de l'Université de Rennes I  
soutenue le 13 Décembre 1991**

**Centre Armoricain d'Etude Structurale des Socles  
LP CNRS n°4661  
Université de Rennes I  
Campus de Beaulieu  
F-35042 - RENNES Cédex  
(France)**

**1991**



**ISSN : 0755-978 X**

**ISBN : 2-905532-47-5**

**1991**

**Centre Armoricaïn d'Etude Structurale des Socles  
LP CNRS n°4661  
Université de Rennes I - Campus de Beaulieu  
F-35042 - RENNES Cédex (France)**

**J.A. BARRAT**

**Genèse des magmas associés à l'ouverture d'un domaine  
océanique : Géochimie des laves du Nord-Est de l'Afrique  
(Mer Rouge-Afar) et d'Arabie.**

**Mém. Docum. Centre Arm. Et. Struct. Socles, Rennes,48; 175p.**



## Sommaire

<b>Remerciements</b>	1
<b>Résumé</b>	3
<b>Introduction</b>	7
<b>Première partie</b>	13
<i>Le comportement des éléments magmaphiles et des isotopes au cours des processus de mélange ou de contamination (rappels)</i>	
1/ Lois de comportement des éléments traces et de leurs isotopes lors de mélanges ou de contamination.	15
1.1/ Diagramme $(C_3/C_4)=f(C_1/C_2)$	17
1.2/ Diagramme $\epsilon = f(C_3/C_4)$	19
1.3/ Diagramme $\epsilon_1 = f(\epsilon_2)$	20
2/ Lois de comportement des isotopes de l'oxygène (rappels).	21
<b>Deuxième partie</b>	23
<i>Géochimie des laves du NE de l'Afrique (Afar, Mer Rouge) et d'Arabie.</i>	
<i>Résumé des résultats.</i>	
1/ le Sud de la Mer Rouge	27
2/ Djibouti	31
2.1/ Les particularités chimiques des laves djiboutiennes	34
2.2/ Les caractéristiques isotopiques des basaltes djiboutiens	36
3/ La chaîne de l'Erta'Ale	41
3.1/ La diversité des basaltes	42
3.2/ Origine des termes intermédiaires et acides	45

4/ Harrat Rahat et Harrat Khaybar	46
4.1/ Echantillonnage et données utilisées	47
4.2/ Résultats analytiques et discussion	49
5/ Conclusion générale	52

<b>Troisième partie</b>	<b>55</b>
-------------------------	-----------

### ***Articles***

Barrat J.A., Jahn B.M., Joron J.L., Auvray B., Hamdi H. (1990).- Mantle heterogeneity in NE Africa: evidence from Nd isotopic compositions and hygromagmaphile element geochemistry of basaltic rocks from the Gulf of Tadjoura and Southern Red Sea. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 101: 233-247.

Barrat J.A., Jahn B.M., Fourcade S., Joron J.L. (1991).- Magma genesis in an ongoing rifting zone: the Tadjoura Gulf. soumis à *Geochim. Cosmochim. Acta*.

Barrat J.A., Fourcade S., Jahn B.M., Cheminée J.L. (1991).-Isotope (Sr, Nd, O) and Trace Elements Geochemistry of Volcanics from the Erta'Ale Range (Ethiopia). soumis à *Contrib. Petrol. Mineral.*

<b>Bibliographie</b>	<b>133</b>
----------------------	------------

<b>Annexe A: techniques analytiques</b>	<b>149</b>
---	------------

<b>Annexe B: résultats analytiques</b>	<b>155</b>
--	------------

## **Remerciements**

*Ce mémoire est le résultat de trois ans de travail (D.E.A. et thèse) au Laboratoire de Géochimie et de Géochronologie sous la direction de B.M. Jahn.*

*Au cours de la campagne Cyaden organisée par P. Choukroune en 1984, une importante collection de basaltes provenant du Golfe de Tadjoura a été constituée. Cette collection permettait pour la première fois d'étudier de façon précise le volcanisme sous-marin de Djibouti. Ce fût le sujet de mon D.E.A. effectué sous la direction de B. Auvray et B.M. Jahn. Les premiers résultats nous ont encouragés à poursuivre les travaux à la fois sur le volcanisme ancien de Djibouti et sur celui d'autres régions du NE de l'Afrique. Pour diverses raisons, il ne m'a pas été possible d'aller échantillonner le matériel que la réalisation de cette thèse nécessitait. En octobre 1989, faute d'échantillons nouveaux, mon travail était bloqué et sa poursuite plus qu'hypothétique... Je remercie N. Bonhomme (Paris VI), J.L. Cheminée (IPG Paris), J.L. Joron (C.E.N. Saclay), J.L. Baubron, J.Y. Calvez, A. Gadalia et J. Le Métour (B.R.G.M.) de m'avoir fourni les échantillons que je leur ai demandés et qui m'ont permis de travailler pendant ces deux dernières années.*

*Mes remerciements s'adressent également aux membres du Jury qui ont accepté de juger ce travail.*

*Je suis particulièrement reconnaissant à J.L. Joron (C.E.N. Saclay) pour les discussions que nous avons eues, et qui a accepté de faire de nombreuses analyses par activation neutronique.*

*Ce travail n'aurait pu être réalisé sans l'aide efficace de nombreux chercheurs permanents, ingénieurs, techniciens et étudiants des Laboratoires de Géochimie isotopique et de Pétrologie cristalline du CAESS. Je dois à R. Capdevila une solide initiation aux techniques de l'activation neutronique, et d'avoir pu réaliser à Rennes quelques comptages longs (laves de l'Erta'Ale). Je lui suis particulièrement reconnaissant pour sa patience et sa disponibilité. J. Cornichet m'a enseigné avec beaucoup de gentillesse et d'humour, certains de ses secrets dans l'art d'utiliser les colonnes, les solutions acides et les premières avec les secondes. Les conseils de N. Morin ont été appréciés. J. Macé m'a appris le fonctionnement des spectros Idéfix et Juvénix. Je le prie de m'excuser pour les sueurs froides éventuelles que j'ai pu lui causer. Je remercie M. Lecoz-Bouhnik et M. Lemoine pour les analyses par fluorescence X en les priant de pardonner mon impatience. Je remercie M.A. Chassonneau pour ses conseils lors de la préparation des fractions minérales.*

*Je dois à S. Fourcade la possibilité d'avoir réalisé un grand nombre d'analyses de la composition isotopique de l'oxygène de mes échantillons. Sans l'aide de F. Martineau, ces mesures n'auraient été possibles. Ces résultats ont permis d'avoir un regard neuf sur le volcanisme de l'Afar et de remettre en question certaines de mes interprétations. Je suis particulièrement reconnaissant à S. Fourcade pour l'intérêt qu'il a porté à mon travail et pour ses nombreuses critiques.*

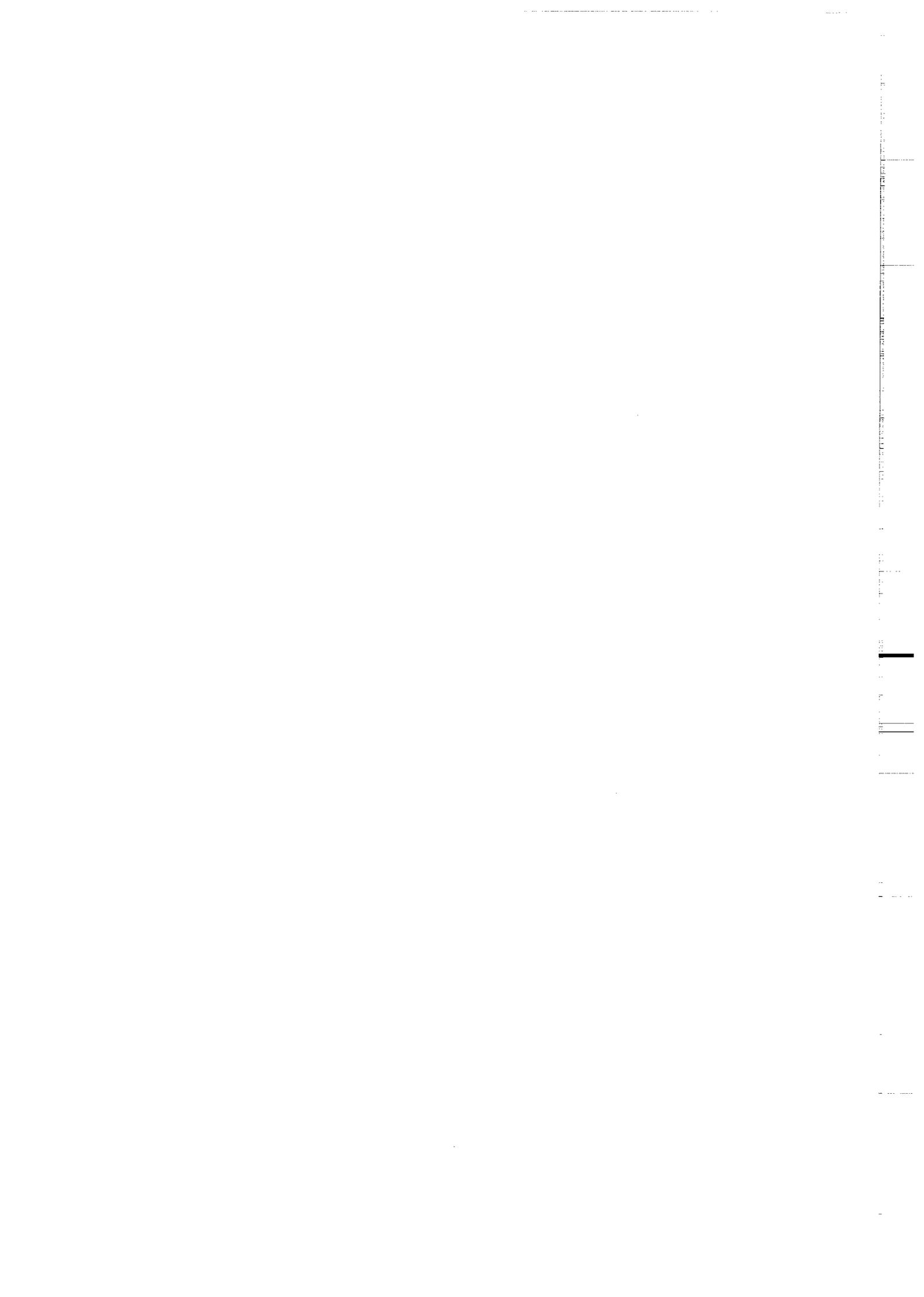
*Merci à C. Guerrot pour la mesure du Lanthane de l'échantillon GH3 et à G. Gruau pour mon premier néodyme (114-5) !*

*Je tiens à remercier R. Maury et J.G. Schilling, qui ont eu la gentillesse de me communiquer des données inédites concernant respectivement Harrat Khaybar et le Golfe d'Aden.*

*Un grand merci à tous ceux, parents ou amis, qui m'ont soutenus moralement, et qui ont supporté mon mauvais esprit et mes "considérations cuniculicoles" entre autres. Je pense en particulier à mes collègues thésards ou ex-thésards (Alain, Aziouz, Christophe, Erwan, Hilard, Jean, Michel, Pierre, Pito, Ronan, Sylvie, Tao, Thierry, Tristan et Yann) qui ont eu la patience d'écouter mes plaisanteries à côté de la machine à café! Les faxes reçus juste avant la soutenance m'ont fait très plaisir. Il serait (litho)logique (suivez mon regard...) que je remercie leurs auteurs en les nommant ici. Parcequ'ils n'ont pas tous avoué, et de peur d'en oublier, je ne le ferai pas. Donc merci à Edmond, Jean-Paul, Helmut, François, la Cicciolina et les autres... Je signale à tout hasard que je n'ai toujours pas reçu la marchandise de chez Lubrix (des promesses, des promesses, encore des promesses)...*

*A l'heure du bilan, j'ai aussi de nombreux regrets. J'aurais évidemment aimé faire quelques analyses complémentaires, tester d'autres idées, apprendre d'autres techniques analytiques... mais surtout, je voudrais consacrer les dernières lignes de cette page à mon fils David, à qui je n'ai pas donné tout le temps que je souhaitais.*

## Résumé



## Résumé

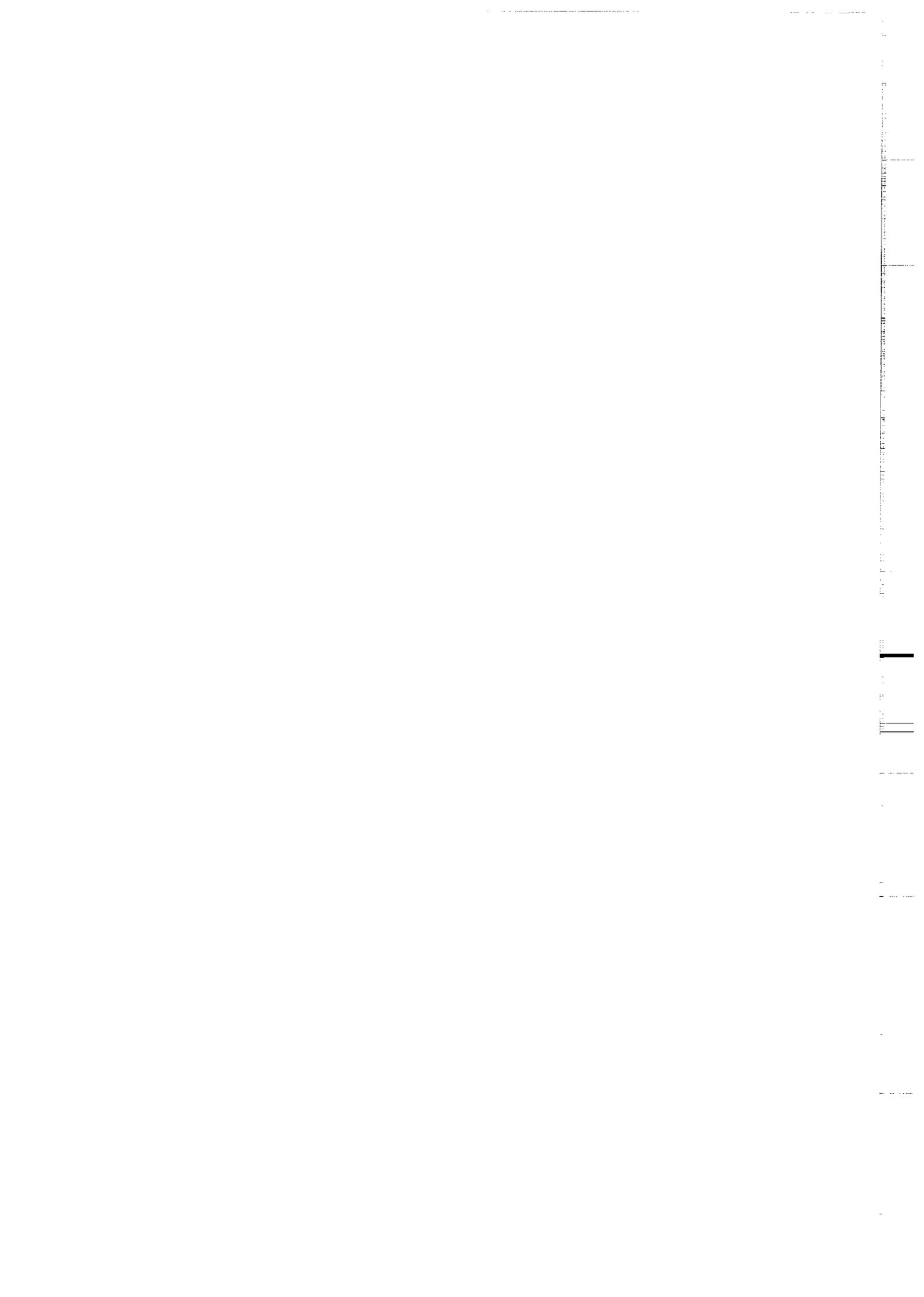
L'existence d'un point chaud localisé en Afar est confirmée. Principalement deux composants mantéliques interviennent dans la genèse des laves du Sud de la Mer Rouge et d'Afar: un manteau appauvri en LREE et une source présentant des caractéristiques du pôle HIMU. Certains basaltes des plateaux éthiopiens et d'Afar (en particulier ceux émis avant l'ouverture du Golfe de Tadjoura) sont contaminés par la croûte continentale. Les résultats analytiques présentés ici, suggèrent que certains basaltes djiboutiens récents et des laves acides d'Afar sont contaminés par des gabbros hydrothermalisés. A aucun moment ne sont émis de façon massive des basaltes aux caractéristiques attribuables au manteau lithosphérique.

Les basaltes d'Arabie ne peuvent pas être intégrés de façon simple au modèle de point chaud unique associé à l'ouverture de la Mer Rouge. L'existence d'un autre point chaud localisé au Nord de Djeddah est une hypothèse à envisager.

## Abstract:

Volcanism in the Afar area has been shown to be related to a hot-spot activity. Two main mantle reservoirs are sampled by the South Red Sea and Afar basalts: a depleted MORB mantle and an enriched plume-type mantle. In addition to these two sources, trace element and isotope data suggest involvement of (1) contamination by continental crust in the case of some Ethiopian basalts and basalts erupted before the opening of the Gulf of Tadjoura; (2) contamination by hydrothermally altered gabbros for some djiboutian basalts and Erta'Ale acidic lavas. Involvement of continental lithospheric mantle during magma genesis is most probably insignificant.

The arabian volcanism cannot be easily explained by the Afar hot-spot. The existence of another hot-spot located below Arabia is possible.



# Introduction



## Introduction

Grâce à la théorie de "la dérive des continents", nous avons une bonne image du fonctionnement de notre planète depuis maintenant plus de vingt ans. Il est bien établi aujourd'hui, qu'un des mécanismes géologiques majeurs à la surface du globe est la création de la croûte océanique le long des dorsales et sa réinjection dans le manteau au niveau des zones de subduction. Cependant, certains mouvements qui animent la surface de la Terre sont mal compris. Par exemple, que se passe-t-il quand une masse continentale se fracture, et que les morceaux se séparent? Quelle est la dynamique du manteau associée à un domaine océanique en création? Ces questions ne sont pas simples et intéressent toutes les disciplines des Sciences de la Terre, puisqu'elles touchent à une des bases de la théorie de la tectonique des plaques.

Le Nord-Est de l'Afrique et l'Arabie sont des régions privilégiées pour aborder les mécanismes de la fracturation continentale et de la naissance de domaines océaniques. On peut y observer tous les intermédiaires entre structures continentales franches (par exemple le rift éthiopien) et rides océaniques juvéniles (rifts de la Mer Rouge et du Golfe d'Aden).

Ce cadre structural exceptionnel a motivé beaucoup d'études depuis plus de vingt ans. De nombreux modèles ont été proposés pour expliquer l'évolution d'un rift continental en structure océanique (Girdler et Styles 1974, Le Pichon et Francheteau 1978, Courtillot 1980, Cochran 1983 entre autres). Une des clés du problème réside dans la façon dont la lithosphère continentale est amincie, puis s'efface au stade océanique. Les approches tectoniques ou géophysiques ne sont pas les seules possibles. En effet, ces évolutions tectoniques sont accompagnées par l'émission de volumes considérables de laves, qui

représentent une source potentielle d'informations considérables pour la connaissance des caractéristiques de la lithosphère et sur ses interactions avec l'asthénosphère. L'étude de leurs caractéristiques chimiques et isotopiques apparaît comme un outil puissant pour décrire l'évolution du "rifting". Grâce aux éléments traces et aux isotopes du Sr, du Nd, du Pb ou de l'O, les géochimistes disposent de "clés" pour identifier les réservoirs impliqués, et décrire les transferts de matière mis en jeu (Allègre et al. 1982, 1983).

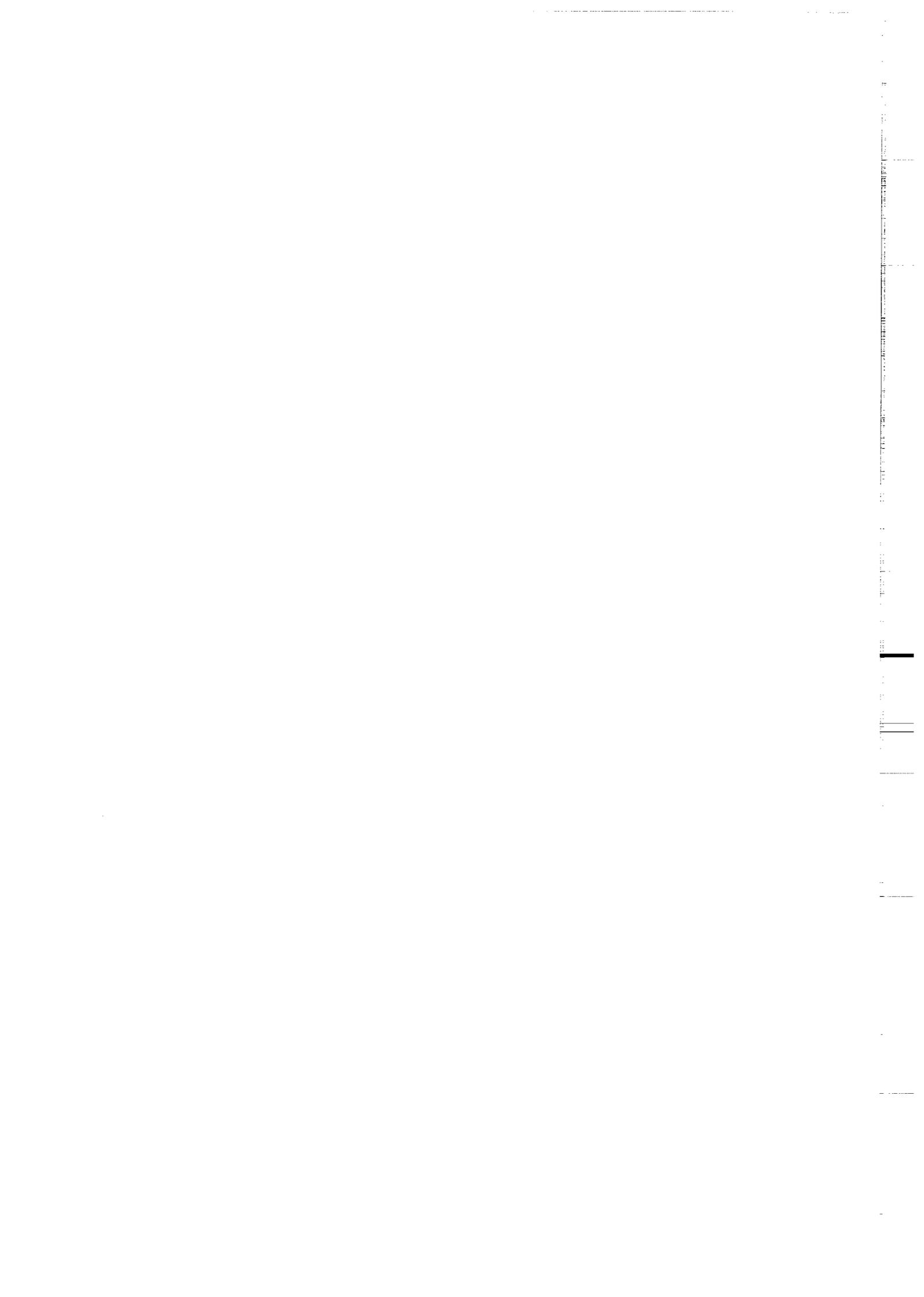
Au moment où cette étude a débuté, plusieurs problèmes importants étaient débattus. D'une part, L'existence d'un point chaud localisé en Afar, associé à l'ouverture des domaines océaniques, a été l'objet de nombreuses discussions (Morgan 1971, Schilling 1973, Treuil et Joron 1975, Altherr et al 1988 et 1990 entre autres). D'autre part, le magmatisme de cette région était une cible de choix pour discuter de l'importance et de la nature de la contribution lithosphérique dans la genèse des laves émises dans un contexte d'extension crustale.

Les teneurs en éléments hygromagmaphiles et les compositions isotopiques (Sr, Nd et O) ont été utilisées pour répondre à ces questions. Plusieurs secteurs choisis en fonction de leur localisation géographique et de la maturité du rifting, ont été étudiés. Les résultats analytiques obtenus au cours de cette étude, ont permis de caractériser les réservoirs impliqués dans la genèse des séries volcaniques. Les variations spatiales ou temporelles des caractéristiques chimiques ou isotopiques des produits émis ont donné une image des hétérogénéités mantéliques et des interactions complexes entre lithosphère et asthénosphère, qui accompagnent l'évolution d'un rift continental en structure océanique franche.

Les données obtenues sont compatibles avec l'existence d'un point chaud localisé au Sud de la Mer Rouge. La contamination soit par la croûte continentale, soit par des gabbros hydrothermalisés ("protocroûte océanique") semble être un mécanisme extrêmement important dans la genèse des magmas de cette région. Enfin, à aucun moment ne sont émises de façon massive des laves aux caractéristiques chimiques et isotopiques attribuables au manteau lithosphérique.

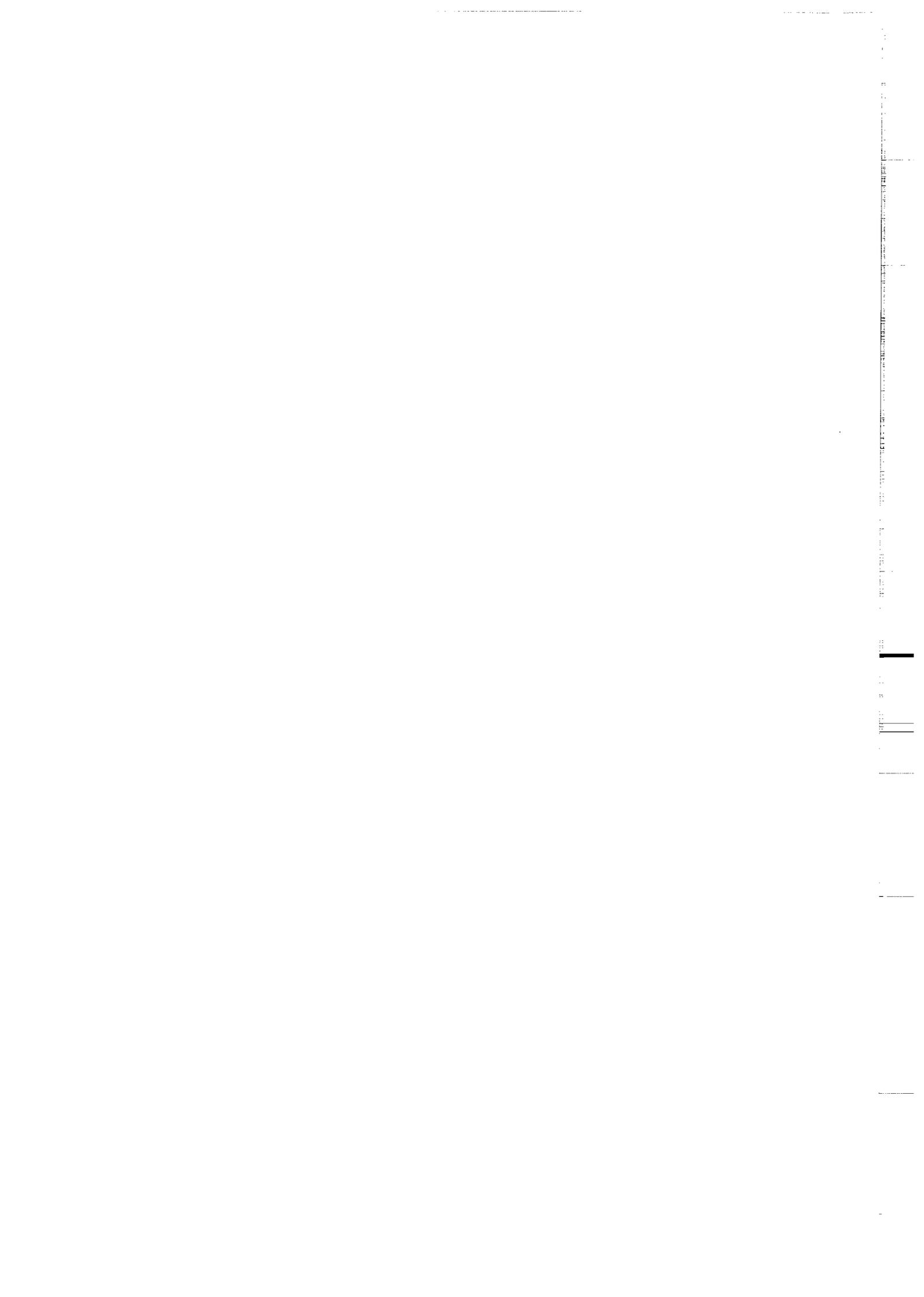
Avant de présenter les résultats obtenus, le comportement des éléments traces et des isotopes au cours de processus de mélanges ou de contamination sera rappelé. Ce mémoire contient en outre trois articles concernant la géochimie des éléments traces et des isotopes du Sr, du Nd et de l'O dans les laves du Sud de la Mer Rouge et d'Afar.

Le contexte géologique, la répartition et les évolutions pétrographiques et chimiques des laves du NE de l'Afrique et de l'Arabie ont été décrits dans de nombreux articles de synthèse récents (par exemple Mohr 1983; Coleman et Vaughan McGuire 1988; White et McKenzie 1989; Schilling et al. 1992). De plus, le comportement des éléments traces au cours des processus de fusion partielle et de cristallisation fractionnée, ainsi que l'utilisation des traceurs isotopiques en Sciences de la Terre sont classiquement développés dans de nombreux ouvrages généraux. Les lecteurs ne s'étonneront donc pas que ces sujets soient volontairement omis ou traités rapidement. Seuls les résultats obtenus au cours de cette étude sont présentés ici.



**Première partie**

**Le comportement des éléments  
magmaphiles et des isotopes au cours  
des processus de mélange ou de  
contamination (rappels)**



## Première partie

### **Le comportement des éléments magmaphiles et des isotopes au cours des processus de mélange ou de contamination (rappels)**

Trois processus principaux interviennent pendant la genèse des roches magmatiques: la fusion partielle, la cristallisation fractionnée et les phénomènes de mélanges ou de contaminations. La superposition de ces mécanismes complique l'étude des évolutions chimiques des magmas. Pour cette raison, les pétrographes et les géochimistes ont coutume de se référer à des modèles mathématiques supposés idéaliser le comportement des éléments et de leurs isotopes. L'objectif de cette partie est de rappeler les équations décrivant les processus de mélange et de contamination.

#### **1/ Lois de comportement des éléments traces lors de mélange ou de contamination.**

La formulation retenue est celle de DePaolo (1981). Elle a l'avantage d'être générale et de décrire les évolutions d'un magma affecté simultanément par la cristallisation fractionnée et par l'assimilation d'un composant extérieur quelconque (un autre magma ou des formations encaissantes par exemple).

Considérons une quantité de magma  $M_m$ , qui assimile un composant à une vitesse  $\dot{M}_a$  (masse/unité de temps), et qui

cristallise à  $\dot{M}_c$ , la vitesse à laquelle le cumulat est effectivement séparé du magma.

Dans les relations qui vont être développées, les symboles suivant seront utilisés:

$C_i$  : concentration de l'élément X dans le magma initial.

$C_a$  : concentration de l'élément X dans le contaminant.

$C$  : concentration de l'élément X dans le magma contaminé.

$\epsilon_i, \epsilon_a, \epsilon$  : composition isotopique de l'élément X dans le magma initial, le contaminant et le magma contaminé respectivement.

$d$  = coefficient de distribution global pour un assemblage de plusieurs phases cristallisées en équilibre avec le magma.

$F = M_m / (M_m)_0$  = rapport de la masse de magma sur la masse initiale du système.

posons:

$$r = \dot{M}_a / \dot{M}_c$$

$$r' = r / (r - 1)$$

$$z = (r + d - 1) / (r - 1)$$

on a quand  $r \neq 1$ ,

$$C = C_i F^{-z} + \frac{r' C_a (1 - F^{-z})}{z} \quad (1)$$

$$\epsilon = \frac{r' C_a \epsilon_a (F^z - 1) + z C_i \epsilon_i}{r' C_a (F^z - 1) + z C_i} \quad (2)$$

Certains éléments ont la propriété d'être hygromagmaphiles, c'est à dire que leur coefficient de

distribution entre phase minérale et magma est voisin de zéro (ou plus généralement  $\ll 1$ ). Cette propriété permet de simplifier ces lois théoriques et d'élaborer des raisonnements inverses permettant de contraindre les pôles d'un mélange quelconque. Il est alors possible d'imaginer des diagrammes où les trajectoires de la cristallisation fractionnée-assimilation (C.F.A.) sont indépendantes du paramètre  $r$ , et sont uniquement fonction de certaines caractéristiques des pôles intervenant. Ces diagrammes ont été imaginés de façon à être aveugles aux effets de la cristallisation fractionnée seule. C'est pour cette raison que les rapports d'éléments hygromagmaphiles et les compositions isotopiques ont été choisis, car il ne sont pas affectés par la cristallisation fractionnée.

### 1.1/ Diagramme $(C_3/C_4)=f(C_1/C_2)$

$C_1$ ,  $C_2$ ,  $C_3$  et  $C_4$  sont les concentrations de quatres éléments hygromagmaphiles dans un magma. Les coefficients de distributions  $d$  peuvent être négligés. A partir de l'équation 1, on peut écrire:

$$\frac{C_3}{C_4} = \frac{C_{3,i} + r' C_{3,a} (F - 1)}{C_{4,i} + r' C_{4,a} (F - 1)} \quad (3)$$

d'où

$$(F - 1) = \frac{C_{3,i} - C_{4,i} \left( \frac{C_3}{C_4} \right)}{r' \left( C_{4,a} \left( \frac{C_3}{C_4} \right) - C_{3,a} \right)} \quad (4)$$

Une équation semblable peut être obtenue pour  $C_1/C_2$ . En y reportant l'équation 4,  $r'$  disparaît:

$$\frac{C_1}{C_2} = \frac{(C_{1,i} C_{4,a} - C_{1,a} C_{4,i}) \left(\frac{C_3}{C_4}\right) + (C_{1,a} C_{3,i} - C_{1,i} C_{3,a})}{(C_{2,i} C_{4,a} - C_{2,a} C_{4,i}) \left(\frac{C_3}{C_4}\right) + (C_{2,a} C_{3,i} - C_{2,i} C_{3,a})} \quad (5)$$

On reconnaît une expression hyperbolique classique des mélanges simples (Langmuir et al. 1978). En divisant les coefficients de cette équation par  $(C_{2,i} \cdot C_{2,a})$ , il apparaît que la courbe n'est pas fonction des abondances des éléments, mais du rapport de leur concentration dans les pôles:

$$\frac{C_1}{C_2} = \frac{\left(\frac{C_{1,i} C_{4,a}}{C_{2,i} C_{2,a}} - \frac{C_{4,i} C_{1,a}}{C_{2,i} C_{2,a}}\right) \left(\frac{C_3}{C_4}\right) + \left(\frac{C_{1,a} C_{3,i}}{C_{2,a} C_{2,i}} - \frac{C_{1,i} C_{3,a}}{C_{2,i} C_{2,a}}\right)}{\left(\frac{C_{4,a}}{C_{2,a}} - \frac{C_{4,i}}{C_{2,i}}\right) \left(\frac{C_3}{C_4}\right) + \left(\frac{C_{3,i}}{C_{2,i}} - \frac{C_{3,a}}{C_{2,a}}\right)} \quad (6)$$

Il est évident que si  $C_2$  et  $C_4$  représentent le même élément, l'équation 6 devient:

$$\frac{C_1}{C_2} = \frac{\left(\frac{C_{1,i}}{C_{2,i}} - \frac{C_{1,a}}{C_{2,a}}\right)}{\left(\frac{C_{3,i}}{C_{2,i}} - \frac{C_{3,a}}{C_{2,a}}\right)} \left(\frac{C_3}{C_2}\right) + \frac{\left(\frac{C_{1,a} C_{3,i}}{C_{2,a} C_{2,i}} - \frac{C_{1,i} C_{3,a}}{C_{2,i} C_{2,a}}\right)}{\left(\frac{C_{3,i}}{C_{2,i}} - \frac{C_{3,a}}{C_{2,a}}\right)} \quad (7)$$

Dans ce cas la courbe n'est plus une hyperbole mais une droite.

1.2/ Diagramme  $\varepsilon = f(C_3/C_4)$ 

$\varepsilon$  est la composition isotopique de l'élément hygromagmaphile X. En reportant l'équation 4 dans l'équation 2,  $r'$  disparaît à nouveau et l'on obtient:

$$\varepsilon = \frac{(C_i \varepsilon_i C_{4,a} - C_a \varepsilon_a C_{4,i}) \left( \frac{C_3}{C_4} \right) + (C_a \varepsilon_a C_{3,i} - C_i \varepsilon_i C_{3,a})}{(C_i C_{4,a} - C_a C_{4,i}) \left( \frac{C_3}{C_4} \right) + (C_a C_{3,i} - C_i C_{3,a})} \quad (8)$$

et en divisant chaque coefficient de cette hyperbole par  $C_i.C_a$ , on obtient:

$$\varepsilon = \frac{\left( \frac{C_{4,a}}{C_a} \varepsilon_i - \frac{C_{4,i}}{C_i} \varepsilon_a \right) \left( \frac{C_3}{C_4} \right) + \left( \frac{C_{3,i}}{C_i} \varepsilon_a - \frac{C_{3,a}}{C_a} \varepsilon_i \right)}{\left( \frac{C_{4,a}}{C_a} - \frac{C_{4,i}}{C_i} \right) \left( \frac{C_3}{C_4} \right) + \left( \frac{C_{3,i}}{C_i} - \frac{C_{3,a}}{C_a} \right)} \quad (9)$$

si l'élément X est le même que l'élément 4, on obtient aussi une droite:

$$\varepsilon = \frac{(\varepsilon_i - \varepsilon_a)}{\left( \frac{C_{3,i}}{C_i} - \frac{C_{3,a}}{C_a} \right)} \left( \frac{C_3}{C_i} \right) + \frac{\left( \frac{C_{3,i}}{C_i} \varepsilon_a - \frac{C_{3,a}}{C_a} \varepsilon_i \right)}{\left( \frac{C_{3,i}}{C_i} - \frac{C_{3,a}}{C_a} \right)} \quad (10)$$

1.3/ Diagramme  $\varepsilon_1 = f(\varepsilon_2)$ 

$\varepsilon_1$  et  $\varepsilon_2$  sont les rapports isotopiques des éléments 1 et 2. En utilisant l'équation 2, on obtient l'expression suivante:

$$\varepsilon_1 = \frac{\left( \frac{C_{1,i}}{C_{2,i}} \varepsilon_{1,i} - \frac{C_{1,a}}{C_{2,a}} \varepsilon_{1,a} \right) \varepsilon_2 + \left( \frac{C_{1,a}}{C_{2,a}} \varepsilon_{1,a} \varepsilon_{2,i} - \frac{C_{1,i}}{C_{2,i}} \varepsilon_{1,i} \varepsilon_{2,a} \right)}{\left( \frac{C_{1,i}}{C_{2,i}} - \frac{C_{1,a}}{C_{2,a}} \right) \varepsilon_2 + \left( \frac{C_{1,a}}{C_{2,a}} \varepsilon_{2,i} - \frac{C_{1,i}}{C_{2,i}} \varepsilon_{2,a} \right)} \quad (11)$$

Si  $\varepsilon_1$  et  $\varepsilon_2$  sont des rapports isotopiques du même élément (cas des diagrammes Pb-Pb), il est immédiat que cette équation se simplifie:

$$\varepsilon_1 = \frac{(\varepsilon_{1,i} - \varepsilon_{1,a})}{(\varepsilon_{2,i} - \varepsilon_{2,a})} \varepsilon_2 + \frac{(\varepsilon_{1,a} \varepsilon_{2,i} - \varepsilon_{1,i} \varepsilon_{2,a})}{(\varepsilon_{2,i} - \varepsilon_{2,a})} \quad (12)$$

L'équation n'est fonction que de la composition isotopique des pôles. Cette expression est valide même si l'élément concerné n'est pas hygromagmaphile.

Les équations 6 à 12 possèdent plusieurs propriétés importantes:

- les courbes qu'elles définissent sont indépendantes du paramètre  $r$  (même courbe pour un mélange simple que pour un modèle complexe de C.F.A.). ;
- le point représentatif de la composition du composant assimilé est porté par ces courbes.

Les diagrammes proposés apportent donc des contraintes objectives sur la composition des pôles grâce aux valeurs asymptotiques des hyperboles ou aux ordonnées à l'origine des droites de régression par exemple. Ces contraintes permettent éventuellement de reconnaître les pôles, et ainsi de discuter de la nature et de la complexité des processus.

## **2/ Lois de comportement des isotopes de l'oxygène (rappels).**

La cristallisation fractionnée en système fermé peut fractionner la composition isotopique d'un isotope léger dans le liquide résiduel (Taylor et Sheppard 1986). Cet effet peut être quantifié par l'équation 13:

$$\delta^{18}\text{O} - (\delta^{18}\text{O})_o = [1000 + (\delta^{18}\text{O})_o] (F^{\alpha-1} - 1) \quad (13)$$

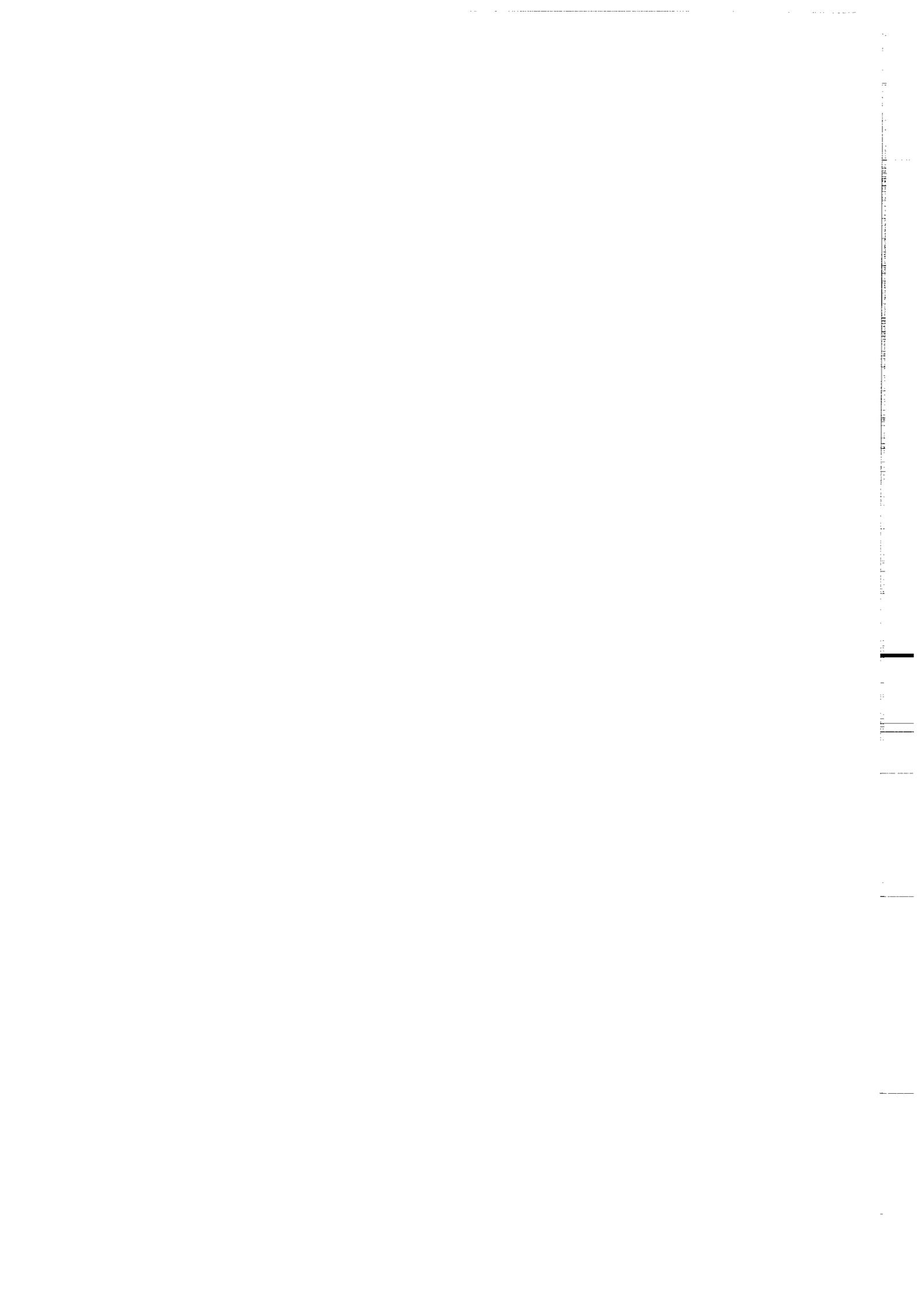
où  $\delta^{18}\text{O}$  et  $(\delta^{18}\text{O})_o$  sont respectivement la composition isotopique de l'oxygène normalisée par rapport au SMOW du liquide résiduel et du liquide initial.  $\alpha$  est le facteur de fractionnement isotopique entre le cumulat et le liquide.

Sans entrer dans les détails, si l'assimilation se superpose aux effets de la cristallisation, les équations deviennent très compliquées mais des approximations raisonnables permettent de les simplifier (DePaolo 1981).

On peut écrire ( $r \neq 1$ ):

$$\delta^{18}\text{O} - (\delta^{18}\text{O})_o = [(\delta^{18}\text{O})_a - (\delta^{18}\text{O})_o - \Delta/r] (1 - F^{-r}) \quad (14)$$

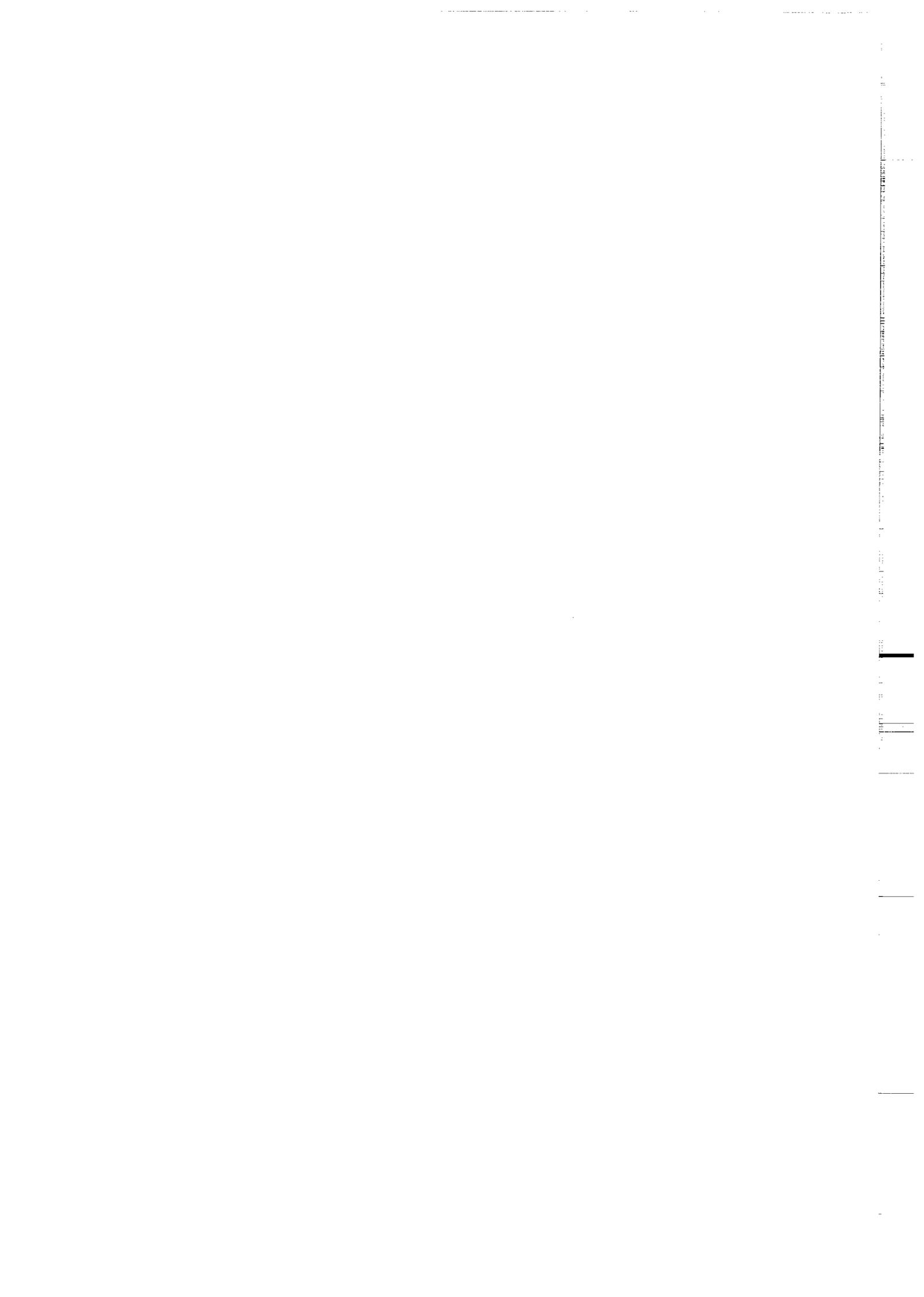
$$\text{où } \Delta = (\delta^{18}\text{O})_{\text{cumulat}} - \delta^{18}\text{O} \approx 1000 \text{ Log } \alpha$$



**Deuxième partie**

**Géochimie des laves du NE de  
l'Afrique (Afar, Mer Rouge) et  
d'Arabie.**

**Résumé des résultats.**



## Deuxième partie

### Géochimie des laves du NE de l'Afrique (Afar, Mer Rouge) et d'Arabie.

#### Résumé des résultats.

Le NE de l'Afrique et l'Arabie est depuis plus 30 Ma un des secteurs de la planète où le volcanisme est le plus actif. Ce dernier est lié à l'ouverture de la Mer Rouge et du Golfe d'Aden. Mises à part les manifestations sous-marines, la plus grosse partie de l'activité volcanique est localisée au Sud de la Mer Rouge, en Ethiopie et au Yemen. Dans ces régions, les plateaux basaltiques tertiaires occupaient à l'origine plus de 750000 km<sup>2</sup> (Mohr 1983). L'activité actuelle est toujours importante et se concentre en Afar.

Au Nord du Yemen, d'autres plateaux basaltiques ("Harrats") sont dispersés sur la plaque Arabe, principalement à l'Ouest de l'Arabie Saoudite. Ils constituent une des plus importantes provinces alcalines du monde, avec une superficie voisine de 180000 km<sup>2</sup> et environ 90000 km<sup>3</sup> de produits émis (Coleman et Vaughan McGuire 1988).

Afin d'avoir une image globale des processus à l'origine de cette activité magmatique considérable, quatre secteurs ont été choisis pour une étude détaillée en fonction de leur localisation géographique et de la maturité du rifting (fig.1): (1) le Sud de la Mer Rouge (ride océanique juvénile), (2) Djibouti où le magmatisme lié à tous les stades de la naissance d'une ride océanique peut être échantillonné, (3) la chaîne de l'Erta'Ale (une des structures distensives les plus matures de l'Afar), et enfin (4) les plateaux basaltiques de Harrat Rahat et Harrat Khaybar situés en domaine continental.

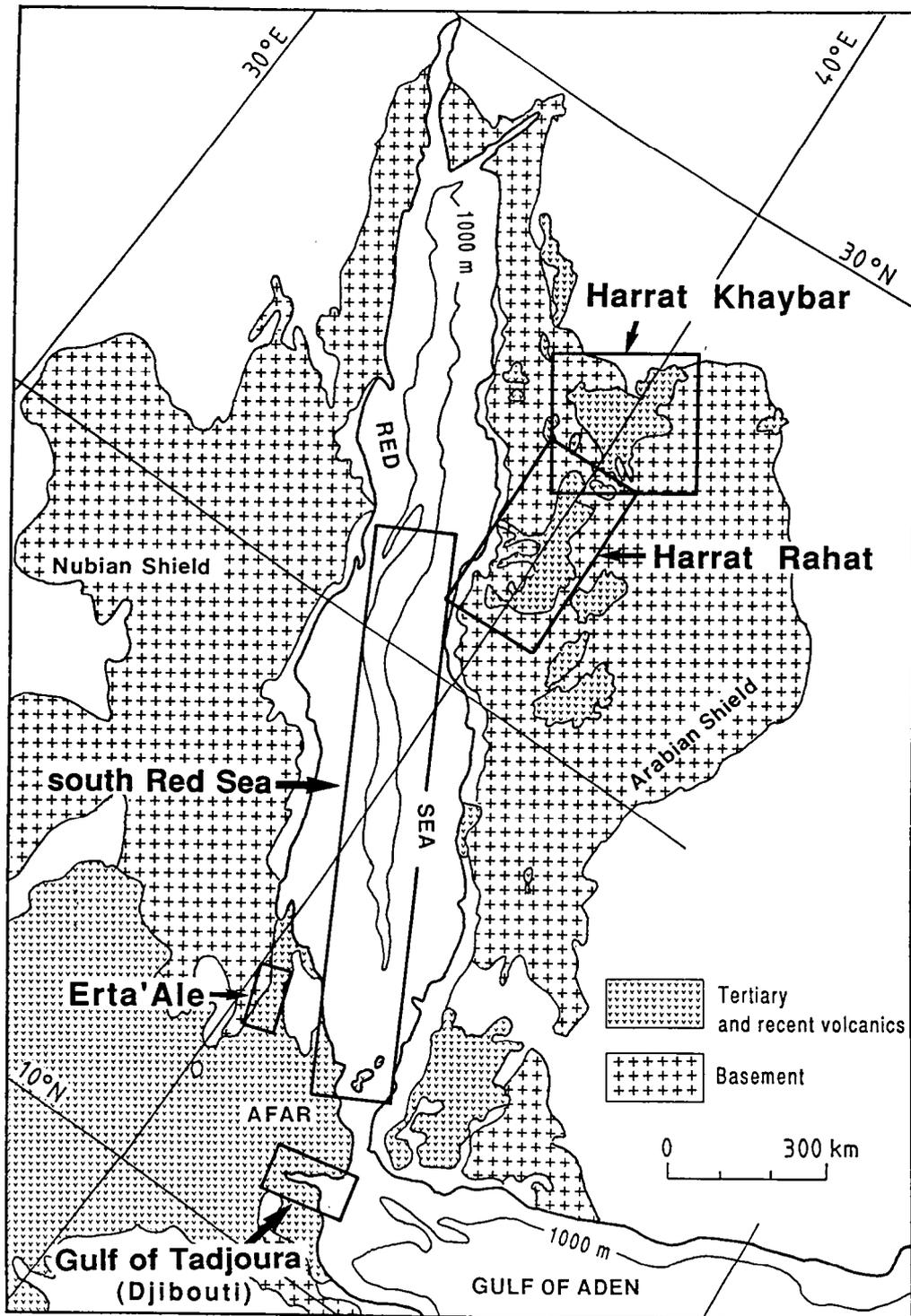


Fig.1: localisation des zones étudiées

## 1/ le Sud de la Mer Rouge

L'activité volcanique actuelle de cette zone est importante et très variée. On y rencontre en effet, à la fois des tholéiites de type N-MORB, des basaltes transitionnels et même des basaltes alcalins.

Depuis les premiers spectres de terres rares acquis sur les tholéiites actuelles de la Mer Rouge par Schilling (1969, 1973), il est rapidement apparu l'existence d'une relation liant alcalinité des basaltes et localisation des points d'émission: des tholéiites de type N-MORB se rencontrent au centre de la Mer Rouge vers 21°N; vers le Sud apparaissent des basaltes transitionnels et des basaltes faiblement alcalins, notamment vers 13°N. Cette zonation se suit grâce aux rapports d'éléments magmaphiles et aux isotopes du Nd (fig.2). Des travaux récents ont confirmé cette variation régionale systématique, et permettent de supposer l'existence d'une relation symétrique au Nord de la Mer Rouge (Maury et al. 1985; Altherr et al. 1988), dont nous ne discuterons pas faute de données exploitables.

Deux explications ont été avancées:

- dès 1973, Schilling propose qu'un hot spot est présent au sud de la Mer Rouge, probablement en Afar; dans ce contexte les variations s'expliquent par un mélange de deux composants, l'un appauvri en terres rares légères par rapport aux chondrites et l'autre enrichi;
- les différences d'alcalinité des laves, ainsi que les variations des rapports d'éléments magmaphiles sont le résultat des effets conjugués de la fusion partielle et de l'hétérogénéité de leurs sources (par exemple Joron et al. 1980b); plus précisément

Altherr et al. (1988) proposent une source mantélique hétérogène contenant un composant fusible à basse température enrichi en terres rares légères et en Sr radiogénique; les variations géochimiques et isotopiques s'expliqueraient alors par l'existence d'un vaste diapir mantélique sous la Mer Rouge soumis à de forts taux de fusion partielle au centre, et de plus faibles au sud.

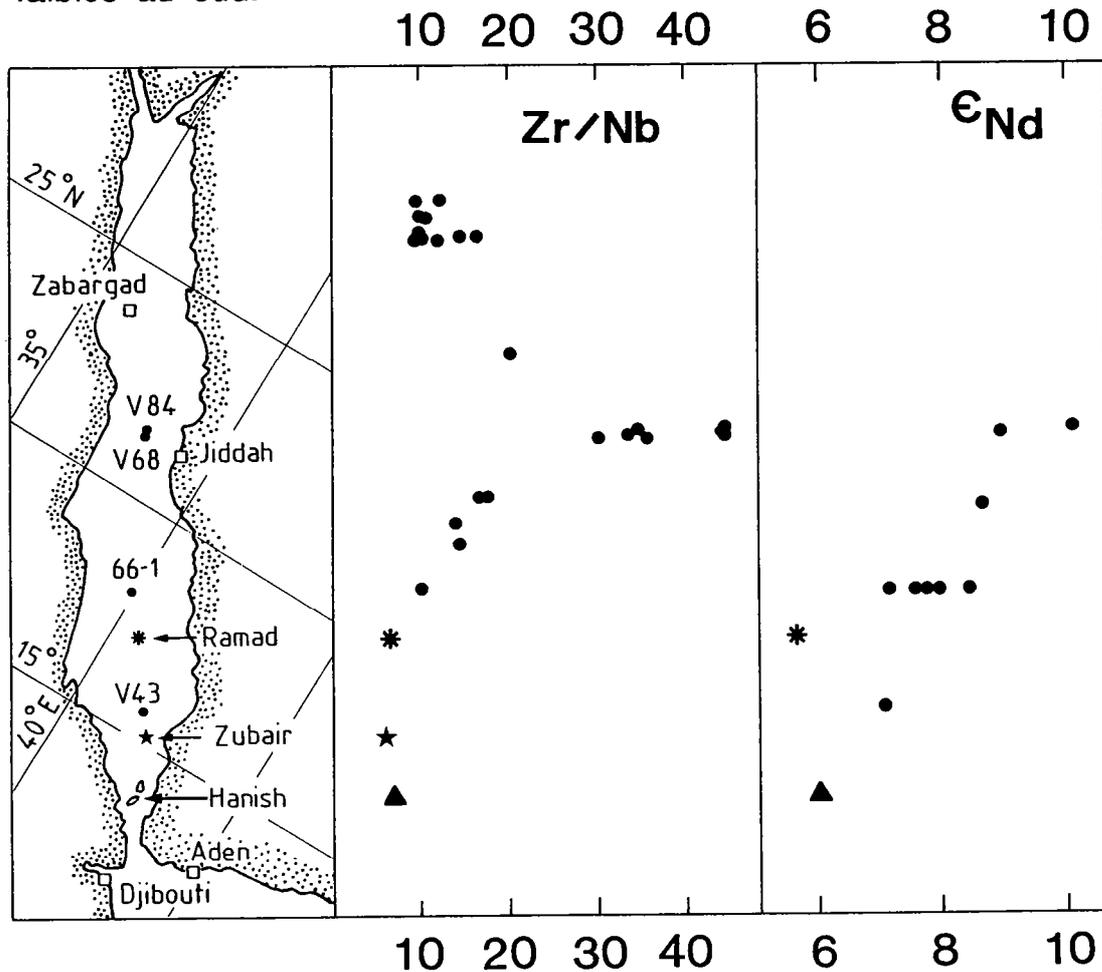


Fig. 2: Variations géographiques du rapport Zr/Nb et de la composition isotopique du Nd dans les laves de la Mer Rouge (in Barrat et al. 1990).

Dans un diagramme  $Th/Hf=f(Th/Tb)$ , une courbe de fusion partielle d'une lherzolite à grenat a été calculée et est comparée avec les basaltes (Fig.3). Une courbe très voisine est obtenue pour une lherzolite à spinelle, et n'est pas représentée pour ne

pas alourdir la figure 3. Il apparaît que la fusion partielle d'une source homogène ne peut produire des liquides ayant les mêmes rapports que ceux que l'on observe, la forme de la courbe étant différente de la tendance définie par les échantillons. De fait, la fusion partielle à elle seule ne peut expliquer la gamme de rapports d'éléments magmaphiles obtenue.

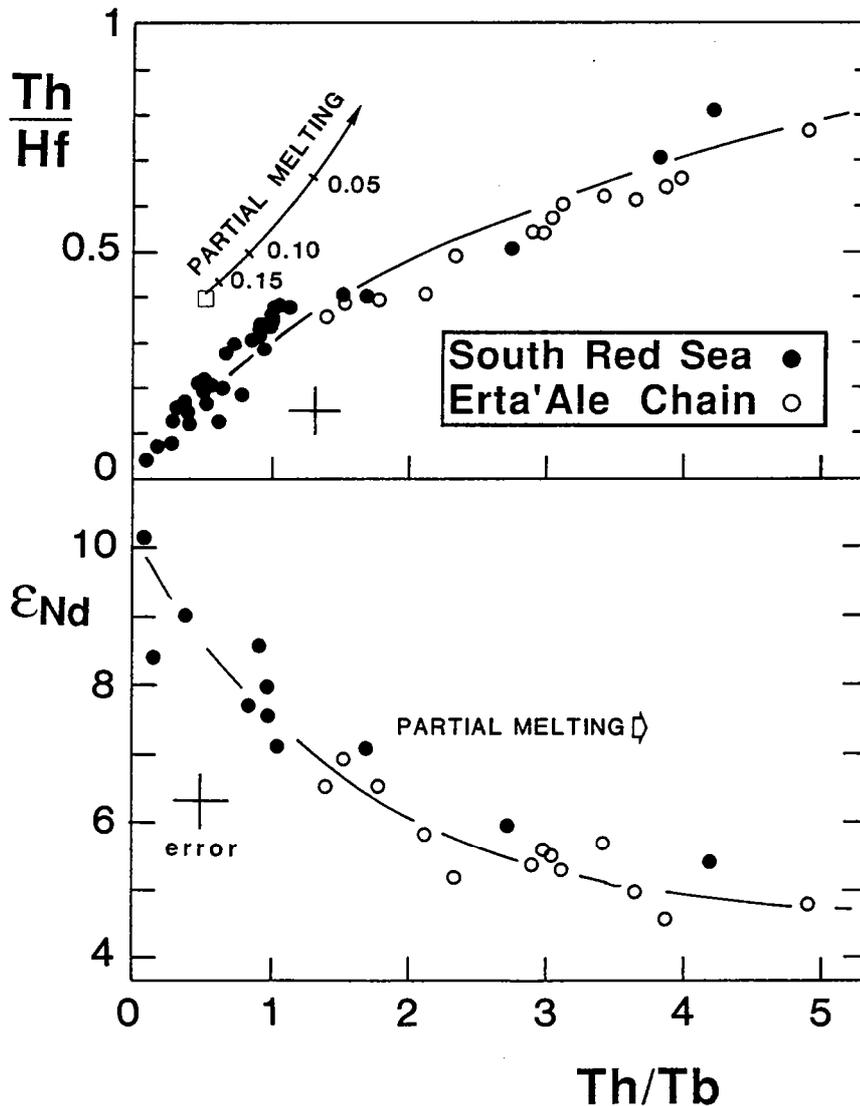


Fig. 3: Diagrammes  $Th/Hf=f(Th/Tb)$  et  $Nd=f(Th/Tb)$  pour les basaltes de la Mer Rouge et de la chaîne de l'Erta'Ale (origine des données: Joron et al. 1980b, Eissen et al. 1989 et ce travail).

Par contre, cette courbe ainsi que les variations conjointes des composition isotopiques du Nd avec le rapport Th/Tb peuvent être expliquées parfaitement avec l'hypothèse d'un mélange de deux composants (fig. 3), en accord avec Schilling (1973).

L'utilisation de toutes les données isotopiques disponibles sur les laves récentes de la Mer Rouge permet de contraindre les caractéristiques des deux composants (Barberi et al. 1980; Betton et Civetta 1984; Dupré et al. 1988; Altherr et al. 1988, 1990; Eissen et al. 1989; Barrat et al. 1990 et analyses inédites (annexe)):

(1) DMM (Depleted MORB mantle): ce composant est la source des basaltes les plus appauvris en terres rares légères; ses compositions isotopiques sont approximativement:

$$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \approx 0,7024$$

$$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} \approx 0,5132$$

$$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} \approx 18,2$$

$$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} \approx 15,5$$

$$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} \approx 37,9$$

(2) REC (Ramad enriched component du nom d'un seamount du Sud de la Mer Rouge): c'est la source des laves les plus alcalines qui sont comparables à des OIB.; ses compositions isotopiques sont moins bien contraintes:

$$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \approx 0,7035$$

$$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} \approx 0,5129$$

$$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} > 19,2$$

$$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} > 15,6$$

$$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} > 39,0$$

L'utilisation des rapports d'éléments hygromagmaphiles a été récemment proposée par Weaver (1991) pour décrire les hétérogénéités des sources des OIB. Les laves les plus alcalines du Sud de la Mer Rouge ont par exemple des rapports Ba/Nb voisins de 7 (Altherr et al. 1988; Barrat et al. 1990). Cette caractéristique rapproche le REC d'un composant de type HIMU, comme le suggèrent les compositions isotopiques du Pb. Quoi qu'il en soit, l'existence d'un hot spot au Sud de la Mer Rouge ne fait aucun doute. Cette conclusion est confirmée par la composition isotopique de l'hélium de quelques laves éthiopiennes (MacDougall communication personnelle) .

## **2/ Djibouti**

Situé à la jonction de la ride du Golfe d'Aden avec le continent africain, Djibouti est une région particulièrement favorable pour contraindre les interactions entre lithosphère et asthénosphère au cours de l'évolution d'un rift continental en structure océanique franche. Son histoire tectonique et volcanique est liée à l'ouverture du Golfe de Tadjoura (fig. 4). Ce dernier est considéré comme le résultat de la propagation des structures océaniques du Golfe d'Aden dans le continent africain (Courtilot et al. 1980 entre autres). Les principales formations volcaniques reconnues sont d'après Barberi et al. (1975) et Richard (1979):

la série d'Adoléi, la plus ancienne, est un ensemble de coulées principalement basaltiques et souvent fortement altérées; la partie supérieure étant seule visible, son épaisseur est inconnue; les quelques mesures radiométriques K/Ar

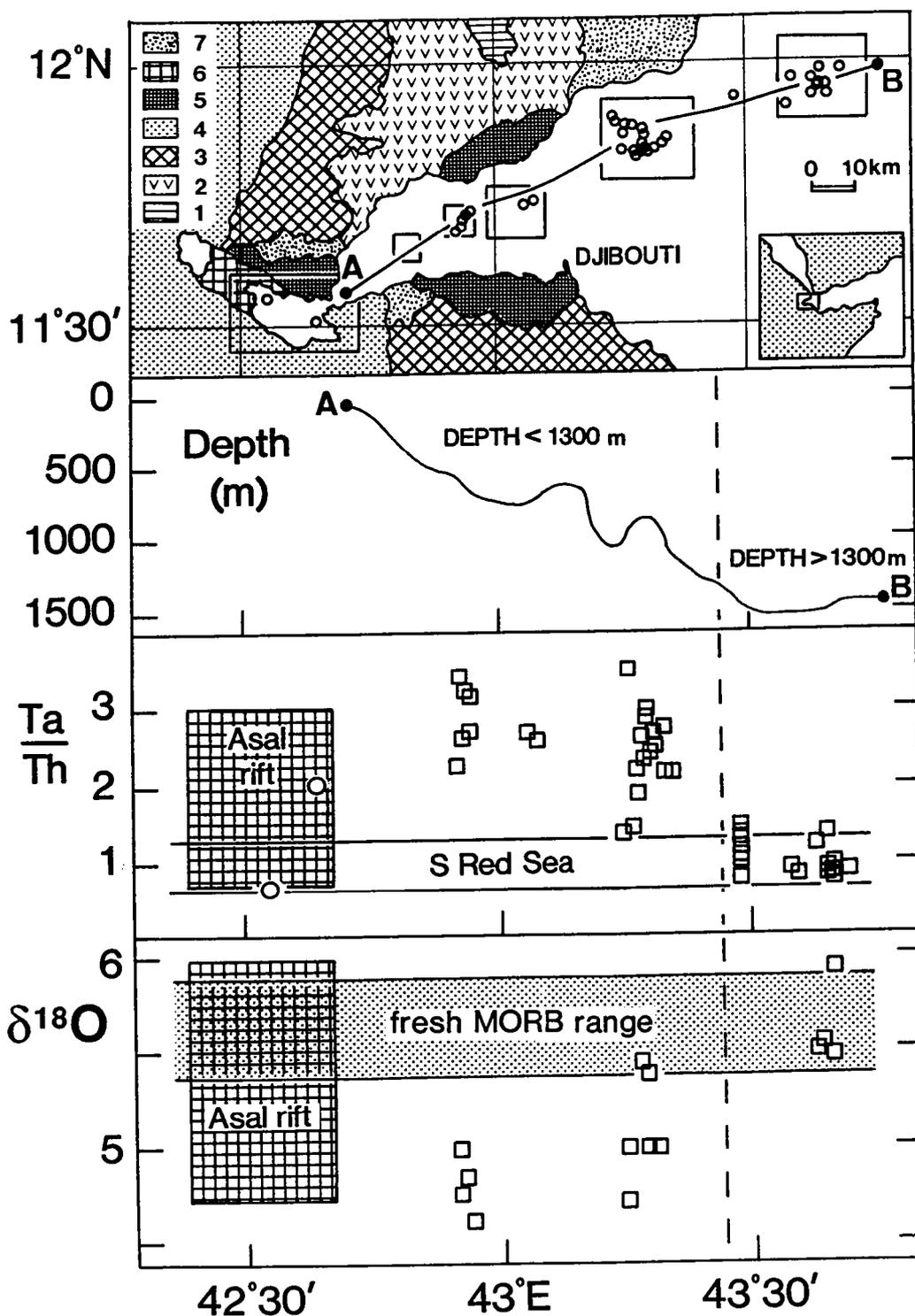


Fig. 4: Esquisse géologique de la région du Golfe de Tadjoura (1: série d'Adoléi; 2: série de Mabla; 3: série du Dalha; 4: série stratoïde; 5: série initiale; 6: Rift d'Asal; 7: formations superficielles). Les secteurs explorés pendant la campagne Cyaden (Choukroune et al. 1988) sont localisés (carrés). Les variations de la profondeur, des rapports Ta/Th et de la composition isotopique de l'O avec la longitude sont données par cette figure.

réalisées indiquent des âges de 20 à 15 M.a. (Barberi et al. 1975), ce qui rend cette série contemporaine de l'émission des traps éthiopiens et yemenites (Mohr 1983, Chiesa et al. 1989, Féraud et al. 1991); entre 15 et 9 M.a. (Barberi et al. 1975), sont émis les épaisses coulées rhyolitiques et les basaltes associés de Mabla (Gadalia et Varet 1983); cette puissante formation à dominante acide, est suivie par la série basaltique du Dalha, épaisse d'environ 1000 m; ces laves, comme l'ont proposé Varet et Treuil (1973) et Richard (1979), correspondent au magmatisme précédant l'ouverture du Golfe de Tadjoura; l'ouverture proprement dite commence vers 3,5 M.a. et s'accompagne de nombreuses émissions basaltiques ("série initiale"); à la même période est émise surtout en Afar central, une série basaltique dite "stratoïde"; cette dernière affleure aussi dans les environs du golfe, mais y est beaucoup moins épaisse qu'en Afar central; aujourd'hui, l'activité volcanique est toujours importante, tant sur les fonds marins qu'à terre, en particulier dans le Rift d'Asal où la dernière éruption a eu lieu en 1978.

L'effort analytique a été concentré sur les basaltes liés à l'ouverture du Golfe de Tadjoura et du Rift d'Asal. Deux questions ont guidé l'approche géochimique: retrouve-t-on les deux pôles mantéliques mis en évidence dans le Sud de la Mer Rouge? existe-t-il ici d'autres composants et si oui, quelles sont leurs caractéristiques et leurs significations?

## 2.1/ Les particularités chimiques des laves djiboutiennes

La diversité chimique des laves djiboutiennes est exceptionnelle (Joron et al. 1980a et b; Barrat et al. 1990). Les spectres d'éléments magmaphiles illustrent la diversité chimique rencontrée (fig.5). Tous les intermédiaires entre des basaltes fortement enrichis en LREE et des N-MORB ont été échantillonnés. Ces derniers sont émis actuellement à l'Est du Golfe de Tadjoura. D'autres différences apparaissent entre les séries. Par exemple, le rapport La/Ta est compris entre 8 et 20 dans les basaltes antérieurs à la série du Dalha, alors qu'il ne dépasse pas 12 dans les laves plus récentes. Certains basaltes récents ont de plus des spectres d'éléments magmaphiles très inhabituels: ils sont enrichis en LREE et en Ta (et Nb) par rapport au manteau primitif ou aux chondrites, mais leurs abondances en Th, U, K et Rb sont relativement faibles (Fig. 5a, échantillon 102-2 par exemple). Leurs rapports Ta/Th sont par conséquent extrêmement forts et atteignent 3,5. Ces valeurs du rapport Ta/Th ne sont pas les seules particularités des laves djiboutiennes. Les basaltes enrichis en LREE présentent fréquemment une anomalie positive en Eu ( $Eu/Eu^* = 1,00-1,16$ ). Mis à part quelques échantillons pour lesquels cette anomalie s'explique par l'accumulation de phénocristaux de plagioclase, l'existence de verres avec des rapports  $Eu/Eu^*$  voisins de 1,1 démontre qu'elle est en fait une caractéristique de certains liquides (fig.6), en particulier ceux à fort rapport Ta/Th.

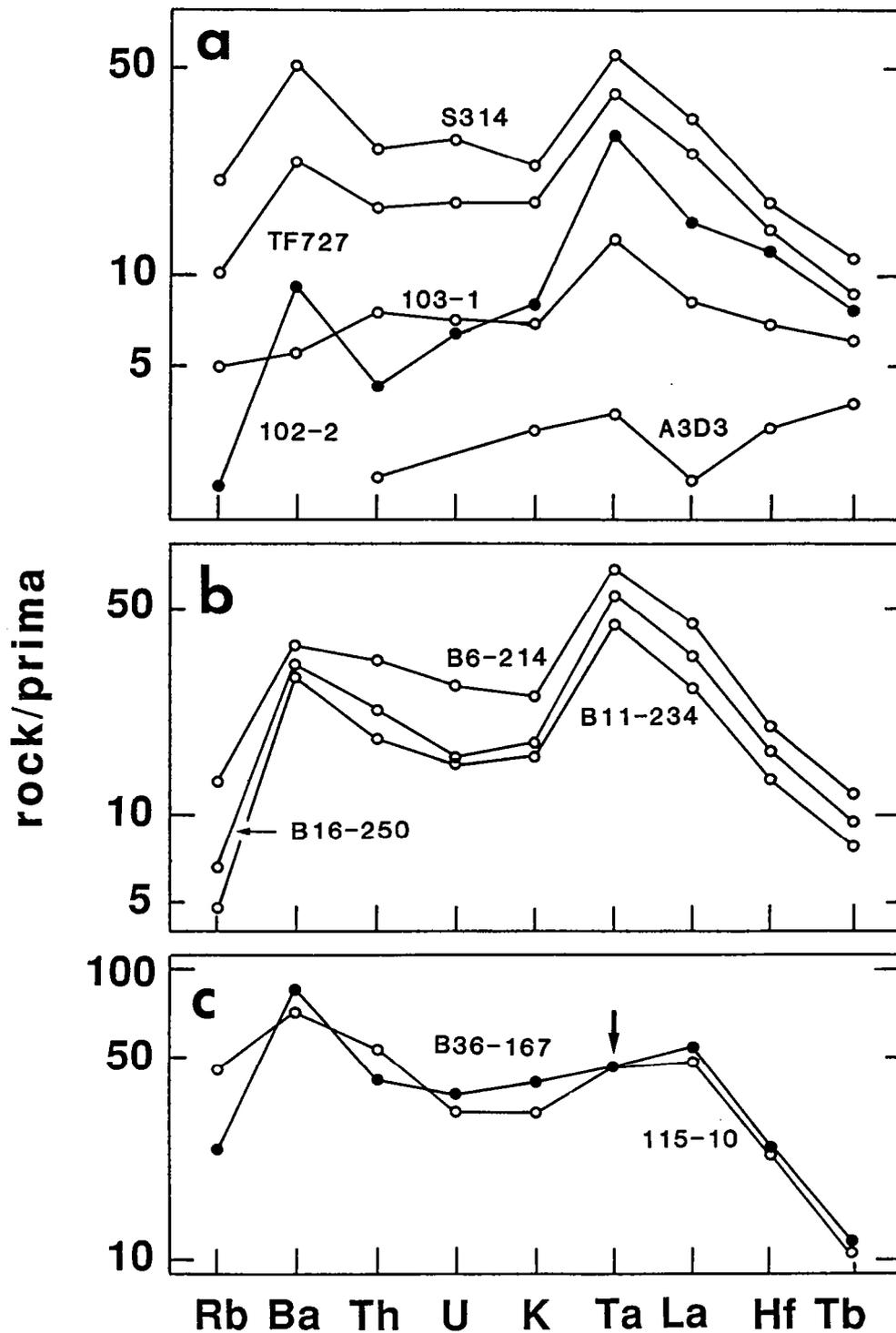


Fig. 5: spectres d'éléments magmaphiles normalisés au manteau primitif (Sun et McDonough 1989). a: basaltes du Golfe de Tadjoura, du Rift d'Asal et des séries initiales; b: basaltes du Dalha; c: basaltes antérieurs au Dalha (Joron et al. 1980a&b; Barrat et al. 1990 et ce travail).

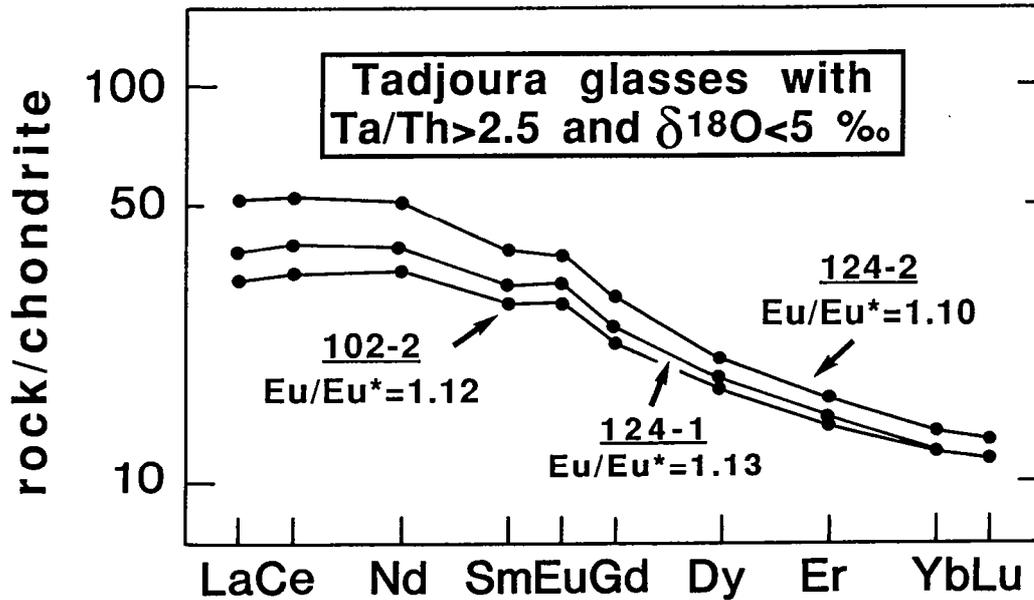


Fig. 6: spectres de terres rares des verres djiboutiens à anomalie positive en Eu. La chondrite Leedeey divisée par 1,20 sert de référence (Masuda et al. 1973).

## 2.2/ Les caractéristiques isotopiques des basaltes djiboutiens

A l'image des rapports d'éléments magmaphiles, les compositions isotopiques du Sr, du Nd et de l'O varient de façon très importante dans les basaltes djiboutiens:  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  compris entre 0,703 et 0,707,  $\epsilon_{\text{Nd}}$  entre +8,1 et -0,5, et  $\delta^{18}\text{O}$  entre +4,5 et +8,4 ‰. C'est parmi les laves les plus anciennes que l'on rencontre les compositions isotopiques du Sr et de l'O les plus élevées, et les  $\epsilon_{\text{Nd}}$  les plus faibles. A l'opposé, c'est parmi les laves récentes que les  $\delta^{18}\text{O}$  les plus faibles sont observés. Deux problèmes apparaissent:

- (1) la signification des forts  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  et  $\delta^{18}\text{O}$  et des faibles  $\epsilon_{\text{Nd}}$  rencontrés dans les laves les plus anciennes;
- (2) l'origine des laves récentes à faible  $\delta^{18}\text{O}$ .

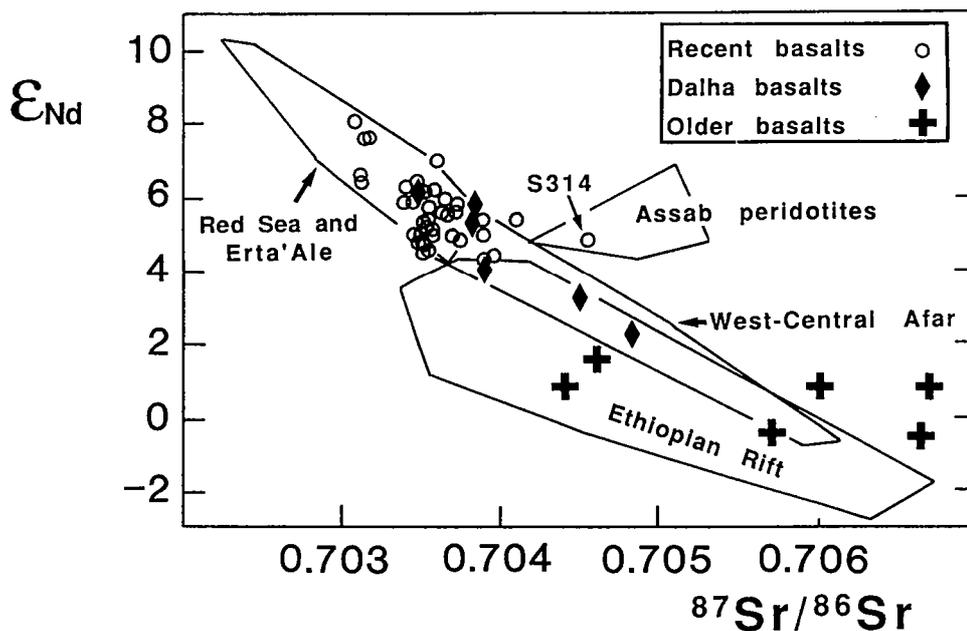


Fig. 7: les basaltes djiboutiens dans le diagramme  $\epsilon_{Nd}=f(^{87}Sr/^{86}Sr)$ . (origine des données: Betton et Civetta (1984), Altherr et al. (1988), Eissen et al. (1989), Barrat et al 1990 et ce travail, Vidal et al. 1991).

Les particularités isotopiques des basaltes les plus anciens, peuvent être attribuées à une contamination par de la croûte continentale. Cette interprétation s'accordent avec leurs abondances en éléments traces (Gadalia 1980 et ce travail), et n'est pas en contradiction avec les compositions isotopiques du Pb récemment obtenues sur ces laves (Vidal et al. 1991). Elle est de plus confirmée par la présence de xénocristaux de quartz instables dans des basaltes à olivine et au Sr le plus radiogénique.

L'origine des laves récentes est extrêmement complexe. La répartition des analyses dans le diagramme  $\epsilon_{Nd} = f(^{87}Sr/^{86}Sr)$  (fig.7) permet de contraindre la participation de plusieurs composants aux caractéristiques isotopiques tranchées. L'existence de basaltes appauvris en LREE, aux  $\epsilon_{Nd}$  relativement importants (+8,1) et aux  $^{87}Sr/^{86}Sr$  voisins de 0,703 implique la

participation du composant DMM. D'autre part, les compositions isotopiques de la plupart des laves enrichies en LREE se superposent aux champs définis par les basaltes du Sud de la Mer Rouge et de l'Ert'a'Ale (N Afar). Cette observation, en accord avec les interprétations basées sur le comportement des éléments hygromagmaphiles et des isotopes du Nd (Barrat et al. 1990), confirme l'intervention du composant de type hot-spot (REC).

Un basalte du Rift d'Asal (Fig. 7) a des caractéristiques isotopiques particulières, comparables à celles des nodules de péridotites d'Assab (Barberi et al. 1980, Betton et Civetta 1984), qui sont les seuls témoins connus du manteau lithosphérique de l'Afar (Assab est situé à 200 km au nord du Golfe de Tadjoura). Cet échantillon suggère que des roches comparables existent dans le manteau sous le Rift d'Asal.

Les compositions isotopiques du Sr et du Nd ne permettent pas de distinguer les basaltes présentant un rapport Ta/Th largement supérieur à 1 du reste de la population (Fig. 8). Par contre, une nette corrélation négative existe entre la composition isotopique de l'O et le rapport Ta/Th. Tous les basaltes à faible  $\delta^{18}\text{O}$  présentent un fort rapport Ta/Th et une anomalie positive en Eu (fig. 8). Ces résultats impliquent la participation d'un composant appauvri en  $^{18}\text{O}$  présentant aussi ces particularités chimiques (TEC: Tadjoura enriched component). Les variations géographiques du rapport Ta/Th et de la composition isotopique de l'O suggèrent que le TEC est un composant lithosphérique (fig. 4). Deux hypothèses peuvent être avancées: est-il dans le manteau lithosphérique ou bien un contaminant crustal que les laves rencontrent vers la surface?

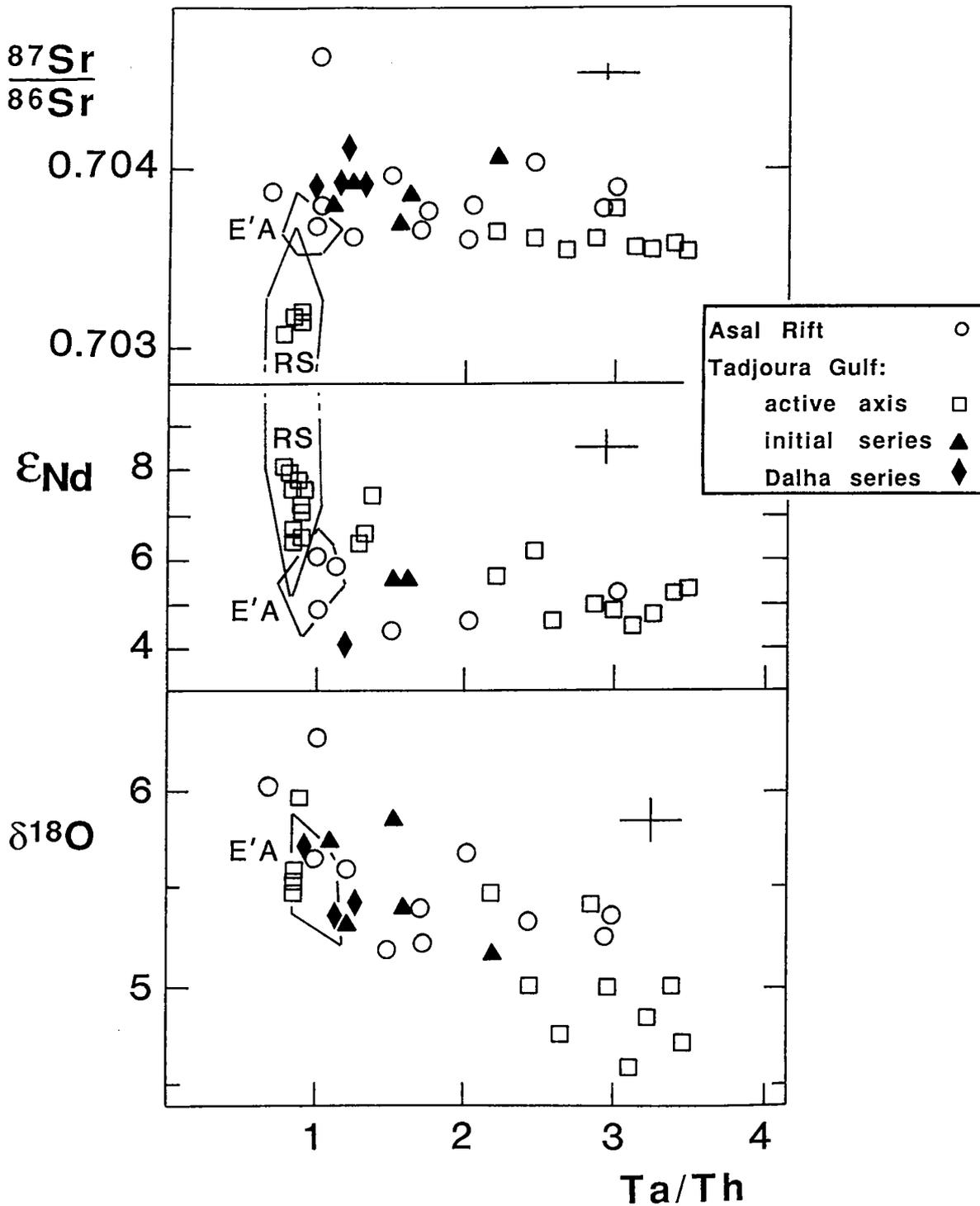


Fig. 8: diagrammes  $^{87}Sr/^{86}Sr$ ,  $\epsilon_{Nd}$ ,  $\delta^{18}O=f(Ta/Th)$ . Les champs des basaltes du Sud de la Mer Rouge (RS) et de la chaîne de l'Erta'Ale (E'A) sont indiqués (Données de Barberi et al. 1980, Joron et al. 1980a&b, Betton et Civetta 1984, Eissen et al. 1989, Barrat et al. 1990, 1991 et ce travail)

Contrairement à ce qui a été proposé initialement (Barrat et al. 1990), il est peu probable que le TEC soit un composant mantélique: jusqu'à présent, aucune roche mantélique satisfaisant toutes les contraintes géochimiques n'a été mise en évidence. Par contre, la géologie régionale permet de postuler l'existence dans la croûte locale, de cumulats gabbroïques hydrothermalisés à haute température par des eaux d'origine météorique. De tels gabbros sont connus au Sud de l'Arabie (Taylor 1980b), et répondraient aux contraintes isotopiques (fig. 9). Les cumulats gabbroïques peuvent présenter des rapports  $\text{Eu}/\text{Eu}^*$  et  $\text{Ta}/\text{Th}$  importants (Hoover 1989) et liés respectivement à l'accumulation de plagioclase et d'oxydes ferro-titanés. Cette hypothèse s'accorde avec le fait que les isotopes du Sr et du Nd ne permettent pas de distinguer les basaltes à rapport  $\text{Ta}/\text{Th}$  très supérieur à 1 du reste de la population.

L'assimilation d'un cumulat gabbroïque par un basalte peut rendre compte des particularités chimiques et isotopiques des laves djiboutiennes. Cependant, l'absence de données chimiques et isotopiques sur les roches crustales profondes de Djibouti ne permet pas de tester quantitativement ce modèle.

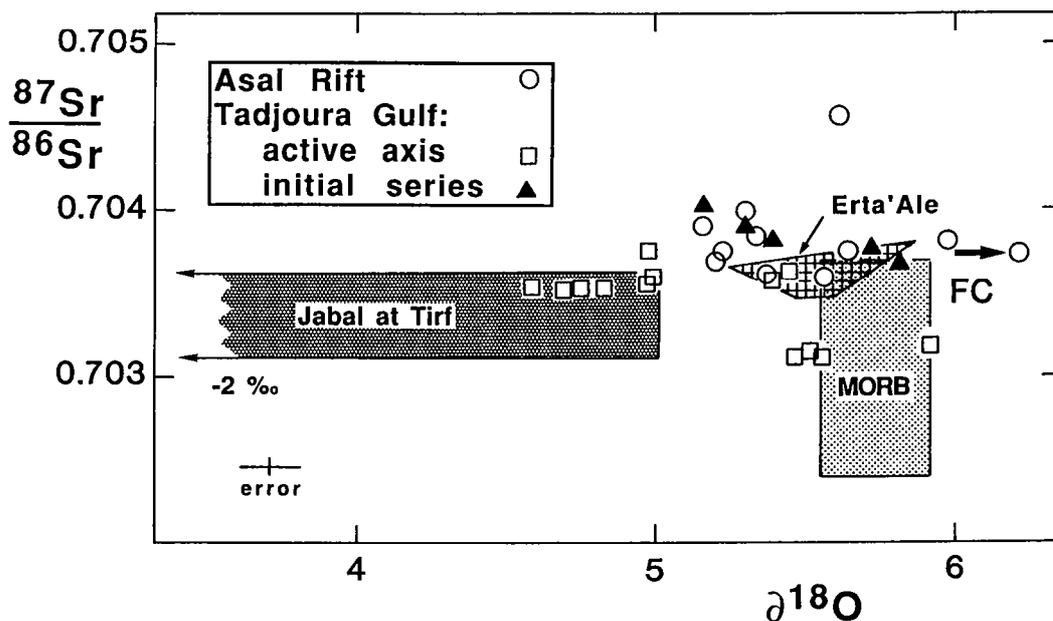


Fig. 9: diagramme  $\delta^{18}\text{O} = f(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})$  pour les basaltes récents du Golfe de Tadjoura et du Rift d'Asal. Le champ des MORB est d'après Ito et al. (1987), celui du complexe de Jabal at Tirf d'après Coleman et al. (1975) et Taylor (1980b).

### 3/ La chaîne de l'Erta'Ale

La plus importante chaîne volcanique axiale d'Afar est celle de l'Erta'Ale (2450 km<sup>2</sup>). Elle est composée de sept centres volcaniques principaux. L'un d'entre eux, l'Erta'Ale, est célèbre pour son lac de lave permanent. Tous les intermédiaires entre des basaltes transitionnels primitifs et des rhyolites sont émis. Cette diversité pétrographique et chimique a motivé de nombreuses études (Tazieff et al. 1969; Barberi et al. 1970; Cheminée 1970, 1973; Treuil et Varet 1973; Bizouard et al. 1980; Joron et al. 1980b). Pour tous ces auteurs, les différents types de laves sont produits à partir d'un basalte magnésien par cristallisation fractionnée en système fermé.

Nous avons repris l'étude des laves de cette chaîne afin de discuter de trois problèmes principaux: (1) l'hétérogénéité des

sources et la diversité des liquides basaltiques; (2) la participation lithosphérique dans la genèse des différents types de laves et (3) l'origine des rhyolites.

### 3.1/ La diversité des basaltes

Les basaltes de l'Erta'Ale sont tous enrichis en terres rares légères par rapport aux chondrites:  $(La/Yb)_n$  est compris entre 2,8 et 10,5 (Fig. 10). Une telle gamme ne peut être produite par la cristallisation fractionnée et illustre la variété des basaltes de ce secteur. Les variations des compositions isotopiques sont faibles mais les différences sont significatives ( $^{87}Sr/^{86}Sr$  compris entre 0,7035 et 0,7037,  $\epsilon_{Nd}$  entre +7 et +4.5). Comme l'illustre la figure 3, des corrélations existent entre les compositions isotopiques du Nd et des rapports d'éléments hygromagmaphiles comme Th/Tb. D'autre part, dans les diagrammes  $Th/Hf=f(Th/Tb)$  et  $\epsilon_{Nd}=f(Th/Tb)$ , les laves de la chaîne de l'Erta'Ale se superposent et prolongent les évolutions définies par les laves du Sud de la Mer Rouge. Ces évolutions sont interprétés comme des courbes de mélange d'un pôle de type N-MORB avec un composant enrichi en LREE et en éléments très magmaphiles de type OIB (REC). Dans ce type de processus (par exemple Nakamura et al. 1989), le pôle enrichi en éléments magmaphiles impose rapidement sa signature isotopique au mélange. Les laves de l'Erta'Ale s'intègrent au modèle proposé pour le Sud de la Mer Rouge. La position et la faible dispersion des analyses dans le diagramme  $\epsilon_{Nd}=f(^{87}Sr/^{86}Sr)$  (Fig.11) peut s'expliquer par leur richesse en composant OIB.

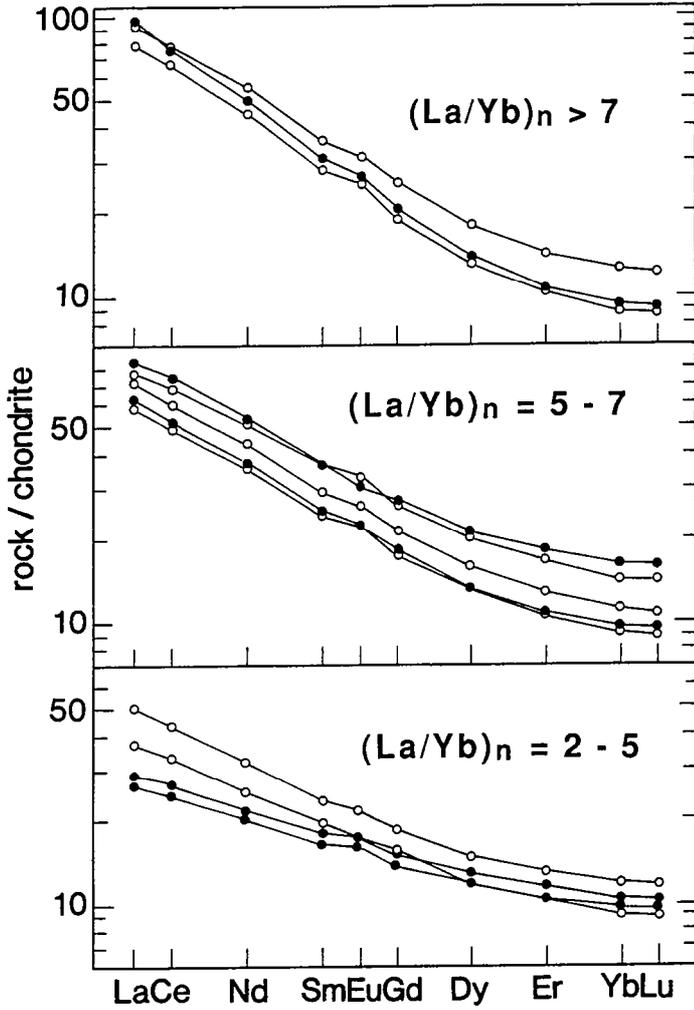
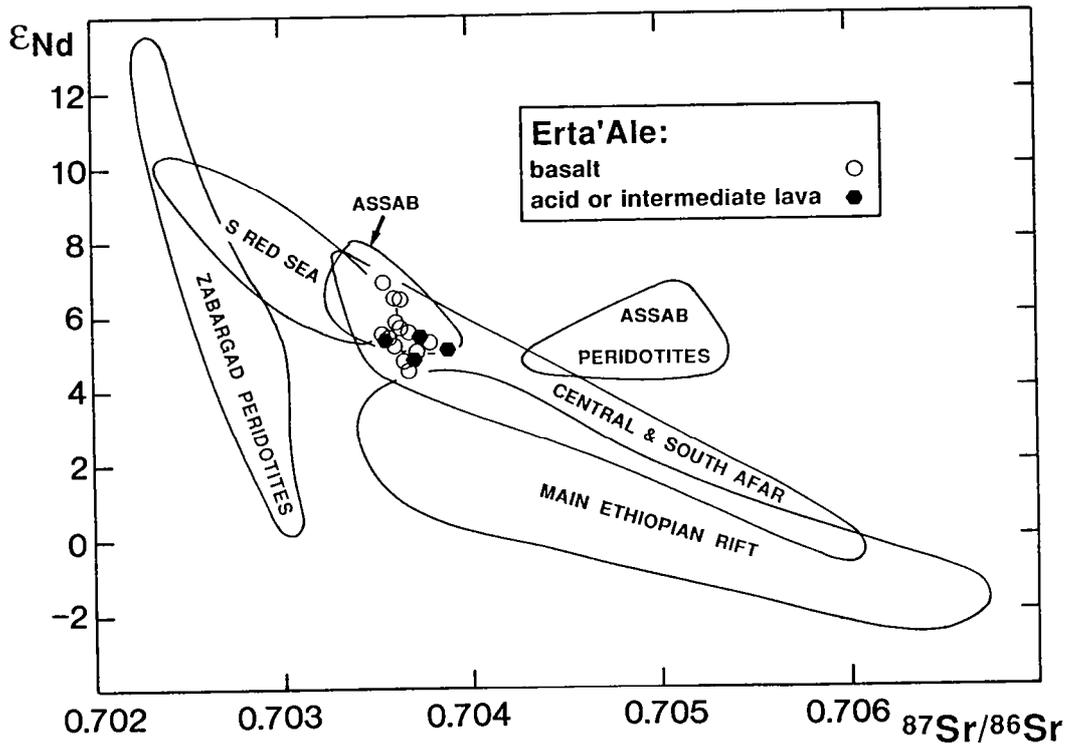
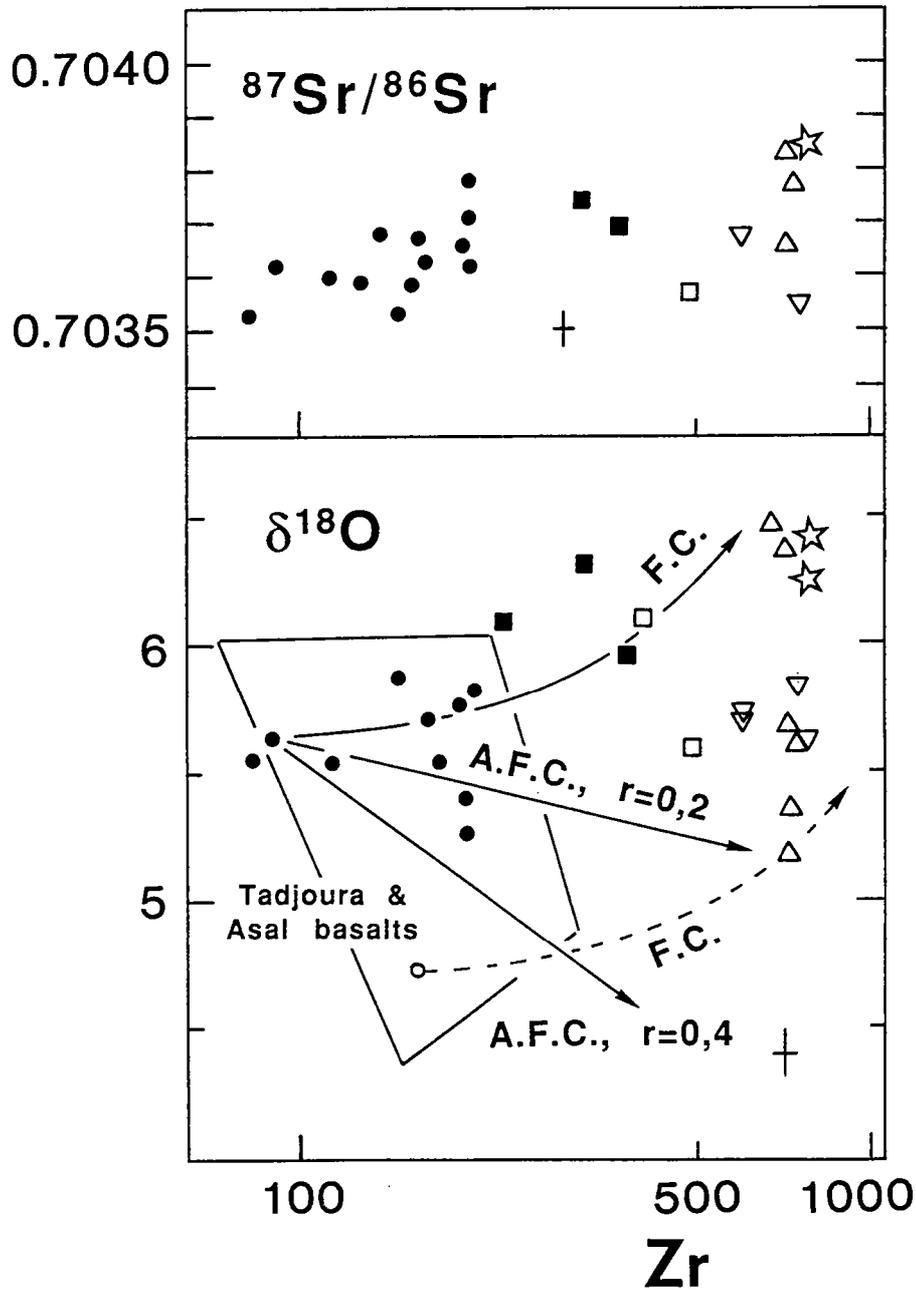


Fig. 10: spectres de terres rares des basaltes de l'Erta'Ale. La chondrite Leedey divisée par 1,20 sert de référence (Masuda et al. 1973).

Fig. 11: les laves de l'Erta'Ale dans un diagramme  $\epsilon_{Nd} = f(^{87}Sr/^{86}Sr)$ . Les champs des basaltes et des péridotites sont d'après Betton et Civetta (1984), Brueckner et al (1988), Hart et al. (1989), Barrat et al. (1990) et inédit.





- basalt
- trachybasalt
- basaltic trachyandesite
- ▽ trachyandesite
- △ trachydacite
- ☆ rhyolite

Fig. 12: Les laves de l'Erta'Ale dans les diagrammes  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ,  $\delta^{18}\text{O}=f(\text{Zr})$ . Les courbes de cristallisation fractionnée (F.C.) et de cristallisation fractionnée-assimilation (A.F.C.) sont indiquées. Pour les modèles d'AFC, les paramètres sont:  $DZr=0,1$   $\Delta=-0,3\text{‰}$ . Le contaminant est un gabbro hydrothermalisé contenant 100 ppm de Zr et dont le  $\delta^{18}\text{O}$  est 3 ‰.

### 3.2/ Origine des termes intermédiaires et acides

Comme l'ont remarqué de nombreux auteurs (Tazieff et al. 1969; Barberi et al. 1970; Cheminée 1973; Treuil et Varet 1973; Bizouard et al. 1980; Joron et al. 1980b), l'existence de tous les intermédiaires entre basaltes et rhyolites implique un processus continu. La gamme limitée des compositions isotopiques du Sr et du Nd (fig. 11 et 12) est apparemment en accord avec un processus de cristallisation fractionnée, et suggère que les laves de l'Erta'Ale ne sont pas contaminées par la croûte continentale.

Les compositions isotopiques de l'O obtenues sur les termes acides et intermédiaires permettent de nuancer les conclusions précédentes. En effet, les dispersions observées dans le diagramme  $\delta^{18}\text{O}=f(\text{Zr})$  (fig. 12) sont incompatibles avec un simple processus de cristallisation fractionnée. Pour toutes les séries connues pour avoir évolué en système fermé par cristallisation fractionnée, une augmentation de 0,2 à 0,4 unité  $\delta$  pour un accroissement 10% de  $\text{SiO}_2$  a été suggéré, avec au maximum 1,5 unité  $\delta$  au niveau des rhyolites (Matsuhisa et al. 1973; Muehlenbachs et Byerly 1982; Javoy and Weis 1985; Sheppard et Harris 1985; Weis et al. 1987; Woodhead et al. 1987). Dans le cas présent, les  $\delta^{18}\text{O}$  des basaltes sont comparables à ceux des MORB, mais ceux des termes acides sont compris entre +5,2 et +6,4 ‰. La cristallisation fractionnée ne peut expliquer les valeurs les plus basses: certaines laves acides sont appauvries en  $^{18}\text{O}$  par rapport à la composition isotopique qu'elles devraient avoir si elles avaient évolué en système fermé à partir d'un basalte comparable à ceux que nous avons analysés

ici. Les dispersions obtenues dans le diagramme  $\delta^{18}\text{O}=f(\text{Zr})$  (fig. 12) peuvent être expliquées de deux façons:

(1) les laves acides à faible  $\delta^{18}\text{O}$  dérivent d'un basalte appauvri en  $^{18}\text{O}$  par cristallisation fractionnée en système fermé; de tels basaltes n'ont pour le moment pas été reconnus dans la chaîne de l'Erta'Ale mais sont présents à Djibouti;

(2) la cristallisation fractionnée s'accompagne dans certains cas par l'assimilation d'un composant à faible  $\delta^{18}\text{O}$ .

L'existence d'une croûte de type océanique dont certaines portions seraient appauvries en  $^{18}\text{O}$  a déjà été discutée précédemment, et s'accorde avec le contexte géologique. La contamination des laves en cours de différenciation par ce type de matériel peut expliquer les dispersions de la composition isotopique de l'O des termes les plus acides.

#### **4/ Harrat Rahat et Harrat Khaybar**

En Arabie Saoudite, de nombreux plateaux basaltiques témoignent d'une activité magmatique importante, pro parte synchrone de l'ouverture de la Mer Rouge et toujours active aujourd'hui (Camp et al. 1987). Le volume cumulé des laves émises est considérable et atteindrait 90000 km<sup>3</sup> d'après Coleman et Vaughan McGuire (1988).

Ce volcanisme, qui n'a pas d'équivalent coté soudanais, est dans une certaine mesure énigmatique. Est il lié à l'ouverture de la Mer Rouge ou bien est il l'expression d'un autre phénomène dans le manteau de cette région? Quoi qu'il en soit, il est clair

que sa localisation n'implique pas nécessairement un lien avec l'ouverture de ce domaine océanique.

Harrat Rahat et Harrat Khaybar sont les deux plus importants plateaux basaltiques d'Arabie Saoudite. Tous les basaltes sont alcalins. Les études pétrographiques et géochimiques (Baker et al. 1973; Baubron et Maury, 1980; Demange et al., 1983; Camp et Roobol, 1989; Camp et al., 1991) ont montré l'importance de la différenciation conduisant à des termes évolués extrêmement variés (comendites et phonolites). Cette diversité est expliquée par la variété des liquides initiaux et par les effets conjugués de la cristallisation fractionnée et de la contamination crustale.

La distribution des éléments majeurs et des éléments traces ayant été décrite à maintes reprises, le but de notre étude est de caractériser ces basaltes alcalins à l'aide des terres rares et des isotopes du Sr et du Nd afin de les comparer aux laves de la Mer Rouge et de l'Afar.

#### 4.1/ Echantillonnage et données utilisées

Tous les échantillons provenant de Harrat Khaybar sont sains, et ont tous moins de 4 Ma.

Mis à part les échantillons JCB et SAH20-27, les laves de Harrat Rahat sont altérées à des degrés divers (olivine serpentinisée, développement d'amphibole aux dépens des pyroxènes, calcédoine et calcite). Les échantillons SAH ont été préparés à partir de carottes de sondage. Ils correspondent aux

laves les plus anciennes de ce secteur (Baubron, communication personnelle).

Les compositions chimiques (éléments majeurs et traces) de soixante dix échantillons ont été déterminées par fluorescence X. Ces résultats nous ont permis de sélectionner 17 échantillons afin de déterminer leurs teneurs en terres rares et la composition isotopique du Sr et du Nd. Tous les échantillons présentant des signes d'altération ont subi un lessivage acide (HCl 6N à chaud pendant une nuit) avant les séparations du Sr et du Nd.

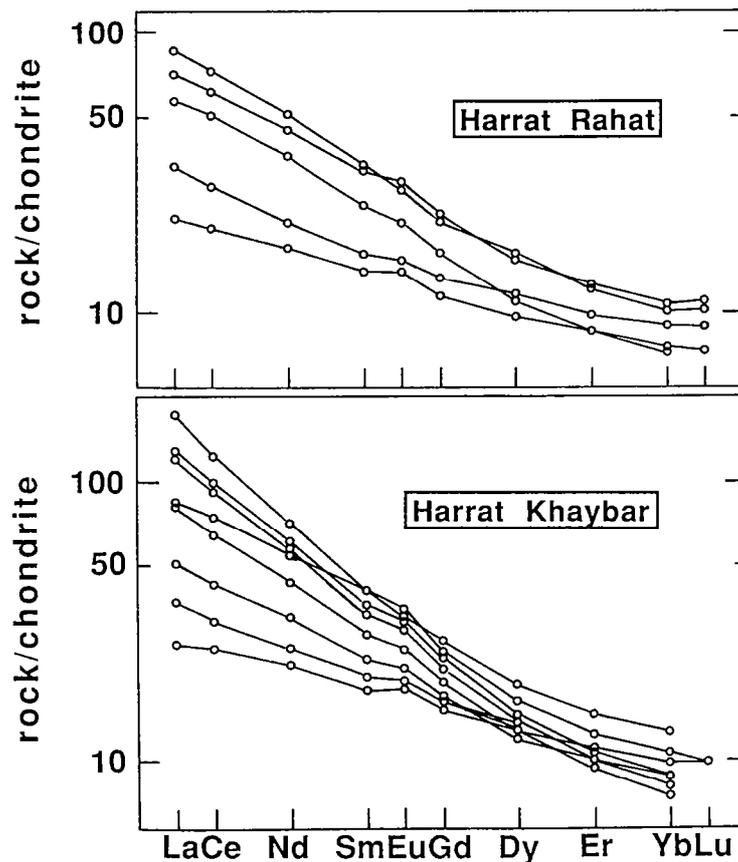


Fig. 13: spectres de terres rares des basaltes alcalins de Harrat Rahat et Harrat Khaybar.

#### 4.2/ Résultats analytiques

Les analyses complètent et confirment les résultats publiés antérieurement par Demange et al. (1983), Camp et Roobol (1989), Altherr et al. (1990) et Camp et al. (1991). Ces résultats ne faisant pour le moment l'objet d'aucune publication, sont donnés en annexe.

Comme le montre la figure 13, les basaltes alcalins ont des spectres de terres sans surprise pour ce type de roches. Ils sont tous enrichis en terres rares légères par rapport aux chondrites: le rapport  $(La/Yb)_n$  varie entre 3 et 17. La plupart ont une anomalie positive en Eu ( $Eu/Eu^* = 0,99 - 1,11$ ) qui dans le cas présent est à relier à la présence de phénocristaux de plagioclase.

Y compris les résultats de Altherr et al. (1990), les rapports  $^{87}Sr/^{86}Sr$  sont compris entre 0,7029 et 0,7042. Les échantillons au Sr le plus radiogénique sont altérés et il n'est pas exclu que le lessivage acide ait été insuffisant pour éliminer le Sr lié au minéraux néoformés. Cette interprétation s'accorde avec les données de Hegner et Pallister (1989) obtenues sur des basaltes du Sud de Djeddah, altérés probablement par de l'eau de mer. Si l'on excepte ces échantillons, la gamme est beaucoup plus réduite, aucun rapport ne dépassant 0,70372.

Les rapports  $^{143}Nd/^{144}Nd$  varient entre 0,51287 ( $\epsilon_{Nd}=+4,5$ ) et 0,51303 ( $\epsilon_{Nd}=+7,7$ ). Comme pour le Sr, les variations sont bien au delà des erreurs analytiques.

Des relations entre compositions isotopiques et rapports d'éléments magmaphiles ont été recherchées. Avec les données disponibles, aucune corrélation significative n'a été mise en

évidence. Cette absence est attribuée aux effets non négligeables de la fusion partielle, qui se superposent à l'hétérogénéité des sources et à la contamination crustale. Afin d'éliminer les dispersions dues à la fusion partielle, les variations isotopiques ont été seules prises en compte.

Dans le diagramme  $\epsilon_{Nd} = f(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})$  (fig. 14), les laves des Harrat Rahat et Harrat Khaybar sont comparées aux basaltes des autres Harrats, de la plaine cotière d'Arabie Saoudite (Hegner et Pallister 1989; Altherr et al. 1990) et de la Mer Rouge. Mis à part les effets possibles de l'altération qui ont été signalés plus haut, plusieurs remarques s'imposent:

- l'intervention de réservoirs aux caractéristiques isotopiques semblables au DMM est suggéré par un basalte de Harrat Rahat;
- certaines des laves des Harrats ont des compositions isotopiques comparables à celles des basaltes alcalins du Sud de la Mer Rouge, mais prises dans leur ensemble, elles montrent des dispersions incompatibles avec le modèle à deux composants que nous proposons pour le Sud de la Mer Rouge;
- la contamination par des composants crustaux, suggérée par les observations pétrographiques (micro-enclaves de socle, xénocristaux de quartz) ne peut pas rendre compte de toutes ces dispersions (en particulier les laves au Sr le moins radiogénique).

L'intervention de réservoirs mantéliques aux caractéristiques différentes de ceux du Sud de la Mer Rouge est donc suggérée par ces données.

Altherr et al. (1990) ont proposé l'intervention de sources localisées dans le manteau lithosphérique en accord avec les compositions isotopiques des nodules de péridotite d'Arabie

(Henjes-Kunst et al. 1990). Quoi qu'il en soit, il est difficile avec les données disponibles d'intégrer ce volcanisme dans un modèle cohérent de la dynamique mantélique liée à l'ouverture de la Mer Rouge. A l'heure actuelle, le mécanisme à l'origine de ce magmatisme est toujours sans explication et l'on peut s'interroger sur l'existence d'un autre point chaud dans ce secteur, qui serait beaucoup moins actif que celui du Sud de la Mer Rouge. Cette proposition, qui n'est pas en désaccord avec la répartition géographique des "Harrats" sur la plaque Arabe, permet d'expliquer le caractère plus alcalin des laves draguées dans les fosses du Nord de la Mer Rouge comme le montre la figure 2 (Maury et al., 1985; Altherr et al., 1988, 1990).

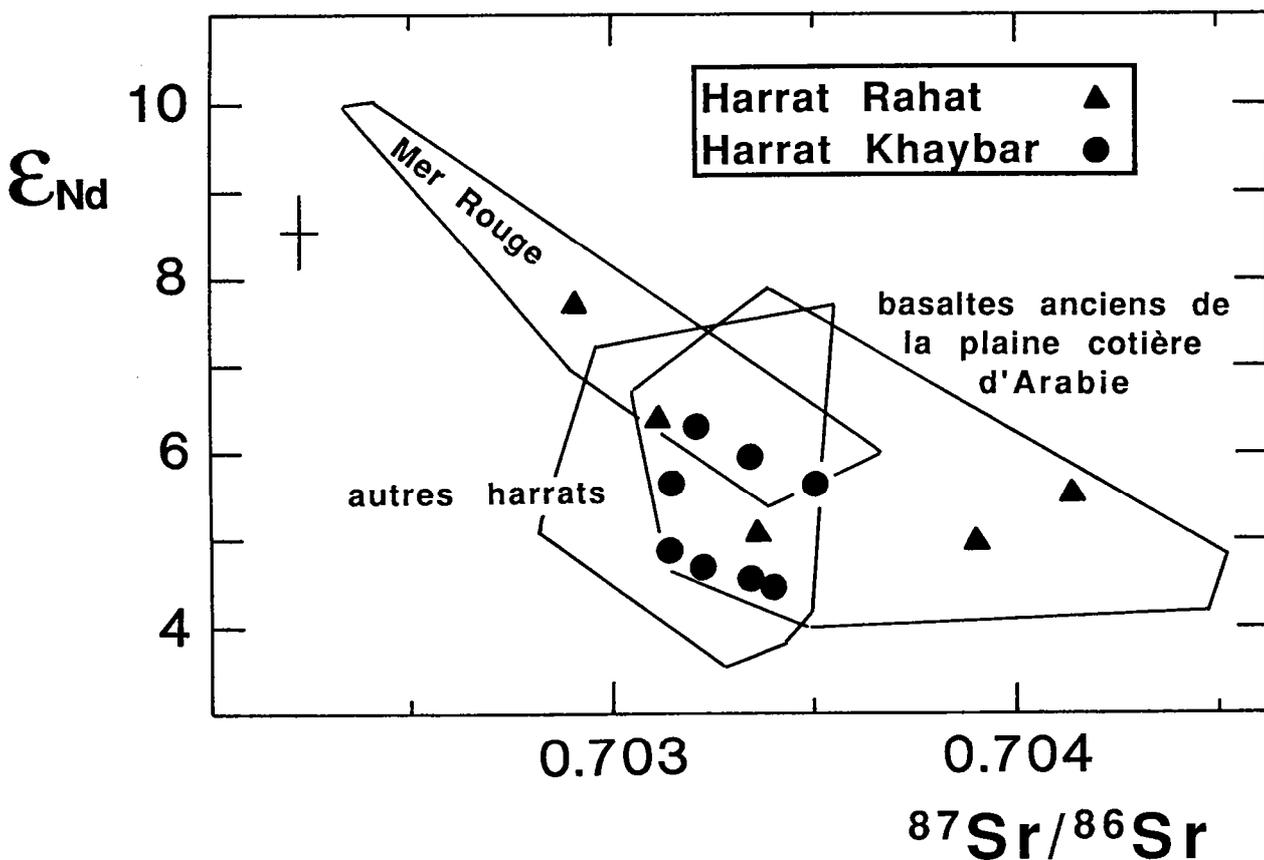


Fig. 14: Les basaltes arabes dans le diagramme  $\epsilon_{Nd} = f(^{87}Sr/^{86}Sr)$ . (source des données: Betton et Civetta 1984; Eissen et al. 1989; Hegner et Pallister 1989; Altherr et al. 1990 et ce travail).

## 5/ Conclusion générale

Le volcanisme basique du NE de l'Afrique permet de contraindre la dynamique mantélique associée à l'ouverture de la Mer Rouge et du Golfe d'Aden. Plusieurs points importants ont été argumentés et sont rappelés ici.

- Les compositions isotopiques et les rapports d'éléments hygromagmaphiles des basaltes du Sud de la Mer Rouge peuvent être expliqués par l'intervention de deux composants: un manteau appauvri en terres rares légères (DMM= depleted MORB mantle) et une source présentant certaines caractéristiques du pôle HIMU (REC= Ramad enriched component). L'existence d'un point chaud localisé au Sud de la Mer Rouge (en Afar) est confirmée par nos données.

- De nombreux basaltes djiboutiens présentent des caractéristiques géochimiques assez originales: rapports Ta/Th très largement supérieurs à 1 et exceptionnels pour des laves enrichies en terres rares légères, anomalies positives en Eu qui ne peuvent être expliquées par des accumulations de plagioclase, faibles  $\delta^{18}\text{O}$ . Ces particularités ne peuvent être expliquées que par l'intervention d'un autre composant (TEC= Tadjoura enriched component). La contamination des basaltes par des cumulats gabbroïques hydrothermalisés à haute température pourrait expliquer ces particularités.

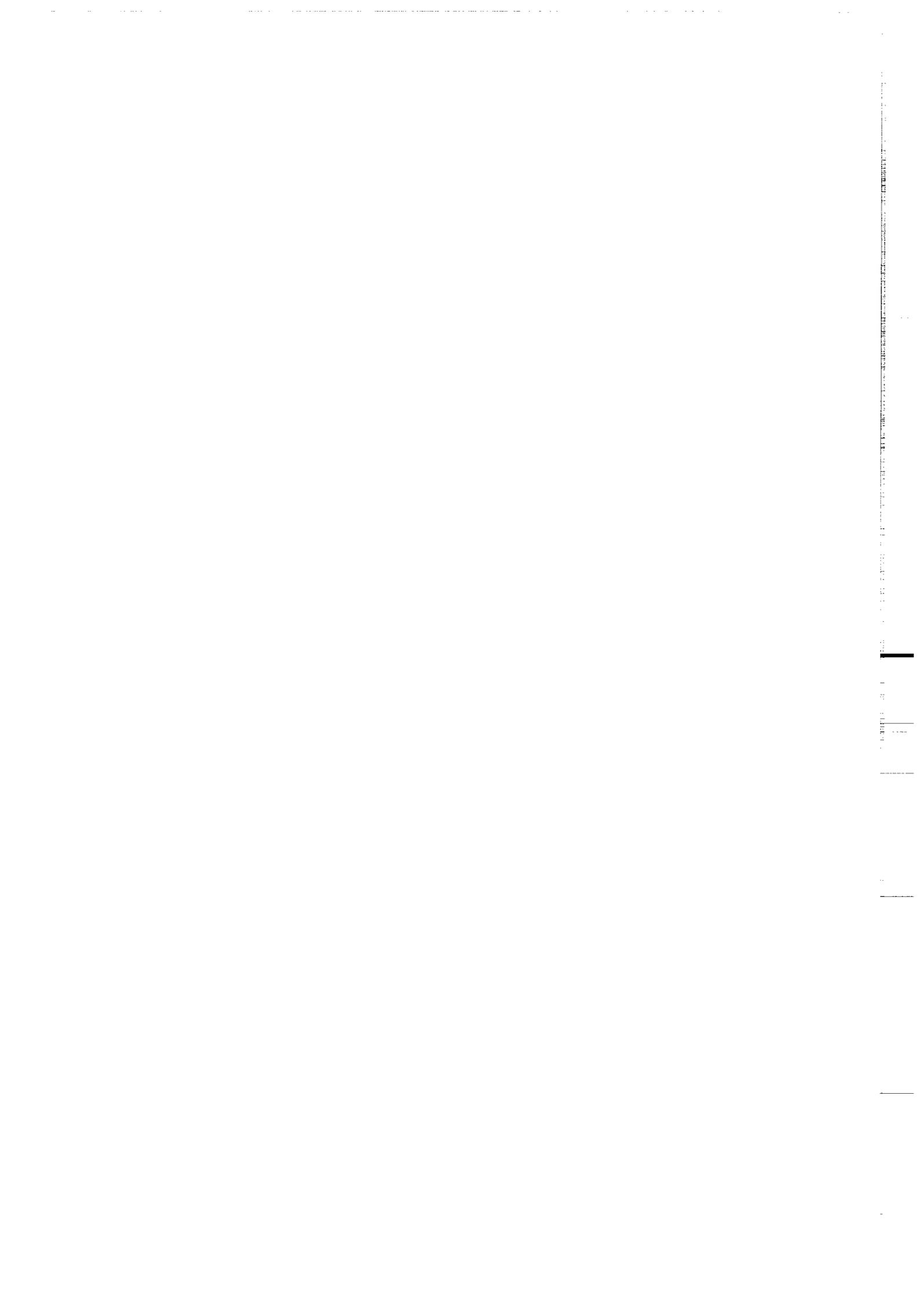
- A Djibouti, des basaltes émis avant l'ouverture du Golfe de Tadjoura ont des caractéristiques isotopiques impliquant

l'intervention d'un composant aux forts  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  et  $\delta^{18}\text{O}$ , et à  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  faible. La contamination par de la croûte continentale rend compte de ces particularités. La présence de xénocristaux instables de quartz dans des basaltes à olivine s'accorde avec cette interprétation.

- Les variations chimiques et isotopiques mises en évidence dans les basaltes de la Chaîne de l'Erta'Ale (Nord de l'Afar) sont expliquées par les mêmes réservoirs mantéliques que ceux invoqués pour les basaltes du Sud de la Mer Rouge (DMM et REC). Les termes différenciés émis dans cette chaîne, sont principalement produits par cristallisation fractionnée à partir de ces basaltes. La contamination par des gabbros appauvris en  $^{18}\text{O}$  est suggérée par quelques échantillons.

- A aucun moment ne sont émis de façon massive en Afar ou en Ethiopie, des basaltes aux caractéristiques attribuables au manteau lithosphérique.

- Si l'hétérogénéité des sources à l'origine des basaltes d'Arabie ne fait aucun doute, ce volcanisme ne peut pas être intégré de façon simple au modèle de point chaud unique associé à l'ouverture de la Mer Rouge. L'existence d'un autre point chaud localisé au Nord de Jeddah est une hypothèse à envisager.

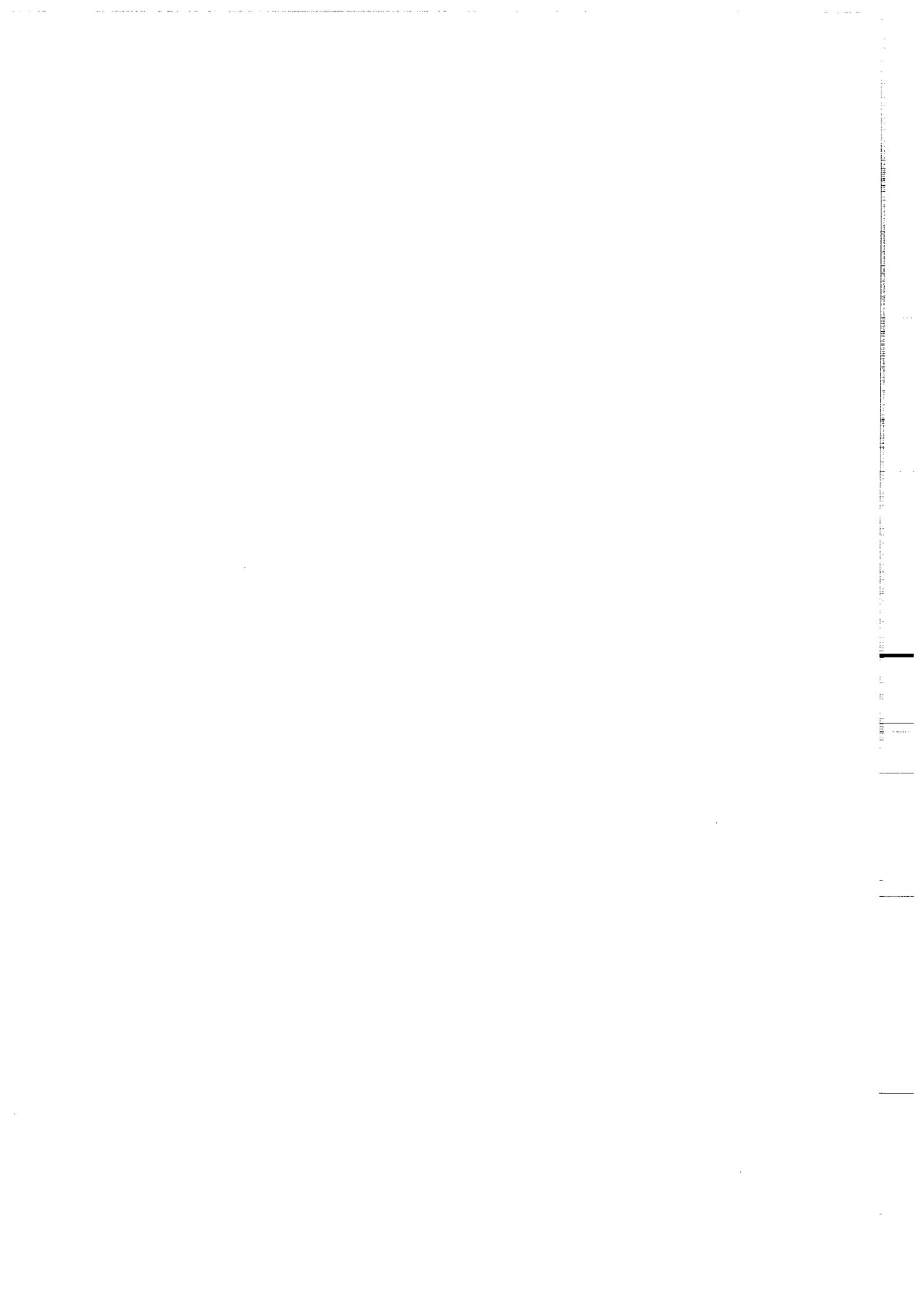


**Troisième partie****Articles**

Barrat J.A., Jahn B.M., Joron J.L., Auvray B., Hamdi H. (1990).- Mantle heterogeneity in NE Africa: evidence from Nd isotopic compositions and hygromagmaphile element geochemistry of basaltic rocks from the Gulf of Tadjoura and Southern Red Sea regions. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 101: 133-247.

Barrat J.A., Jahn B.M., Fourcade S., Joron J.L.- Magma Genesis In An Ongoing Rifting Zone: The Tadjoura Gulf (Afar area). soumis à *Geochim. Cosmochim. Acta*.

Barrat J.A., Fourcade S., Jahn B.M., Cheminée J.L., Capdevila R.- Isotope (Sr, Nd, O) and Trace Element Geochemistry of Volcanics from the Erta'Ale Range (Ethiopia). soumis à *Contrib. Mineral. Petrol.*



[XLeP]

# Mantle heterogeneity in northeastern Africa: evidence from Nd isotopic compositions and hygromagmaphile element geochemistry of basaltic rocks from the Gulf of Tadjoura and southern Red Sea regions

J.-A. Barrat <sup>a</sup>, B.M. Jahn <sup>a</sup>, J.-L. Joron <sup>b</sup>, B. Auvray <sup>a</sup> and H. Hamdi <sup>a</sup>

<sup>a</sup> CAESS, Université de Rennes I, Campus de Beaulieu, 35042 Rennes Cedex, France

<sup>b</sup> Groupe des Sciences de la Terre, Laboratoire Pierre Sûe, C.E.N. Saclay, 91190 Gif sur Yvette, France

Received February 2, 1990; revised version accepted July 16, 1990

## ABSTRACT

Basaltic rocks from the Gulf of Tadjoura and southern Red Sea regions have been analysed for their Nd isotopic compositions and major and trace element concentrations. The wide variation in isotopic and geochemical compositions of the basaltic rocks is best explained by the mixing phenomenon involving a variety of mantle source components. To test the mixing hypothesis, a combined use of Nd isotopes and hygromagmaphile elemental ratios is proven very powerful. Three reservoirs have been identified as minimum components in their petrogenesis: (1) DMM (depleted MORB mantle), a mantle source depleted in light rare earth elements (LREE), which is the principal component of the N-MORB type basalts of this region; (2) REC (Ramad enriched component), equivalent to the hot-spot type of source detected in the south of Red Sea; (3) TEC (Tadjoura enriched component), a rather unique component located in the region of Tadjoura Gulf; it is characterised by a relative depletion in Rb, K, Th and U in a primitive mantle- or chondrite-normalised incompatible element pattern; this component could have been produced by mantle metasomatism of an originally depleted mantle.

Mixing in various proportions of the above components is considered to be the principal mechanism for the formation of basalts with such diverse isotopic and trace element compositions.

## 1. Introduction

In recent years, isotopic studies of basaltic rocks and mantle peridotites have revealed a considerable heterogeneity of the upper mantle at all scales, with the effects of crustal contamination being well taken into consideration. Variations in isotopic composition of mantle derived rocks have been interpreted in terms of mixing between isotopically distinct mantle domains [1,2; among others]. However, there are still numerous questions remained to be answered, such as the origin and the mechanism of creation of these domains and their location within the convecting mantle. It is likely that some of these distinct domains might have been produced by complex interactions between the lithosphere and the asthenosphere.

Mantle-derived basaltic liquids carry the sig-

natures of different reservoirs. A study of spatial and temporal relationships of basaltic lava flows may help characterize their source regions and hence delineate the chemical structure of the mantle.

The region of Afar in NE Africa is particularly privileged for such a study. It is long recognised as a triple junction between the continental Ethiopian Rift and two spreading oceanic ridges: the Gulf of Aden and the Red Sea (Fig. 1). It is possible to observe here all stages of formation of an oceanic crust, from initial lithospheric thinning, rupture of continental crust, till the formation of oceanic ridges. This process of "oceanisation" is particularly evident in the Gulf of Tadjoura, the extreme west end of the Gulf of Aden.

The purpose of this study is first to characterize the isotopic and diagnostic trace element composi-

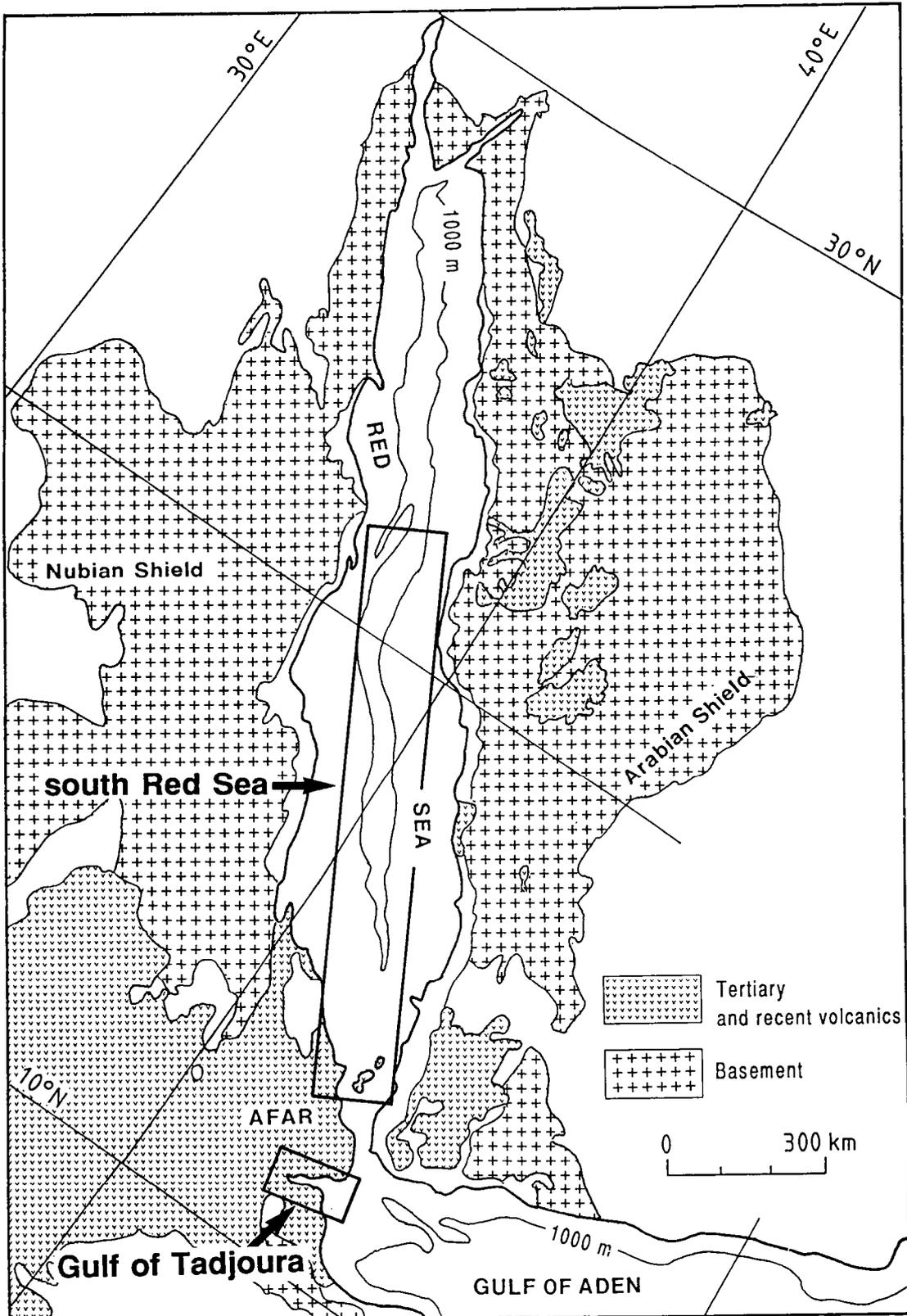


Fig. 1. Simplified geologic map of the study area in NE Africa.

tions of the lavas erupted in this region, then to identify possible geochemical reservoirs involved in the genesis of these basalts, and finally to explain the geochemical and isotopic variations of the basalts by a geochemical model. In this paper, we consider that the variations in hygromagmaphile elemental ratios in the tholeiites and in the transitional basalts mainly reflect the heterogeneity of their sources. Partial melting can explain at best the second-order variations in these ratios. We show below that the mixing phenomenon, either between liquids derived from distinct sources or from melting of mixed sources, is chiefly responsible for the significant variation in isotopic and trace element compositions of the erupted lavas.

## 2. Analytical methods

Representative samples were studied in thin sections, and only those with little or no alteration were selected for chemical analyses. The glass fractions of pillow basalts were separated by hand-picking, and whole-rock powder samples were prepared using agate mortars.

At the Université de Rennes, major and some trace element abundances were determined by the XRF method, and rare earth elements by the isotope dilution method. The uncertainties were estimated at 1–5% for major elements, at 3% for Sr, 5% for Ba, V and Zr, 10% for Nb and Y and for lanthanides, 3% for La and Lu, and 2% for the other REE.

Nd isotopic ratios were measured using a Cameca TSN-206 single collector mass spectrometer. All isotopic ratios were normalised against  $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$  for isotopic fractionation effect and reported relative to  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.511860$  for the La Jolla Nd standard.

Cr, Ni, Co, Sc, U, Th, Zr, Hf, Ta, Ba, La, Eu and Tb have been determined by instrumental neutron activation analysis at the Laboratoire Pierre Süe (Groupe des Sciences de la Terre) of Saclay. The samples were placed in Cd containers and irradiated in the Osiris reactor (C.E.N. Saclay). The gamma-ray spectrometer has a Ge(Li) detector, having 1.75 keV of resolution for the 1333 keV ray of  $^{60}\text{Co}$ . The analytical technique has been described previously [3]. The uncertainties due to counting statistics are in the range 1–5%.

## 3. Mantle heterogeneity in the Afar (southern Red Sea–Djibouti) region

A few earlier trace element and isotopic studies have shown that the composition of mantle beneath the Afar region is highly heterogeneous [4–8]. However, such variations in isotopic and chemical compositions have not been satisfactorily explained. We take the privileged opportunity of studying the basaltic samples collected in-situ by the Cyana submersible during the *Cyaden* cruise [9,10] to re-examine the scenario of geochemical evolution in this general region. We used elemental ratios of some refractory hygromagmaphile elements [Th, Ta, Nb, Zr, Hf, Y and rare earth elements (REE) except Ce] and Nd isotopic compositions, which are susceptible to little seawater alteration effect. The region of study represents two young nascent oceanic crust zones: southern Red Sea and Gulf of Tadjoura (Fig. 1). Interaction of basaltic magmas with continental crust in such a region seems to be insignificant, as opposed to the situation in continental rift zones [e.g. 11].

### 3.1. Recent volcanic activities in the southern Red Sea region

Recent volcanic activities in the southern Red Sea region are quite frequent and have produced a

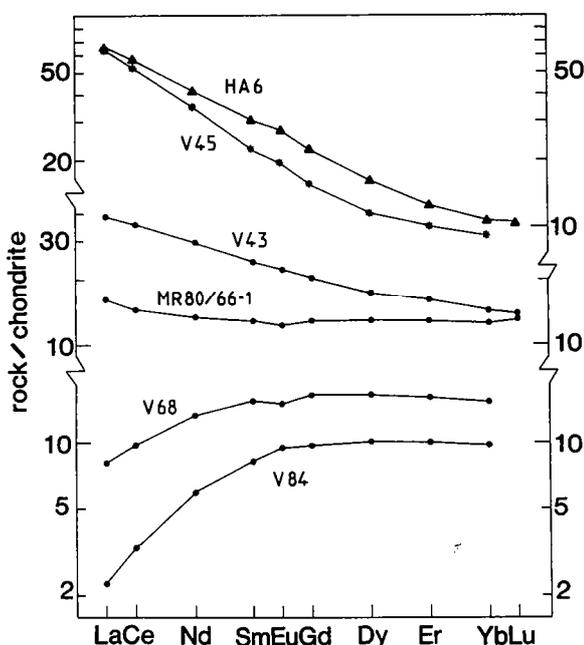


Fig. 2. Chondrite-normalised REE distribution patterns for representative basalts of southern Red Sea region (chondrite abundances from [20], further divided by 1.2).

TABLE 1  
Trace element and Nd isotopic compositions of basalts from the Southern Red Sea–Tadjoura Gulf Region

	rock type	Cr	Co	Ni	Sc	V (X)	Sr (X)	Rb	Ba	Ba (X)	Th	U	Ta	Nb (X)	Zr	Zr (X)
<b>south Red Sea</b>																
V84	N-MORB	413	53.8	252	34.9	-	62.6*	0.46*	-	-	0.054	-	0.04	-	57	-
V68	N-MORB	461	51.5	223	38.6	-	-	<4.5	-	-	0.28	0.05	0.20	-	92	-
66-1	T-MORB	40	48.4	72	40.8	-	-	4.0	42.7	-	0.57	0.17	0.54	-	56	-
V43	E-MORB	-	45.2	34	38.9	-	-	8.4	111	-	1.35	0.55	1.22	-	169	-
HA6	AB	348	47.2	202	34.0	279	429	14	207	216	2.34	0.54	1.97	26	183	186
V45	AB	238	42.7	141	34.9	-	-	14.7	176	-	2.47	0.82	2.15	-	164	-
<b>Tadjoura Gulf, zone 1 and site A3</b>																
103-1gl	T-MORB	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
103-3	E-MORB	233	45.9	123	36.0	-	-	-	41.9	-	0.92	0.94	1.24	-	142	-
105-1	T-MORB	182	49.4	115	41.5	364	115	3.2	26.8	30	0.64	0.41	0.51	10	84	82
106-1gl	T-MORB	-	46.8	107	40.2	-	-	3.8	42.9	-	0.66	0.14	0.57	-	107	-
106-2	T-MORB	-	48.8	116	41.3	-	-	4.0	41.3	-	0.65	0.43	0.58	-	82	-
106-3	T-MORB	-	48.7	117	41.3	-	-	4.2	36.7	-	0.62	0.33	0.57	-	81	-
107-4	T-MORB	148	48.6	63	46.1	457	133	3.0	21.3	33	0.81	1.35	0.69	12	135	113
109-1	T-MORB	260	47.5	129	39.3	-	-	1.35	17.8	-	0.55	0.51	0.46	-	77	-
110-1	E-MORB	248	49.4	122	42.9	-	-	-	19.8	-	0.61	0.27	0.73	-	120	-
110-4	T-MORB	-	-	-	-	353	111	-	-	46	-	-	-	10	-	81
DR1-2	T-MORB	-	48.3	114	42.0	-	-	3.9	37.1	-	0.65	0.67	0.56	-	68	-
DR1-3	T-MORB	-	48.7	114	41.1	-	-	3.5	39.6	-	0.64	0.12	0.57	-	86	-
DR1-3gl	T-MORB	-	47.6	107	41.2	-	-	4.1	38.3	-	0.67	0.16	0.57	-	106	-
DR1-4	T-MORB	202	49.8	123	41.8	354	115	3.3	39.4	47	0.70	0.77	0.58	10	79	87
DR1-6	T-MORB	188	48.0	119	40.0	-	-	4.1	39.0	-	0.68	0.20	0.56	-	88	-
DR1-7	T-MORB	-	-	-	-	356	112	-	-	53	-	-	-	10	-	85
DR1-15	T-MORB	-	-	-	-	355	117	-	-	48	-	-	-	10	-	85
A3D5	T-MORB	305	51.2	192	40.3	-	-	-	-	-	0.30	0.19	0.39	-	75	-
A3D19	N-MORB	382	55.4	272	43.7	-	-	-	9	-	0.18	-	0.23	-	67	-
<b>Tadjoura Gulf, zone 2</b>																
102-2	TB	218	56.6	172	36.1	430	464	1.2	65.1	65	0.36	0.14	1.25	19	171	141
113-2	TB	237	43.6	117	38.6	-	-	-	95.0	-	0.89	1.38	1.65	-	172	-
113-5	TB	214	39.0	102	28.6	-	-	4.8	68.3	-	0.65	3.38	0.90	-	120	-
114-1	TB	-	50.0	125	36.7	-	-	3.9	120	-	0.96	0.30	2.10	-	245	-
114-3	TB	222	49.8	114	37.9	-	-	4.4	103	-	0.95	0.46	2.19	-	234	-
114-4	TB	241	49.5	127	37.1	-	-	2.9	80.6	-	0.94	0.42	2.16	-	237	-
114-5	TB	248	51.1	137	36.4	341	329	3.9	102	102	0.85	0.35	2.07	28	251	219
115-9	TB	254	46.9	108	39.4	-	-	-	79.1	-	0.93	0.78	1.28	-	156	-
115-10	TB	2	35.2	20	29.4	-	-	16.1	583	-	3.53	0.76	1.87	-	319	-
116-3	TB	149	51.3	110	36.9	-	-	3.6	102	-	0.67	0.22	2.00	-	244	-
116-4	TB	-	49.2	92	38.2	-	-	4.2	104	-	0.74	0.23	2.19	-	273	-
116-5	TB	-	55.2	156	35.2	372	374	2.7	84	93	0.58	0.24	1.66	23	215	172
117-3	TB	566	71.6	274	34.4	-	-	1.2	43.3	-	0.80	0.55	1.74	-	217	-
117-6	TB	212	46.6	132	35.1	373	399	2.3	64.0	60	0.76	2.08	1.61	23	200	170
117-9	TB	193	48.9	91	39.4	-	-	2.9	98.6	-	0.85	0.70	2.30	-	276	-
DR2-1	TB	197	51.6	113	38.3	-	-	3.3	109	-	0.84	0.30	2.19	-	281	-
<b>Tadjoura Gulf, zone 3</b>																
119-2	TB	252	52.6	202	28.7	-	-	4.7	73.4	-	0.83	2.37	2.20	-	229	-
122-1	TB	-	42.6	104	40.3	-	-	3.8	165	-	1.00	0.28	2.57	-	309	-
<b>Tadjoura Gulf, zone 4</b>																
124-1	TB	245	52.5	155	35.4	390	498	3.6	91.9	88	0.62	0.15	1.65	21	169	146
124-2	TB	-	50.7	120	36.7	-	-	2.8	108	-	0.66	0.12	2.06	-	166	-
124-3	TB	-	50.0	113	37.9	-	-	2.3	105	-	0.63	0.21	2.04	-	223	-
124-4	TB	193	50.2	114	36.6	-	-	2.3	94.5	-	0.66	0.26	1.72	-	168	-
124-5	TB	-	49.6	107	38.9	-	-	3.6	113	-	0.62	0.15	2.10	-	218	-
<b>Asal Rift</b>																
120-1	TB	-	48.5	169	32.6	-	-	4.3	188	-	0.83	0.19	1.65	-	178	-
127-1	TB	130	30.6	69	23.4	-	-	4.7	51.9	-	0.77	4.48	0.52	-	53	-
LG1	PI-TB	-	34.5	73	28.2	211	421	2.3	78.0	67	0.46	0.18	0.73	11	104	91
LG2	TB	229	47.4	92	43.4	-	-	3.7	97.4	-	0.68	0.19	1.15	-	136	-
LG3	TB	7	47.3	43	38.4	377	330	7.3	146	155	1.19	0.49	1.31	19	134	133
7047	TB	165	52.6	118	35.6	-	-	5.3	197	-	0.87	0.29	2.60	-	270	-
<b>Initial series</b>																
GH1	TB	379	52.8	196	34.4	-	-	6.9	177	-	1.08	0.24	1.66	-	180	-
GH2	TB	-	50.4	168	34.5	-	-	6.0	178	-	1.02	0.24	1.62	-	171	-
GH3	TB	307	51	163	35.5	353	491	4.4	188	180	1.1	0.32	1.68	21	181	161

(AB = alkali basalt, TB = transitional basalt, PI-TB = transitional basalt rich in plagioclase phenocrysts). Note: all abundances (in ppm) were determined by the neutron activation analysis at Saclay, except for a few elements by the XRF method at Rennes. Rb and Sr data for sample V84 were by isotopic dilution method [17]. The neutron activation data for the Red Sea basalts (except HA6) and the A3 site are from [4,19], 7047 from [48].

	Hf	La	Eu	Tb	Y (X)	Ta/Th	La/Tb	Th/Tb	143Nd/144Nd	± Nd	ε Nd
<b>south Red Sea</b>											
V84	1.07	0.71	0.72	0.48	-	0.74	1.48	0.11	0.513155	+/- 30	+10.1
V68	2.3	2.7	1.17	0.73	-	0.71	3.70	0.38	0.513097	+/- 17	+9.0
66-1	1.6	5.3	0.85	0.58	-	0.95	9.14	0.98	0.513046	+/- 21	+8.0
V43	3.4	12.3	1.55	0.80	-	0.90	15.38	1.69	0.513002	+/- 12	+7.1
HA6	4.6	21.4	2.34	0.85	29	0.84	25.18	2.75	0.512945	+/- 20	+6.0
V45	3.05	20.2	1.57	0.59	-	0.87	34.24	4.19	0.512922	+/- 20	+5.5
<b>Tadjoura Gulf, zone 1 and site A3</b>											
103-1gl									0.513028	+/-20	+7.6
									0.513052	+/-29	+8.1
103-3	3.37	14.6	1.69	0.75	-	1.35	19.47	1.23	0.513019	+/-24	+7.4
105-1	2.10	5.25	1.25	0.68	30	0.80	7.72	0.94	0.513046	+/-22	+7.9
106-1gl	2.2	5.6	1.15	0.69	-	0.86	8.12	0.96	0.512977	+/-19	+6.6
106-2	2.2	6.0	1.16	0.70	-	0.89	8.57	0.93	0.513011	+/-15	+7.3
106-3	2.3	5.6	1.13	0.69	-	0.92	8.12	0.90			
107-4	3.05	7.17	1.67	0.92	41	0.85	7.79	0.88	0.513041	+/-15	+7.9
109-1	2.10	4.85	1.18	0.64	-	0.84	7.58	0.86			
110-1	2.73	8.03	1.45	0.74	-	1.20	10.85	0.82			
110-4	-	-	-	-	29	-	-	-	0.513029	+/-17	+7.6
DR1-2	2.2	5.7	1.21	0.69	-	0.86	8.26	0.94	0.512975	+/-21	+6.5
DR1-3	2.2	5.9	1.13	0.68	-	0.89	8.68	0.94	0.513000	+/-21	+7.1
DR1-3gl	2.3	6.0	1.20	0.69	-	0.85	8.70	0.97	0.512970	+/-24	+6.5
DR1-4	2.23	5.58	1.23	0.67	32	0.83	8.33	1.04			
DR1-6	2.27	5.81	1.24	0.67	-	0.82	8.67	1.01			
DR1-7	-	-	-	-	30	-	-	-			
DR1-15	-	-	-	-	30	-	-	-			
A3D5	1.87	4.5	1.02	0.56	-	1.30	8.04	0.54	0.512974	+/-21	+6.6
A3D19	1.33	2.6	0.93	0.47	-	1.28	5.53	0.38	0.512966	+/-17	+6.4
<b>Tadjoura Gulf, zone 2</b>											
102-2	3.74	10.5	2.11	0.84	30	3.47	12.50	0.43	0.512912	+/-16	+5.3
									0.512926	+/-26	+5.6
113-2	3.94	17.5	2.24		-	1.85	20.35	1.03			
113-5	2.34	9.50	1.24	0.52	-	1.38	18.27	1.25			
114-1	5.2	23.0	2.5	1.09	-	2.19	21.10	0.88	0.512927	+/-17	+5.6
114-3	5.26	23.4	3.01	1.09	-	2.31	21.47	0.87			
114-4	5.46	23.9	2.77	1.12	-	2.30	21.34	0.84			
114-5	5.13	22.7	2.70	1.04	36	2.44	21.83	0.82	0.512957	+/-19	+6.2
115-9	3.40	14.6	1.73	0.77	-	1.38	18.96	1.21			
115-10	7.16	33.4	3.01	1.15	-	0.53	29.04	3.07			
116-3	5.18	20.1	2.71	1.08	-	2.99	18.61	0.62			
116-4	5.4	21.3	2.8	1.16	-	2.96	18.36	0.64	0.512888	+/-23	+4.9
116-5	4.2	15.2	2.2	0.95	34	2.86	16.00	0.61	0.512894	+/-17	+4.9
117-3	4.42	18.7	2.32	0.94	-	2.18	19.89	0.85			
117-6	4.04	17.5	2.38	0.88	32	2.12	19.89	0.86	0.512912	+/-27	+5.3
117-9	5.49	22.9	3.18	1.17	-	2.71	19.57	0.73			
DR2-1	5.75	25.0	2.63	1.12	-	2.61	22.32	0.75			
<b>Tadjoura Gulf, zone 3</b>											
119-2	4.96	20.3	2.49	1.00	-	2.64	20.30	0.83			
122-1	5.7	27.9	3.0	1.25	-	2.57	22.32	0.80	0.512876	+/-26	+4.6
<b>Tadjoura Gulf, zone 4</b>											
124-1	3.89	12.2	2.33	0.88	30	2.66	13.86	0.70			
124-2	4.1	15.8	2.55	1.05	-	3.12	15.05	0.63	0.512870	+/-23	+4.5
124-3	4.4	15.8	2.6	1.05	-	3.24	15.05	0.60	0.512883	+/-12	+4.8
124-4	4.05	12.3	2.45	0.90	-	2.61	13.67	0.73			
124-5	4.4	16.5	2.8	1.09	-	3.39	15.14	0.57	0.512905	+/-14	+5.2
<b>Asal Rift</b>											
120-1	4.1	16.9	2.2	0.85	-	1.99	19.88	0.98	0.512872	+/-29	+4.6
127-1	1.50	6.16	0.86	0.38	-	0.68	16.21	2.03			
LG1	2.0	6.4	1.2	0.47	16	1.59	13.62	0.98	0.512946	+/-23	+6.0
LG2	3.21	9.62	1.93	0.74	-	1.69	13.00	0.92			
LG3	3.38	13.8	1.86	0.81	32	1.10	17.04	1.47	0.512936	+/-19	+5.8
7047	5.2	25.2	3.2	1.22	-	2.99	20.66	0.71	0.512906	+/-17	+5.2
<b>GH</b>											
GH1	4.05	15.9	2.12	0.81	-	1.54	19.63	1.33			
GH2	3.9	15.5	2.0	0.80	-	1.59	19.38	1.28	0.512923	+/-17	+5.6
									0.512916	+/-27	+5.4
GH3	3.94	15.9	2.28	0.81	27	1.53	19.63	1.36	0.512924	+/-13	+5.6

variety of basaltic rocks including N-type MORB, T-type (transitional) MORB and alkali basalts. Their petrographic and geochemical characteristics have been extensively studied [12–18]. Using the information mainly given by Altherr et al. [17,18] and the results obtained in the Laboratoire Pierre Süe, Saclay [4,19], we have selected six samples representing the entire compositional range for a more precise determination of REE abundances by the isotopic dilution method and Nd isotopic compositions.

**Results:** The analytical results (Tables 1 and 2) clearly demonstrate that the basaltic compositions are highly heterogeneous, with (La/Yb)<sub>N</sub> ranging from 0.2 to 7.2 (Fig. 2) and  $\epsilon_{Nd}$  values from +5 to +10. The present data confirm and complement the previously published results [6,18,19].

Since Schilling [12,21] first published REE results of Red Sea tholeiites, it becomes apparent that basaltic compositions (particularly the al-

kalinity) vary as a function of geographic location: N-MORB are found in the middle section of Red Sea at about 21–19°N; whereas toward the South, only T-types or alkali basalts occur. Such a compositional zoning is remarkably shown by the variations in hygromagmaphile element ratios and Nd isotopic compositions (Fig. 3). Other recent works have also confirmed such systematic regional variation [17,22], and suggest that a symmetrical image could exist in the northern section of the Red Sea Rift. Two hypotheses have been advanced to explain such a relation:

(1) Presence of a hot-spot in the South of Red Sea [21]; the chemical and isotopic variations are a result of mixing between a depleted component for the source of tholeiitic lavas and an enriched component for the source of alkali basalts;

(2) Partial melting of heterogeneous sources [4]; various degrees of partial melting of heterogeneous mantle sources have been used to explain

TABLE 2

REE concentrations (in ppm) of basalts from the study area in NE Africa. All concentrations were determined by the isotopic dilution method at Rennes

	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Gd	Dy	Er	Yb	Lu	(La/Yb) <sub>N</sub>	Eu/Eu*
<b>south Red Sea</b>												
V84	0.72	2.67	3.51	1.56	0.67	2.47	3.27	2.15	2.00	-	0.24	1.05
V68	2.53	7.80	7.91	2.94	1.08	4.28	5.31	3.40	3.19	-	0.52	0.94
66-1	5.14	12.13	8.08	2.52	0.91	3.39	4.25	2.78	2.69	0.43	1.26	0.96
V43	12.18	29.15	17.80	4.63	1.60	5.24	5.64	3.45	3.00	0.45	2.68	1.00
HA6	20.54	43.52	24.69	5.89	2.00	5.82	5.29	2.73	2.24	0.34	6.05	1.06
V45	20.67	43.18	21.20	4.33	1.42	4.05	3.85	2.19	1.89	-	7.22	1.05
<b>Tadjoura Gulf and Asal Rift</b>												
A3D19	2.76	7.44	5.88	1.97	0.80	2.86	3.64	2.42	2.30	-	0.74	1.04
DR1-2	5.67	14.14	9.60	3.08	1.14	4.03	4.95	3.14	3.08	0.44	1.22	1.00
DR1-3	5.74	13.76	9.55	3.08	1.12	4.14	4.89	3.08	3.01	0.46	1.26	0.97
DR1-3gl	5.82	13.05	9.58	3.09	1.11	4.14	4.85	3.01	2.97	0.46	1.29	0.96
103-1gl	5.56	-	9.64	2.96	1.09	3.85	4.90	2.94	2.81	-	1.31	1.00
106-1gl	6.08	14.77	10.52	3.22	1.17	4.12	5.12	3.23	3.17	0.49	1.27	0.99
106-2	5.79	14.46	9.72	3.09	1.14	4.12	4.98	3.15	3.08	0.48	1.24	0.99
107-4	7.28	18.71	13.79	4.30	1.55	5.62	6.65	4.22	3.94	0.62	1.22	0.97
110-4	5.32	-	9.48	2.94	1.10	3.80	4.76	3.02	2.85	0.45	1.23	1.02
102-2	10.06	27.72	20.39	5.52	2.03	5.83	5.66	2.98	2.47	0.37	2.68	1.11
114-1	24.76	59.96	33.58	7.86	2.61	7.84	7.49	4.01	3.50	0.52	4.67	1.03
114-5	22.63	53.49	32.31	7.46	2.47	7.50	7.04	3.78	3.02	0.48	4.95	1.02
116-4	22.51	55.92	33.16	7.92	2.73	8.20	7.74	4.14	3.60	0.53	4.13	1.05
116-5	16.81	42.65	26.95	6.63	2.33	6.97	6.57	3.54	3.17	0.47	3.50	1.06
117-6	16.99	42.07	26.01	6.58	2.15	6.21	5.83	3.10	2.61	-	4.29	1.04
124-2	17.75	43.93	30.14	7.46	2.69	7.43	6.80	3.51	2.85	-	4.11	1.12
124-3	16.71	43.62	29.98	7.22	2.59	7.38	6.85	3.52	3.02	0.43	3.65	1.10
124-5	16.97	44.36	29.67	7.46	2.71	7.66	7.03	3.56	3.04	0.45	3.69	1.11
120-1	16.74	41.50	26.37	6.17	2.23	6.33	5.30	2.63	2.12	0.31	5.21	1.00
LG1	6.98	17.68	11.86	3.05	1.18	3.21	3.15	1.77	1.44	-	3.20	1.16
7047	27.76	68.86	39.82	9.08	3.06	8.88	7.62	3.90	3.44	0.50	5.33	1.05
GH3	15.74	38.48	24.09	5.69	2.03	5.68	5.28	2.71	2.21	0.33	4.70	1.10

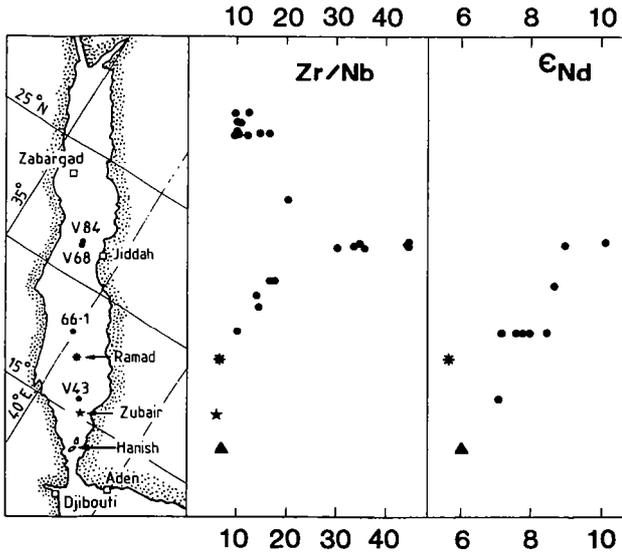


Fig. 3. Geographical variations of Zr/Nb ratios (data from [17,22]) and  $\epsilon_{Nd}$  values (data from [6,19] and this study).

the variations of alkalinity and hygromagmaphile elemental ratios; more precisely, Altherr et al. [18] suggested an heterogeneous mantle source con-

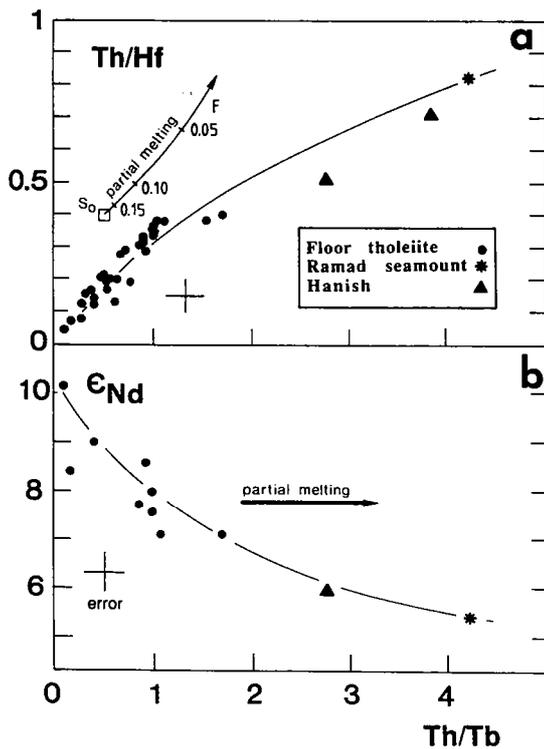


Fig. 4. (a) Th/Hf and (b)  $\epsilon_{Nd}$  vs. Th/Tb plots for the southern Red Sea basalts (data from [4,6,19] and this study). In both (a) and (b), the batch partial melting curves for a garnet lherzolite are shown to have different trends from the data set. The parameters used in (a) are those of [23], except the distribution coefficient of Th taken to be 0.01.

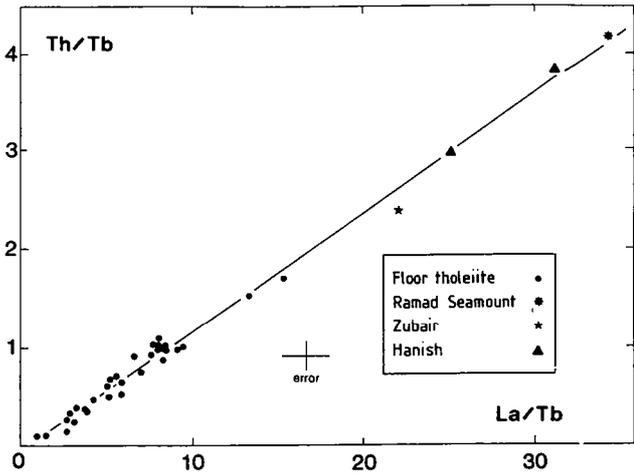


Fig. 5. Th/Tb vs. La/Tb plot for the southern Red Sea basalts (data from [4,19] and this study).

taining a "low-temperature fusible component" enriched in LREE; consequently, the geochemical and isotopic variations could be interpreted as such that a large mantle diapir beneath the Red Sea was subject to large degrees of partial melting in the middle section, and lower degrees of melting in the south.

In a Th/Hf vs. Th/Tb diagram (Fig. 4a), the partial melting curve of an homogeneous garnet lherzolite (similar curve for a spinel peridotite) is shown to be distinctly different from our data set. When taking together the Nd-isotopic data (Fig. 4b) into consideration, the chemical and isotopic variations can best be explained by mixing of two distinct components as suggested by the first hypothesis above. Figures 5, 6 and 7 further strengthen this particular point. Similar conclu-

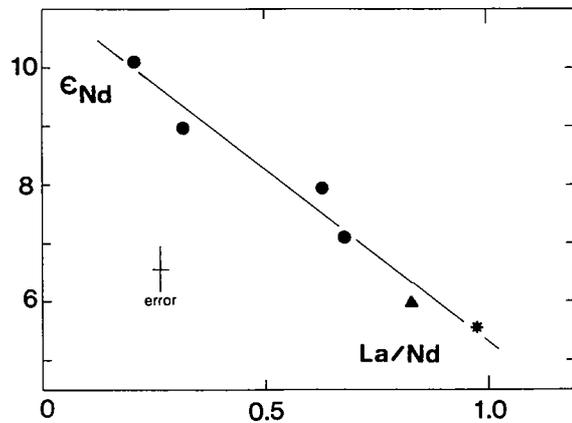


Fig. 6.  $\epsilon_{Nd}$  vs. La/Nd plot. Symbols are as in Fig. 5.

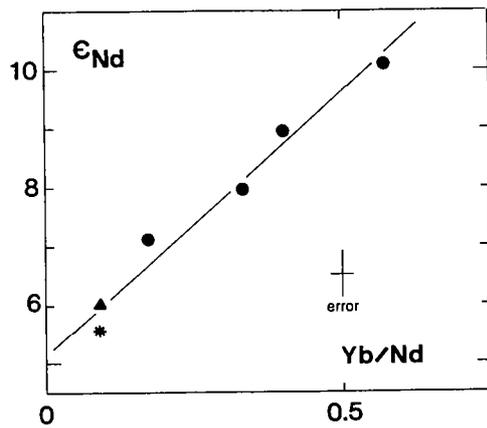


Fig. 7.  $\epsilon_{Nd}$  vs.  $Yb/Nd$  plot. Symbols are as in Fig. 5.

sions can be reached if Sr and Pb isotopic ratios are employed [17–19 and our unpublished results).

The characteristic features of the two components are described below:

(1) DMM (depleted MORB mantle): this depleted source resembles that of all major oceans [e.g. 24–34]. The correlation shown in Fig. 6 allows us to constraint the Nd isotopic composition by the intercept value of the regression line on the ordinate; in this case, the  $\epsilon_{Nd}$  value is about +11. Incidentally, the Sr isotopic data [17] indicate that their depleted reservoirs are more similar to the Pacific and the Atlantic than the Indian Ocean [30];

(2) REC (Ramad enriched component): the  $\epsilon_{Nd}$  of this component is well constraint at about +5 as shown in Fig. 7; the hygromagmaphile elemental abundances (Fig. 8) and isotopic compositions of the alkali basalts of southern Red Sea are quite

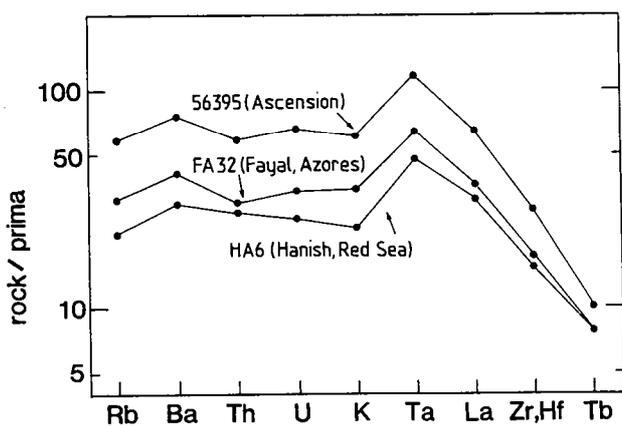


Fig. 8. Primitive mantle-normalised trace element abundances of a Red Sea alkali basalt (HA6). Two ocean-island basalts are shown for comparison [37,38]; primitive mantle values from [37].

comparable with those of ocean island basalts; it is suggested that REC is a hot-spot type component. Whether the mixing processes involved two sources or two liquids cannot be distinguished.

### 3.2. The early basalts of the Red Sea Rift

Some geochemical and isotopic data for the older basalts of the Red Sea Rift are available in the literature. On the Arab peninsula, Pallister [38] studied different periods of basaltic formations in the Al Lith area (south of Jiddah): one between 30 and 20 Ma, which are called here as “initial basalts”, and the other between 11 and 3 Ma, called “flood basalts” (or Harrats basalts). The hygromagmaphile ratios and Nd isotopic compositions of these basalts [data from 39] are used to compare with those of the recent basalts. Figure 9 shows that the recent basalts have a well defined trend which could be interpreted as a mixing line between DMM and REC end-members. The basalts of the Al Lith region, however, demonstrate a widely scattered data set, implying the involvement of more than two reservoirs, with at least a third being the lithospheric mantle or a crustal component [39]. Unfortunately, the characteristics of this third reservoir cannot be very well constrained. Whatever the case is, the data shown in Fig. 9 clearly distinguish the geochemical features of the young rift basalts of the Red Sea (by mixing of two components) from the older basalts of the Al Lith area (involvement of three

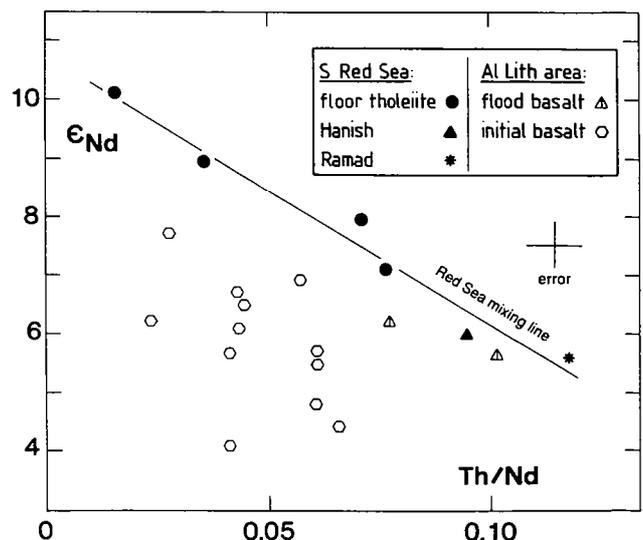


Fig. 9.  $\epsilon_{Nd}$  vs.  $Th/Nd$  plot. The data for the Al Lith basalts are from [39].

or more components). We concur with Hegner and Pallister [39] that: "Tertiary rifting related mantle melting and magma ascent through thinned lithosphere may have supported its rupture [e.g. 40], thereby diminishing further involvement of lithosphere mantle in the most recent Red Sea Rift basalt genesis".

3.3. Gulf of Tadjoura (Djibouti)

This region includes the Gulf of Tadjoura and the Asal Rift (Fig. 10). The gulf and rift structures

are the manifestation of a propagating rift extending from the Gulf of Aden to the African continent. This particular geotectonic site has motivated a number of studies [e.g. 41], especially the in-situ sea floor structural observations by the submersible Cyana during the *Cyaden* campaign [9,10]. Based on these latest works, a model of structural evolution of this area has been proposed [9,10].

Since about 20 Ma ago, the axial region of the Gulf of Tadjoura has become more and more

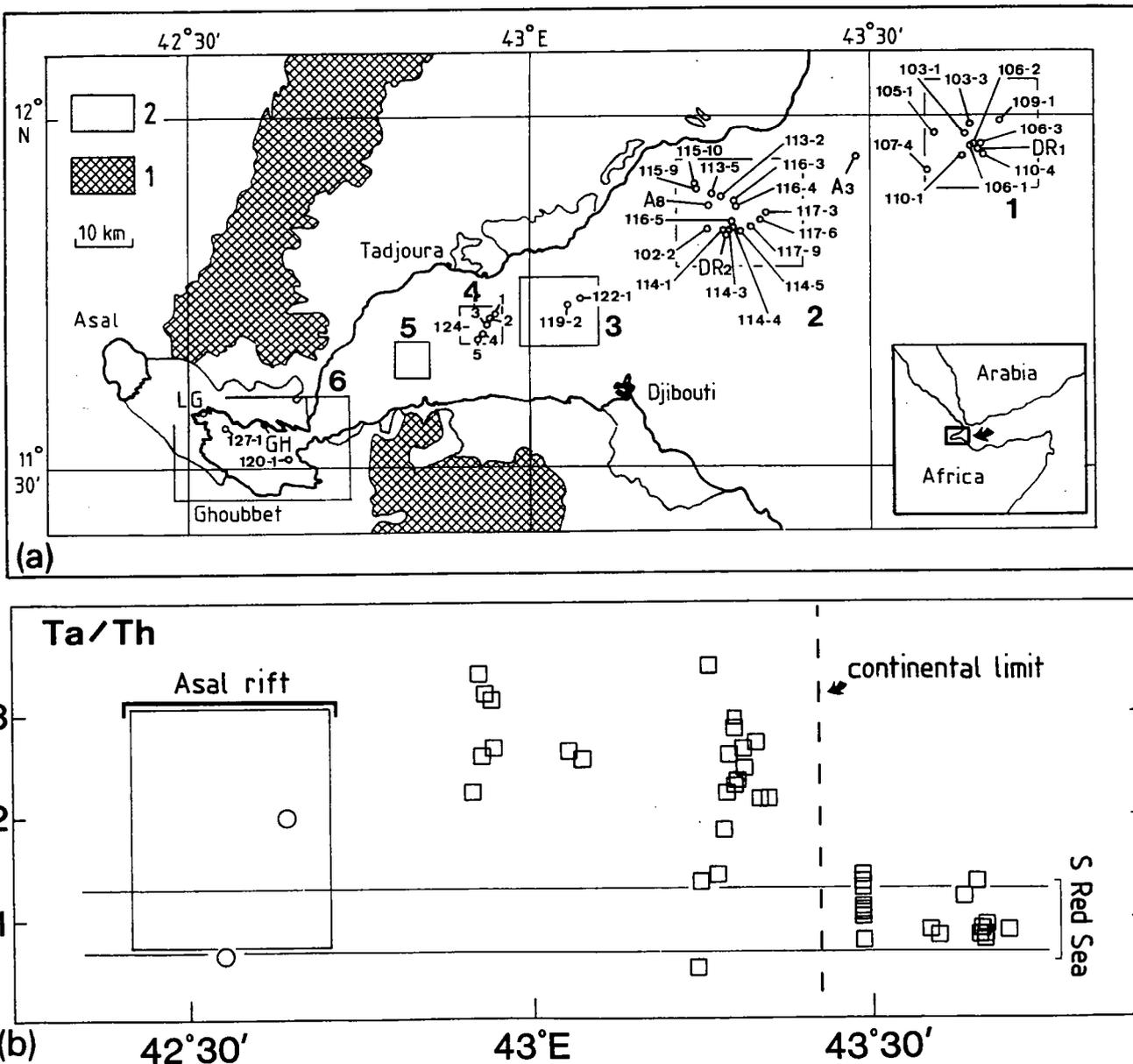


Fig. 10. (a) Simplified geologic map of the Gulf of Tadjoura and sampling localities of the *Cyaden* campaign (zones 1-6). The localities of the main basaltic series are slightly simplified after [43] (geologic pattern 1 = basalts of Dalha; 2 = Tadjoura initial basalts and Asal Rift basalts). (b) Geographical variation of the Ta/Th ratios in the Tadjoura Gulf.

oceanic in character. This is also true for the emerged structures on land, such as the Asal Rift. The in-situ structural analyses during the *Cyaden* campaign have revealed two stages of lithospheric opening: the formation of the trench of the gulf took place in the earlier stage (normal faults  $70^\circ\text{N}$ ), whereas the present rifting follows the normal faults of about  $135^\circ\text{N}$ . No transform fault has ever been put in evidence.

Several basaltic series have been related to the complex tectonic evolution [e.g. 42,43]:

(1) The basalts of Adolei (between 20 and 15 Ma) appear to be erupted contemporaneously with the earliest extension of the Arab–African block [44];

(2) The basalts of Dalha constitute the most important series around the Gulf of Tadjoura and are represented by numerous lava flows piled up to a thickness of 1000 m; they were erupted between 8 and 3.6 Ma and followed by the opening of the gulf;

(3) The initial basalts (or gulf border basalts) were formed during the opening of the gulf (3.4–1 Ma); they are represented by the numerous submarine lava flows with pillow structures or coral crusts. These basalts are comparable with those of the Asal Rift, hence they are shown in Fig. 10 by the same pattern;

(4) The submarine active basaltic volcanism is well recognized owing to the dredging during the *Sudmerouad* campaign [43] and the diving during the *Cyaden* campaign [9,10]; this basaltic volcanism and that of the Asal Rift are the only active volcanic manifestations in this region.

Several sets of samples have been studied geochemically. They include basalts from the active axis, the gulf borders and the Asal Rift sampled during the *Cyaden* campaign. Furthermore, one sample from the Asal Rift [Stieltjes collection, 45] and two from the eastern end of the Gulf of Tadjoura (*Sudmerouad* collection) were also included in the study.

The chemical data indicate that the samples are basalts or ferrobasalts of transitional affinity. According to the classification of Yoder and Tilley [46], they are mainly olivine tholeiites (Fig. 11), with only a few rocks showing quartz or nepheline in their normative compositions. Except for the “most tholeiitic” basalts from the eastern end of the gulf (Zone 1 of the *Cyaden* campaign), the

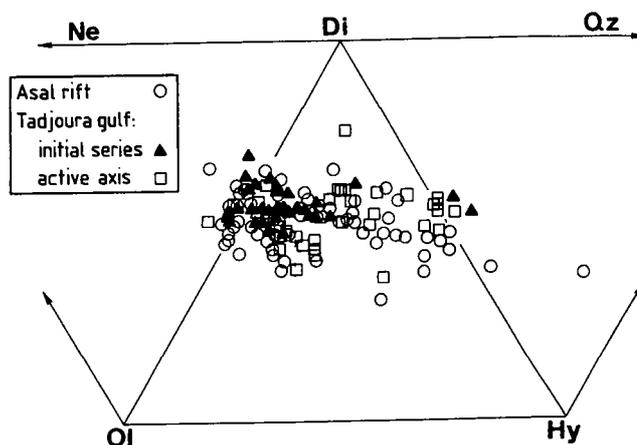


Fig. 11. Normative compositions of the Tadjoura Gulf basalts (data from [43,45] and our unpublished analyses).  $\text{Fe}^{3+}$  are assumed to be 15% of the total iron content in the calculation of the normative compositions.

basalts of this region, including the Asal Rift lavas, have little difference in major element compositions. By contrast, they show a considerable variation in hygromagmaphile elemental ratios and Nd isotopic compositions (Tables 1 and 2) as well as in REE distribution patterns (Fig. 12). All these features indicate a highly heterogeneous mantle beneath this region. The immediate questions are: could we find the two mantle end-members revealed by the study of Red Sea Rift basalts? Are

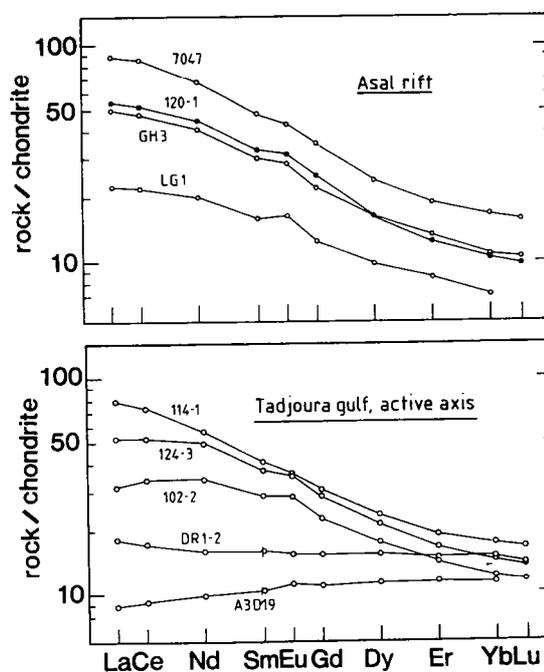


Fig. 12. Chondrite-normalised REE distribution patterns for representative Gulf of Tadjoura and Asal Rift basalts.

there other end-members or components involved in the magmagenesis? If so, what are their characteristics?

(a) *Hygromagphile elements and depletion of heat-producing elements.* The existence of basalts depleted in LREE (e.g., sample A3D19, Fig. 12) seems to argue for the presence of a DMM source similar to that of the Red Sea Rift. However, the basalts enriched in LREE have rather particular hygromagphile elemental ratios, that is, a severe depletion in Rb and heat producing elements: K, U and Th (Fig. 13). The geochemical behaviour of Th has been shown to be similar to that of Ta or La in basaltic liquids [24,47]. Basalts enriched in LREE (e.g. alkali basalts) generally show high abundances of U, Th, K and Rb. In the present case, however, some of the LREE enriched basalts have low ratios comparable to those of N-MORB (e.g., compare V68 of Red Sea with 102-2 of zone 2 of the Gulf of Tadjoura, Table 1). The Ta/Th ratios also yield a similar message: while most oceanic basalts have values close to 1, the LREE enriched basalts of Tadjoura have these values up to 3.5 (Table 1). Such depletion of Th (together with U, K and Rb) are most visible in Figs. 13 and 14. In order to explain these particular distribution patterns, we have looked into possible petrogenetic processes involved. If the depletion has resulted from partial melting processes then these elements might have behaved not as hygromag-

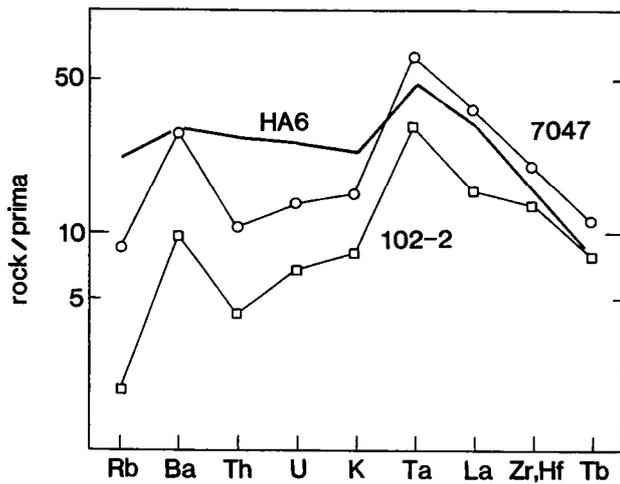


Fig. 13. Partial trace element abundance patterns in two representative Tadjoura basalts with strong depletion in Rb, Th, U and K, normalised to primitive mantle values [37]. The pattern of a Red Sea alkali basalt (HA6) is shown for comparison.

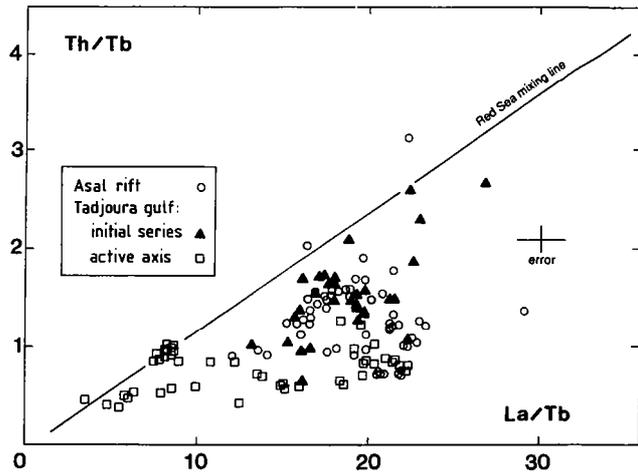


Fig. 14. Th/Tb vs. La/Tb plot for the Tadjoura Gulf basalts (data from [4,48] and this study).

phile elements, but as not-so-incompatible elements with some unknown solid phases in the residue. Of course, this interpretation can hardly be acceptable. It is more likely that a different component got involved in their petrogenesis. Figure 14 shows a diagram of Th/Tb as a function of La/Tb (equivalent to LREE enrichment factor). The Tadjoura and Asal data points form a cloud lying to the right of and limited by the Red Sea mixing line (DMM-REC). Such a data display strongly suggests the role of a third component in addition to the two components (DMM and REC) revealed by the study of Red Sea Rift basalts. This component is called TEC (Tadjoura enriched component), and is characterized by LREE enrichment and low Th/Tb (or Th/another HREE) ratio similar to that of N-MORB.

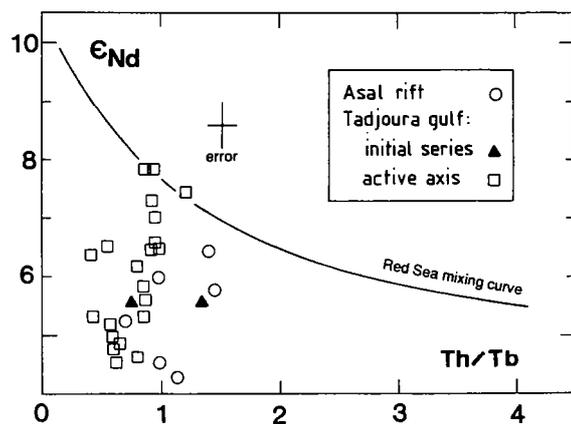


Fig. 15.  $\epsilon_{Nd}$  vs. Th/Tb plot for Tadjoura Gulf basalts (data from [6,48] and this study). The Red Sea mixing line is shown for comparison.

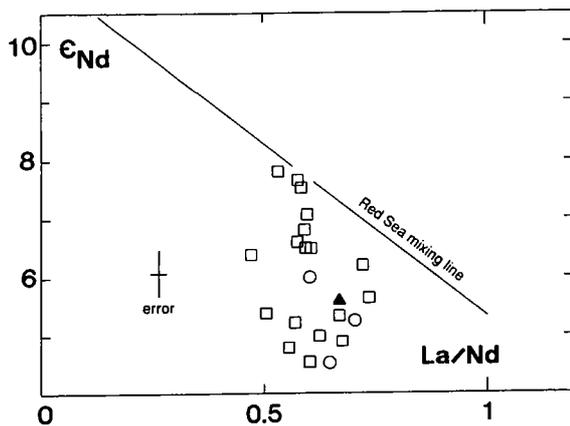


Fig. 16.  $\epsilon_{Nd}$  vs. La/Nd plot for Tadjoura Gulf basalts. Symbols are as in Fig. 14.

(b) *Nd isotope geochemistry.* The Nd isotopic data are plotted against two hygromagmaphile elemental ratios as shown in Figs. 15 and 16. In each case, the Red Sea mixing line is given for reference. All data points are found to be limited by the Red Sea mixing line and are deviated toward a third component.

Based on the above arguments, the Tadjoura–Asal magmatism has undoubtedly involved three apparent reservoirs: a depleted mantle (DMM), a hot-spot type component similar to that of Southern Red Sea (REC), and a local component (TEC) characterized by depletion of U, Th, K and Rb.

(c) *Localisation and nature of TEC.* Figure 13 demonstrates that the high ratio of Ta/Th is a good marker for the presence of TEC. This ratio is insensitive to marine alteration and is rather uniform in the Red Sea lavas. In the Gulf of Tadjoura, the involvement of TEC in magmagenesis is most visible in zones 2, 3, 4 and the Asal Rift (Fig. 10b), whereas zone 1 seems to have little TEC intervention and is very comparable with the Red Sea Rift. We note that the TEC involvement is limited to the “continental limit” at about 43°25'E (Fig. 10a, b). Clearly the TEC is related to the African continental lithosphere.

The characteristics of TEC, namely depletion in U, Th, K and Rb, are similar to depleted granulites [49–52]. Therefore, Tadjoura Gulf basalts may be explained as a result of contamination by lower crustal granulites. If depleted granulites are candidate for the TEC, the granulites would have to be basic to intermediate in bulk compositions,

much similar to the highly depleted granulites from the Lewisian Complex and the Qianxi Group of China [49–52]. This requirement is necessary to explain the high Ta/Th ratio (or depletion of U, Th, K and Rb) of TEC without much deviating the bulk chemistry from basaltic composition. However, two arguments work against this hypothesis: first, these granulites are known to have generally Nb (and Ta) depletion [49–52] and high La/Ta ratios; such values are not found in the Tadjoura lavas; secondly, the calculated granulite proportions required for giving a TEC-like signature are very high (more than 75%) and unrealistic. Thus, a lower crust source for the TEC is not considered suitable.

Alternatively, the TEC may represent a special mantle component. Such a component has rarely been documented but two recent studies have revealed rocks with the same hygromagmaphile elemental patterns: amphibole-mica-apatite peridotites from Australia [53] and olivine tholeiites from Midcontinent Rift (1.1 Ga) of the Canadian Shield [54].

A metasomatic process in which a previously depleted sub-continental upper mantle underwent some elemental enrichment [e.g. Ba, Ta(Nb) and LREE] has been proposed for the two cases. This mechanism could explain the enriched-LREE signature with the persistence of some depleted hygromagmaphile elemental ratios.

We conclude that the TEC is most likely equivalent to a special localised mantle component from the African continental lithosphere.

#### 4. Conclusions

A combined use of hygromagmaphile elemental ratios and Nd isotopic compositions can effectively resolve some petrogenetic problems such as interaction of various geochemical reservoirs and help understand the nature of mantle heterogeneity. This approach has been applied to the study of the complex magmatic province in the Afar–Red Sea region in NE Africa. Three distinct reservoirs—DMM, REC and TEC—have been identified.

The southern Red Sea Rift basalts are formed from two components mixing, between a N-MORB type of mantle (DMM) and a hot-spot type of mantle (REC).

The sources of the Tadjoura lavas are more complicated with involvement of a third reservoir (TEC) in addition to the DMM and REC components. The TEC is most likely represented by a metasomatised lithospheric mantle.

Schilling [21] attempted to locate the Afar plume center, and suggested it to be positioned at 11°15'N, 41°25'E, approximately at the centre of the Afar Triangle. The chemical and isotopic compositions of basalts in this region would then be a function of radial distance from the center as shown by the Schilling earlier data. Though the principal scenario probably remains valid. Our present data cannot be used to make a rigorous test, because (a) our samples mainly come from the region too close to and within 100 km from the hypothetical center, which admittedly has an uncertainty of 100 km [21], and (b) when more than two mantle components are involved, such a chemistry–distance relationship may become obscured. Nevertheless the existence of the Afar mantle plume is beyond any doubt.

Hart et al. [55] recently demonstrated from their isotopic study that the mantle beneath the Afar and the Ethiopian Rift regions is highly heterogeneous. The magma generation has resulted from complex interaction between lithosphere and asthenosphere during the early stages of continental rifting. It is likely that some of these reservoirs identified in our present study have also played an important role in the above regions. For example, some basalts with high Ta/Th ratios have been found in Central Afar [55], and particularly in the Manda Hararo Rift [4]. Our ongoing isotopic work (Nd, Sr, Pb, Hf, O) on the basalts of Arabia, Afar, and their basement rocks, should provide us with better constraints for the problem of crustal contamination, hence allow a better understanding of the chemical structure of the upper mantle and continental crust in NE Africa.

#### Acknowledgements

J.A.B. is very grateful for the tutorage of J. Cornichet, J. Macé, N. Morin, M. Lecoz and M. Lemoine in chemical separation procedures, mass spectrometry and XRF analyses. P. Choukroune and his companies in the *Cyaden* Campagne are greatly appreciated for providing the precious

samples and background informations of the Gulf of Tadjoura. Financial support program (ATP-PIROCEAN, 1986–1987) from the INSU-CNRS is highly acknowledged.

#### References

- 1 A. Zindler and S.R. Hart, Chemical geodynamics, *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 14, 493–571, 1986.
- 2 S.R. Hart, Heterogeneous mantle domains: signatures, genesis and mixing chronologies, *Earth and Planet. Sci. Lett.* 90, 273–296, 1988.
- 3 B. Chayla, H. Jaffrezic and J.L. Joron, Analyse par activation dans les neutrons épithermiques. Application à la détermination d'éléments en traces dans les roches, *C. R. Acad. Sci. Paris* 277, 273–275, 1973.
- 4 J.L. Joron, M. Treuil, H. Jaffrezic, B. Villemant and O. Richard, Géochimie des éléments en traces du magmatisme de l'Afar et de la mégastucture Mer Rouge–Afar–golfe d'Aden. Implications pétrogénétiques et géodynamiques, *Bull. Soc. Géol. France* 7, 22, 6, 945–957, 1980.
- 5 F. Barberi, L. Civetta and J. Varet, Sr isotopic composition of Afar volcanics and its implication for mantle evolution, *Earth Planet. Sci. Lett.* 50, 247–259, 1980.
- 6 P.J. Betton and L. Civetta, Strontium and neodymium isotope evidence for the heterogeneous nature and development of the mantle beneath Afar, *Earth Planet. Sci. Lett.* 71, 59–70, 1984.
- 7 J.G. Schilling, Afar mantle plume! New geochemical evidence, *Trans. Am. Geophys. Union* 58, 535, 1977.
- 8 J.G. Schilling, R. Vollmer and M.B. Bergeron,  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  variation along Gulf of Aden and Afar, *Trans. Am. Geophys. Union* 61, 405, 1980.
- 9 P. Choukroune, B. Auvray, J. Francheteau, J.C. Lépine, F. Arthaud, J.P. Brun, J.M. Auzende, B. Sichler and Y. Khobar, Tectonics of the westernmost gulf of Aden and the gulf of Tadjoura from submersible observations, *Nature* 319, 396–399, 1986.
- 10 P. Choukroune, J. Francheteau, B. Auvray, J.M. Auzende, J.P. Brun, B. Sichler, F. Arthaud and J.C. Lépine, Tectonics of an incipient oceanic rift (the western extension of the Aden rift within the gulf of Tadjoura, Republic of Djibouti), *Mar. Geophys. Res.* 9, 147–163, 1988.
- 11 F.V. Perry, W.S. Baldrige and D.J. DePaolo, Role of asthenosphere and lithosphere in the genesis of late cenozoic basaltic rocks from the Rio Grande Rift and adjacent regions of the Southwestern United States, *J. Geophys. Res.* 92, 9, 9193–9213, 1987.
- 12 J.G. Schilling, Red Sea floor origin: rare earth evidence, *Science* 165, 1357–1360, 1969.
- 13 J.G. Gass, D.I.J. Mallick and K.G. Cox, Volcanic islands of the Red Sea, *J. Geol. Soc. London* 129, 275–310, 1973.
- 14 W. Schneider and H. Wachendorf, Vulkanismus und Graben-Bildung im Roten Meer, *Geol. Rundsch.* 62, 3, 754–773, 1973.
- 15 R.G. Coleman, M. Tatsumoto, D.G. Coles, C.E. Hedge and R.E. Mays, Red Sea Basalts, *EOS* 54, 1001–1002.
- 16 N.M. Sushchevskaya, L.V. Dimitriev, A.I. Al'Mukhame-

- dov, G.M. Kolesov and E.Y. Shcherbovsky, Origin and geochemical peculiarities of tholeiitic melts of the Red Sea, *Geokhimiya* 8, 1202–1208, 1984 (in Russian).
- 17 R. Altherr, F. Henjes-Kunst, H. Puchelt and A. Baumann, Volcanic activity in the Red Sea axial trough—evidence for a large mantle diapir?, *Tectonophysics* 150, 121–133, 1988.
  - 18 R. Altherr, F. Henjes-Kunst and A. Baumann, Asthenosphere versus lithosphere as possible sources for basaltic magmas erupted during formation of the Red Sea: constraints from Sr, Pb and Nd isotopes, *Earth Planet. Sci. Lett.* 96, 269–286, 1990.
  - 19 J.L. Eissen, T. Juteau, J.L. Joron, B. Dupré, E. Humler and A.I. Al'Mukhamedov, Petrology and geochemistry of the basalts from the axial rift of the Red Sea at 18° North, *J. Petrol.* 30, 4, 791–839, 1989.
  - 20 A. Masuda, N. Nakamura and T. Tanaka, Fine structure of mutually normalized rare earth patterns of chondrites, *Geochim. Cosmochim. Acta* 49, 2051–2067, 1973.
  - 21 J.G. Schilling, Afar mantle plume: rare earth evidence, *Nature* 242, 2–5, 1973.
  - 22 R.C. Maury, H. Bougault, A. Coutelle, P. Guennoc, J.L. Joron and G. Pautot, Présence d'un ferrobasilite tholéiitique dans la fosse Jean Charcot (26°15'N, 35°22'E): signification dans le contexte géodynamique de la Mer Rouge, *C. R. Acad. Sci Paris* 300, 2, 16, 811–816, 1985.
  - 23 V.J.M. Salters and S.R. Hart, The hafnium paradox and the role of garnet in the source of mid-ocean-ridge basalts, *Nature*, 342 420–422, 1989.
  - 24 H. Bougault, Contribution des éléments de transition à la compréhension de la genèse des basaltes océaniques. Analyse des éléments traces dans les roches par spectrométrie de fluorescence X, Thesis, University of Paris VII, 221 pp., 1979.
  - 25 M. Tatsumoto, Isotopic composition of lead in oceanic basalts and its implication to mantle evolution, *Earth Planet. Sci. Lett.* 38, 63–87, 1978.
  - 26 B. Dupré and C.J. Allègre, Pb-Sr-Nd isotopic correlation and the chemistry of the North Atlantic mantle, *Nature* 286, 17–22, 1980.
  - 27 B. Dupré and C.J. Allègre, Pb-Sr isotope variation in Indian Ocean basalts and mixing phenomena, *Nature* 303, 142–146, 1983.
  - 28 B. Hamelin, B. Dupré and C.J. Allègre, Lead-strontium variations along the east Pacific rise and the mid Atlantic Ridge: a comparative study, *Earth Planet. Sci. Lett.* 67, 340–350, 1984.
  - 29 R.S. Cohen and R.K. O'Nions, The Lead, neodymium and strontium isotopic structure of ocean ridge basalts, *J. Petrol.* 23, 299–324, 1982.
  - 30 E. Ito, W.M. White and C. Göpel, The O, Sr, Nd and Pb isotope geochemistry of MORB, *Chem. Geol.* 62, 157–176, 1987.
  - 31 W.M. White, A.W. Hofmann and H. Puchelt, Isotope geochemistry of Pacific mid-ocean ridge basalts, *J. Geophys. Res.* 92, 6, 4881–4893, 1987.
  - 32 H. Bougault, L. Dimitriev, J.G. Schilling, A. Sobolev, J.L. Joron and H.D. Needham, Mantle heterogeneity from trace elements: MAR triple junction near 14°N, *Earth Planet. Sci. Lett.* 88, 27–36, 1988.
  - 33 L. Dosso, H. Bougault, P. Beuzart, J.Y. Calvez and J.L. Joron, The geochemical structure of the South-East Indian Ridge, *Earth Planet. Sci. Lett.* 88, 47–59, 1988.
  - 34 J.J. Mahoney, J.H. Natland, W.M. White, R. Poreda, S.H. Bloomer, R.L. Fisher and A.N. Baxter, Isotopic and geochemical provinces of the western Indian Ocean spreading centers, *J. Geophys. Res.* 94, 4, 4033–4052, 1989.
  - 35 F. Lemarchand, Les séries volcaniques de Fayal (Açores): étude pétrologique et géochimique, *Can. J. Earth Sci.* 24, 334–353, 1987.
  - 36 B.L. Weaver, D.A. Wood, J. Tarney and J.L. Joron, Geochemistry of ocean island basalts from the South Atlantic: Ascension, Bouvet, St Helena, Gough and Tristan da Cunha, in: J.G. Fitton and B.G.J. Upton, eds., *Alkaline Igneous Rocks*, *Geol. Soc. Spec. Publ.* 30, 253–267, 1987.
  - 37 S.S. Sun and W.F. McDonough, Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes, in: A.D. Saunders and M.J. Norry, eds., *Magmatism in the Ocean Basins*, *Geol. Soc. Spec. Publ.* 42, 313–345, 1989.
  - 38 J.S. Pallister, Magmatic history of Red Sea rifting: Perspective from the central Saudi Arabia coastal plain, *Geol. Soc. Am. Bull.* 98, 400–417, 1987.
  - 39 E. Hegner and J.S. Pallister, Pb, Sr and Nd isotopic characteristics of tertiary Red Sea Rift volcanics from the central Saudi Arabia coastal plain, *J. Geophys. Res.* 94, 6, 7749–7755, 1989.
  - 40 D.L. Turcotte, Physics of magma segregation processes, *Magmatic processes*, *Geochem. Soc. Spec. Publ.* 1, 69–74, 1987.
  - 41 V. Courtillot, Opening of the Gulf of Aden and Afar by progressive tearing, *Phys. Earth Planet. Inter.* 21, 343–350, 1980.
  - 42 M. Treuil and J. Varet, Critères pétrologiques, géochimiques et structuraux de la genèse et de la différenciation des magmas basaltiques: exemple de l'Afar, Thesis, University of Orléans and Orsay, 492 pp., 1973.
  - 43 O. Richard, Etude de la transition dorsale océanique-rift émergé: le golfe de Tadjoura (République de Djibouti). Approche géologique, géochronologique et pétrologique, Thesis, University of Orsay, 186 pp., 1979.
  - 44 P.W. Jones, Le magmatisme au stade initial de la fragmentation des plaques arabique, nubienne et somalienne, *Bull. Soc. Géol. France* 7, 18, 4, 829–830, 1976.
  - 45 L. Stieltjes, J.L. Joron, M. Treuil and J. Varet, Le rift d'Asal, segment de dorsal émergé: discussion pétrologique et géochimique, *Bull. Soc. Géol. France* 7, 18, 4, 851–862, 1976.
  - 46 H.S. Yoder and C.E. Tilley, Origin of basaltic magmas: an experimental study of natural and synthetic rock systems, *J. Petrol.* 3, 342–532, 1962.
  - 47 S.S. Sun, Lead isotopic study of young volcanic rocks from mid-ocean ridges, ocean islands and island arcs, *Phil. Trans. R. Soc. London*, A 297, 409–445, 1980.
  - 48 J.L. Joron, M. Treuil, H. Jaffrezic and B. Villemant, Etude géochimique des éléments en traces dans les séries de roches volcaniques du rift d'Asal. Identification et analyse des processus d'accrétion, *Bull. Soc. Géol. France* 7, 22, 6, 851–861, 1980.

- 49 B.L. Weaver and J. Tarney, Lewisian gneiss geochemistry and Archaean crustal development models, *Earth Planet. Sci. Lett.* 55, 171–180, 1981.
- 50 S.R. Taylor and S.M. McLennan, *The continental crust: its composition and evolution*, 312 pp., Blackwell, Oxford, 1985.
- 51 R.L. Rudnick, S.M. McLennan and S.R. Taylor, Large ion lithophile elements in rocks from high pressure granulite facies terrains, *Geochim. Cosmochim. Acta* 49, 1645–1655, 1985.
- 52 B.M. Jahn, Origin of granulites: geochemical constraints from archean granulite facies rocks of the Sino-Korean craton, China, in: NATO ASI series, D. Vielzeuf and Ph. Vidal, eds., pp. 1–22, 1989.
- 53 S.Y. O'Reilly and W.L. Griffin, Mantle metasomatism beneath western Victoria, Australia: 1. Metasomatic processes in Cr-diopside lherzolites, *Geochim. Cosmochim. Acta* 52, 433–447, 1988.
- 54 J.B. Paces and K. Bell, Non-depleted sub-continental mantle beneath the Superior Province of the Canadian Shield: Nd-Sr isotopic and trace element evidence from Midcontinent Rift basalts, *Geochim. Cosmochim. Acta* 53, 2023–2035, 1989.
- 55 W.K. Hart, G. Woldegabriel, R.C. Walter and S.A. Mertzman, Basaltic volcanism in Ethiopia: constraints on continental rifting and mantle interactions, *J. Geoph. Res.* 94, 6, 7731–7748, 1989.

Vertical text or markings along the right edge of the page, possibly a page number or header.

## **Magma Genesis In An Ongoing Rifting Zone: The Tadjoura Gulf (Afar area).**

**J.A. Barrat\*§, B.M. Jahn\*, S. Fourcade\*, J.L. Joron#**

\* CAESS-CNRS, Université de Rennes, Institut de Géologie,  
35042 Rennes Cedex, France

# Groupe des Sciences de la Terre, Laboratoire Pierre Süe,  
C.E.N. Saclay, 91190 Gif sur Yvette, France

§ present address: University of Southampton, Dept. of Geology,  
Highfield, Southampton SO9 5NH, U.K.

### **ABSTRACT**

Basaltic rocks from the region of Afar and the Tadjoura Gulf in NE Africa have been analyzed for chemical and isotopic (Sr, Nd, O) compositions in order to understand processes of magma genesis in relation to the active rifting in this region. We use these data to characterize the mantle source of the basalts and to examine the potential role of lithospheric mantle in their genesis.

The isotopic compositions of Sr, Nd and O show considerable variations, with  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.703$  to  $0.707$ ,  $\epsilon_{\text{Nd}} = +8.1$  to  $-0.5$ , and  $\delta^{18}\text{O} = +4.5$  to  $+8.4$ . Combined with major and trace element data, these isotopic results suggest that the basalts were essentially produced by partial melting of the mantle sources comparable to those of southern Red Sea basalts. Namely, both depleted mantle and somewhat enriched plume sources are responsible for the generation of the magmas. The continental lithospheric mantle seems to have played only a very minor role in the petrogenesis.

Prior to the opening of the Tadjoura Gulf and the Asal Rift, some lavas penetrated through continental crust, resulting in variable degrees of crustal contamination. At present, the crust of the Tadjoura Gulf and the Asal Rift is dominantly basaltic. Some lavas of the "recent series" show very unusual chemical and isotopic characteristics: high Ta/Th ratios, positive Eu anomalies and low  $\delta^{18}\text{O}$  values. These features can be best explained by a contamination process involving assimilation of hydrothermally altered gabbros by some basaltic magmas.

## 1. Introduction

The role of lithospheric mantle in the genesis of continental rift basalts is often ambiguous and has been debated vigorously in recent years. In fact, the possible interaction between magmas and continental crust has complicated interpretation of chemical and isotopic data, particularly when the true nature of the lithospheric mantle is not yet well understood. The combined use of refractory and incompatible trace elements and radiogenic and stable isotopes appears to be indispensable in this context not only for the discussion of mantle source heterogeneity and partial melting effect (Joron and Treuil, 1989), but also for better understanding of the combined effects of fractional crystallisation and crustal contamination (Taylor, 1980a; DePaolo, 1981).

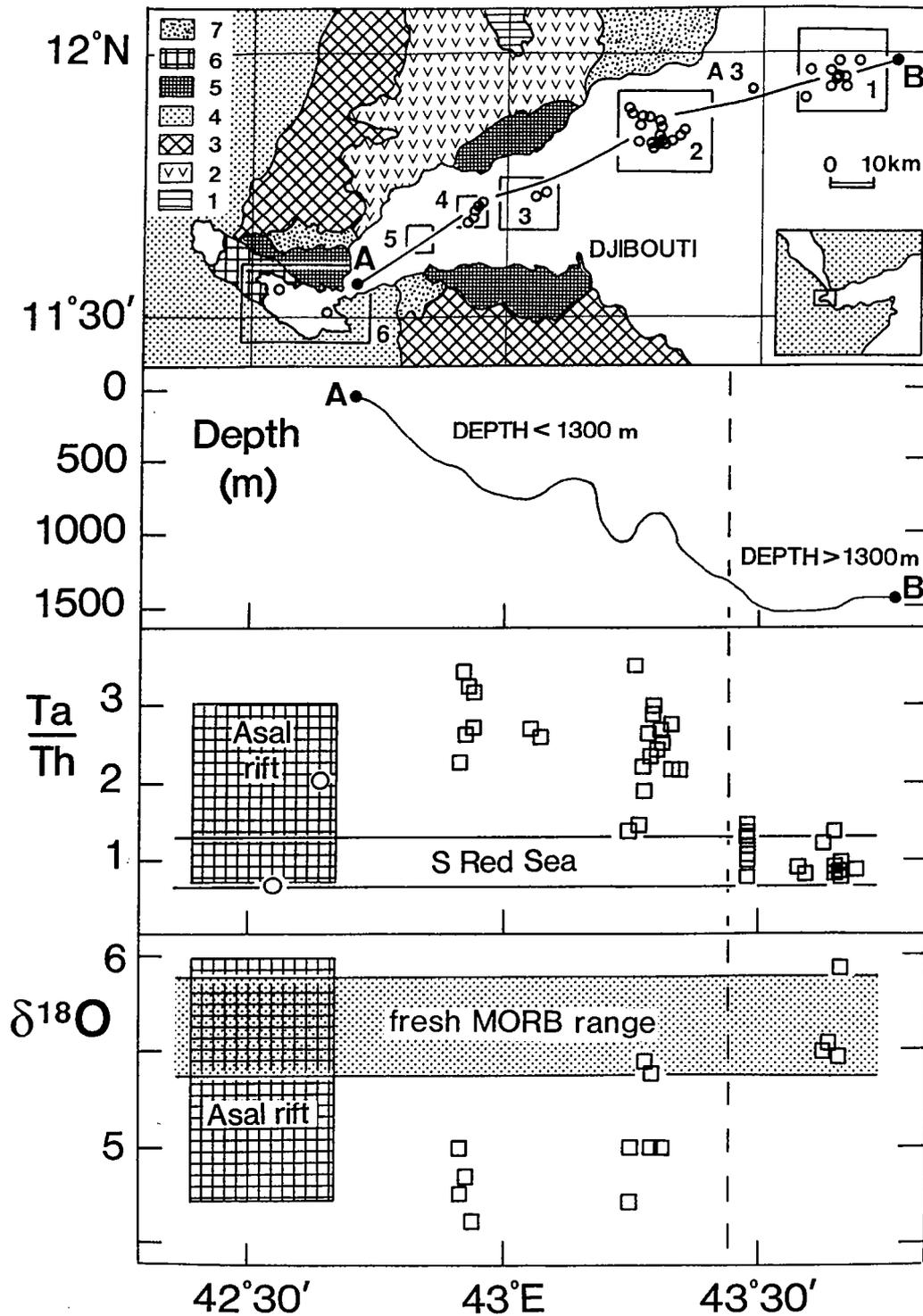
In NE Africa and Arabia, enormous volumes of lava have erupted during the last 30 Ma. More than 350,000 km<sup>3</sup> of lava has accumulated in the Yemen and Ethiopian plateaux (Mohr, 1983). The existence of a hot spot in the Afar and southern Red Sea region is now well recognized. The hot spot activities are intimately associated with the lithospheric opening and creation of Red Sea and Aden Gulf (Schilling, 1973; Schilling et al., 1992; White and McKenzie, 1989; Barrat et al., 1990, 1992; Vidal et al., 1991).

Basaltic rocks of the Gulf of Tadjoura area (Republic of Djibouti, fig. 1) are particularly favorable for studying interactions between the lithosphere and the asthenosphere from the initial continental rifting to the formation of oceanic crust. Such interactions are reflected in the chemical and isotopic characteristics of the lavas erupted in various space and time (Barberi et al., 1980; Joron et al., 1980a,b; Betton and Civetta, 1984; Barrat et al., 1990; Vidal et al.,

1991). The purpose of this study is to better characterise the intervening mantle reservoirs, and to evaluate the roles of lithospheric mantle and crustal contamination in the magma genesis.

## 2. Djibouti: More than 20 Ma of Volcanic Eruptions

The opening of the Tadjoura Gulf has a complex history of tectonic and volcanic activities (Fig. 1). The Tadjoura Gulf is the western end of the Aden Gulf and the active rifting is propagating into the African continent (e.g. Courtillot et al., 1980). According to Barberi et al (1975) and Richard (1979), the principal volcanic formations (in chronological order) are: (1) the Adolei series, mainly altered basalts with an unknown thickness as only the upper most section is present. K-Ar ages of 20 to 15 Ma have been obtained for these basalts (Barberi et al., 1975). These lavas are thought to be contemporaneous with the eruptions of Yemen and Ethiopian trap basalts (Mohr, 1983; Chiesa et al., 1989, Féraud et al., 1991). (2) the Mabla series (15-9 Ma, Barberi et al., 1975), composed of thick flows of rhyolites and subordinate amounts of basalts (Gadalia and Varet, 1983). (3) the Dalha series, about 1000 m of basaltic flows erupted just before the initial opening of the Tadjoura Gulf (Treuil and Varet, 1973; Richard, 1979), which took place about 3.5 Ma ago. (4) the "initial series" of Tadjoura (partly below sea-level), formed by a number of basaltic eruptions. This is contemporaneous with the "stratoid series" of basalts in central Afar. The same series, though of relatively minor volumes, also occur in the environs of the Gulf. (5) the present volcanic activity is very important both on land and in submarine rifts, particularly in the Asal Rift where the most recent eruption took place in 1978.



1. Simplified geological map of the Gulf of Tadjoura area (geological patterns: 1= Adoléi series; 2= Mabila series; 3= Dalha series; 4= stratoid series; 5= initial series; 6= Asal Rift; 7= Quaternary superficial formations) and sampling localities of the Cyaden expedition (zones 1-6). The depth, Ta/Th ratio and  $\delta^{18}\text{O}$  variations with longitude are given in this figure.

### 3. Sampling and Analytical Procedures

For the present analyses, the basaltic samples were chosen to cover the entire compositional range as established by previous workers (Stieltjes et al., 1973; Joron et al., 1980a,b; Gadalia, 1980; Barrat et al., 1990). Additional samples from the Mabla and Dalha series were also selected for analyses. In order to make a comparison with the neighboring Ethiopian basalts, four more basalts and one hawaiite from the south of Tana Lake (Injibara region) were also analyzed. Sample descriptions and precise geographic localities of most of the samples can be found in Treuil and Varet (1973), Stieltjes (1973), Richard (1979), Gadalia (1980), and Barrat et al (1990).

Rock powder samples were prepared using only agate mortars in order to avoid any contamination of transition metals such as Co, Ta and Nb. Multiple analytical methods have been employed. All new major elements and some trace elements (Nb, Sr, V, Y) were determined by the XRF method at University of Rennes using a Philips PW1404 spectrometer. Analytical precision for most major elements are 2%, but may reach 10% for minor elements such as MnO and P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>. For trace elements, the uncertainties are generally better than 5%.

For some, but not all, samples REE and Sr were determined by the isotope dilution method. The uncertainties are 3% for La and Lu, 2% for other REEs, and 1% for Sr. The excellent reproducibility and internal consistency are shown by the results obtained with two separate dissolutions of the U.S.G.S. standard rock BHVO1 (Table 2). Other trace element abundances were determined by the INAA method at Centre d'Etudes Nucléaires, Saclay. The analytical procedures have been described by Chayla et al. (1973). The results are given relative to

the values of C.R.P.G. standard GSN used at Saclay. The precision is better than 5%.

Isotopic compositions of Sr and Nd were measured using a Finnigan MAT 262 mass spectrometer equipped with 7 collectors at the University of Rennes. Ion intensities of different masses were collected simultaneously (in static mode). Isotopic ratios were normalized against  $^{88}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 8.375$  and  $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$  for Sr and Nd, respectively. The results are reported relative to NBS SRM-987 Sr standard = 0.71024 and La Jolla Nd standard = 0.511860. The precision for individual runs (2 standard errors) was generally better than 0.002%. The reproducibility was  $\pm 0.004\%$  during the course of the study. Because of the young ages for all the samples studied, the measured isotopic compositions are considered as their initial values.

Oxygen was extracted from rock powder samples by reaction with  $\text{BrF}_5$  following the method of Clayton and Mayeda (1963). Oxygen isotopic compositions were measured using a VG SIRA-10 mass spectrometer equipped with three collectors at the University of Rennes. The results are given in  $\delta$  notation relative to SMOW. The  $\delta^{18}\text{O}$  of standard NBS-28 obtained during the period of study was  $+9.56 \pm 0.04$  based on 10 runs; and that of our internal standard CIRCE 93, a basaltic glass, was  $+5.66 \pm 0.02$  based on 13 runs. The last value is indistinguishable with that obtained by F. Pineau at La Jolla and in Paris ( $\delta^{18}\text{O} = +5.68 \pm 0.14$ ). All analyses were duplicated and the reproducibility was generally better than 0.1  $\delta$  unit (Table 3).

	Older basalts			Delia basalts			Initial series			Asal Rift			Tadjoura Gulf, active axis							
	B36-167	115-10		B6-214	B11-234	B16-250	GH	TF727	7047	S314	6883	6890	S108	A3D3	110-4	116-5	114-5	102-2	124-1	
SiO <sub>2</sub>	51.11	50.06		47.88	46.98	46.22	46.24	46.07	44.30	47.10	49.80	47.60	46.20	48.40	49.93	45.48	45.47	45.25	45.49	
TiO <sub>2</sub>	3.19	3.31		3.56	3.15	3.47	2.92	2.81	3.02	2.98	2.06	1.92	3.65	0.83	1.35	3.08	2.73	3.58	3.42	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.05	14.05		13.71	14.28	13.34	14.46	14.07	15.00	13.70	14.35	14.80	13.60	15.50	14.53	14.31	14.77	14.38	13.88	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.74	13.23		16.49	15.13	15.37	13.21	13.52	14.85	15.09	13.38	11.69	14.44	9.78	12.32	15.20	14.27	15.52	14.91	
MnO	0.24	0.18		0.25	0.21	0.19	0.19	0.03	0.24	0.25	0.21	0.19	0.21	0.13	0.20	0.21	0.25	0.20	0.20	
MgO	3.95	4.19		4.91	6.22	5.62	7.83	7.81	8.00	6.30	6.40	8.30	8.80	8.83	7.80	7.90	7.78	7.87	8.55	
CaO	7.92	8.47		9.58	10.97	9.91	10.69	10.22	11.25	9.80	10.10	12.45	10.50	12.90	11.37	10.22	11.10	10.42	10.23	
Na <sub>2</sub> O	3.41	3.55		3.41	2.93	2.64	2.45	2.71	2.60	3.40	2.90	2.45	2.45	2.06	2.33	2.47	2.46	2.41	2.48	
K <sub>2</sub> O	0.96	1.21		0.75	0.48	0.51	0.50	0.52	0.45	0.70	0.85	0.35	0.40	0.09	0.18	0.32	0.34	0.24	0.34	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.55	0.54		0.63	0.33	0.42	0.35	0.40	0.79	0.58	0.26	0.19	0.42	0.05	0.14	0.42	0.51	0.28	0.41	
L.O.I.	0.81	0.59		-0.32	-0.28	1.40	0.65	0.97	0.55	1.25	0.75	0.40	0.30	2.47	-0.31	-0.42	-0.29	-0.62	0.61	
total	99.93	99.38		100.85	100.40	99.09	99.49	99.13	101.05	101.15	101.06	100.34	100.97	101.04	99.84	99.19	99.39	99.54	100.52	
mg	40.12	42.47		40.97	48.94	46.01	58.01	57.38	55.67	49.32	52.72	62.33	58.69	67.79	59.61	54.78	55.96	54.17	57.20	
CIPW norm, Fe <sup>3+</sup> =0.15 Fe <sup>2+</sup>																				
Qz	3.82	0.77																		
Or	5.67	7.15		4.43	2.84	3.01	2.95	3.07	2.66	4.14	5.02	2.07		0.53	1.06	1.89			2.01	
Ab	28.85	30.04		28.85	24.79	22.34	20.73	22.93	22.00	28.77	24.54	20.73	20.73	17.43	19.72	20.90	20.82			20.99
An	20.19	18.83		19.89	24.39	23.04	26.98	24.69	27.93	20.05	23.63	28.35	24.93	32.78	28.66	27.01	28.25			25.74
Di	12.93	16.34		19.62	23.01	19.35	19.37	19.10	18.61	20.47	20.50	26.17	19.86	25.04	21.97	17.17	19.23			18.23
Hy	16.14	14.12		6.67	2.21	14.97	7.57	5.00			11.74	1.43	8.28	9.94	20.92	8.13	3.76			6.99
Oi				8.48	12.11	2.76	10.87	13.01	21.82	15.38	7.21	13.58	12.23	8.20	1.21	13.10	14.92			14.01
trace elements (in ppm)																				
Pb	31.5	16.1		8.3	3.0	4.2	4.4	6.4	5.3	13.6	19.8	5.0	6.9		3.5	2.7	3.9	1.2		3.6
Ba	492	583		258	212	228	188	168	197	355	270	121	275		30.4	84	102	65.1		91.9
Th	4.44	3.53		2.84	1.53	1.93	1.10	1.41	0.87	2.31	3.05	0.81	0.80		0.56	0.58	0.85	0.36		0.62
U	0.68	0.76		0.56	0.32	0.33	0.32	0.38	0.29	0.62	0.66	0.25	0.17		0.28	0.24	0.35	0.14		0.15
Ta	1.89	1.87		2.74	1.79	2.27	1.68	1.72	2.60	2.29	2.12	1.20	1.62		0.14	0.50	1.66	2.07		1.65
Nb	26			35	23	28	21													
La	34.70	33.40		29.95	18.65	23.91	15.90	18.00	25.20	23.70	21.50	14.30	14.90		1.40	15.20	22.70	10.50		12.20
Sr	493			387	432	378	491									111	374	329		464
Hf	7.37	7.16		6.18	4.05	5.25	3.94	4.54	5.2	5.3	4.2	3.2	4.2		2.01	4.2	5.13			3.89
Eu	3.21	3.01		3.07	2.31	2.74	2.28	2.44	3.20	2.90	1.72	1.65	2.24		0.69	1.17	2.20			2.33
Tb	1.24	1.15		1.26	0.83	1.01	0.81	0.93	1.22	1.20	0.97	0.72	0.85		0.40	0.65	1.04			0.88
Y	45			47	29	34	27									29	34	36		30
Cr	38	2		50	158	135	307	255	165	128	158	280	353		180	212	286			245
Co	36.5	35.2		45.4	50.8	48.5	51.0	58.3	52.6	45.5	44.9	47.3	58.0		47.7	47.8	55.2			51.1
Ni	2.8	20		11.3	69	52	163	150	118	54	68	97	248		139	119	156			137
Sc	31.1	29.4		40.8	42.7	43.8	35.5	35.7	35.6	37.7	35.2	44.3	31.5		37.9	40.3	35.2			36.1
V	320			435	406	463	353									353	372	341		390
La/Tb	27.98	29.04		23.77	22.47	23.67	19.63	19.35	20.66	19.75	22.16	19.86	17.53		3.50	8.26	16.00			12.50
La/Ta	18.36	17.86		10.93	10.42	10.53	9.46	10.47	9.69	10.35	10.14	11.92	9.20		10.00	10.74	9.16			10.97
Ta/Th	0.43	0.53		0.96	1.17	1.18	1.53	1.22	2.99	0.99	0.70	1.48	2.03		0.78	0.89	2.86			3.47

1. representative analysis of Djiboutian basalts (Stieltjes et al. 1973; Richard et al. 1979; Joron et al. 1980a&b, Barrat et al. 1990 and this work).

	Sr	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Gd	Dy	Er	Yb	Lu	(La/Yb) <sub>n</sub>	Eu/Eu*
<b>Asal Rift</b>													
7047	460.6	27.76	68.86	39.82	9.08	3.06	8.88	7.62	3.90	3.44	0.50	5.33	1.05
6870	359.9	15.54	38.24	23.36	5.38	1.88	5.31	4.65	2.72	2.31	0.35	4.44	1.09
6881	544.2	48.41	118.1	71.59	16.46	5.38	16.64	14.89	7.62	6.29	0.88	5.08	1.00
<b>Tadjoura Gulf</b>													
A3D3	109.4	1.68	4.90	4.33	1.58	0.63	2.30	2.96	1.88	1.77	0.28	0.63	1.02
102-2	435.3	10.06	27.72	20.39	5.52	2.03	5.83	5.66	2.98	2.47	0.37	2.69	1.11
102-2gI	426.8	10.21	27.66	20.41	5.45	2.04	5.84	5.64	2.98	2.50	0.38	2.70	1.12
124-1gI	492.7	12.12	32.54	23.49	6.02	2.26	6.30	5.95	3.05	2.53	0.38	3.16	1.13
124-2	486.8	17.75	43.93	30.14	7.46	2.69	7.43	6.80	3.51	2.85	-	4.11	1.12
124-2gI	486.9	16.34	42.40	30.07	7.37	2.67	7.56	6.74	3.50	2.80	0.42	3.85	1.10
<b>Initial Series</b>													
TF715	329.2	13.58	32.30	20.41	5.32	1.81	5.40	5.15	2.83	2.40	0.37	3.74	1.04
TF746A	244.1	19.26	47.04	30.23	7.71	2.63	8.41	8.47	4.83	4.30	0.65	2.96	1.01
<b>Dalha series</b>													
B6-214		29.57	66.67	38.56	8.72	2.96	8.78	8.08	4.27	3.58	0.55	5.45	1.04
B11-234		18.02	42.47	24.74	5.82	2.13	5.81	5.26	2.75	2.23	0.33	5.34	1.13
B16-250		22.41	51.45	30.11	6.93	2.45	6.89	6.15	3.22	2.63	0.40	5.63	1.10
<b>Mabla series</b>													
B36-167		33.76	75.44	41.37	9.08	2.99	8.81	7.66	3.97	3.28	0.48	6.80	1.03
<b>Standards</b>													
BCR-1		25.00	53.80	28.82	6.59	1.97	6.69	6.40	3.65	3.40	0.52	4.86	0.92
BHVO-1	380.3	14.80	37.48	24.21	6.00	2.05	6.04	5.18	2.49	1.91	0.28	5.12	1.05
BHVO-1	379.5	14.94	37.68	24.26	5.96	2.03	6.00	5.19	2.49	1.88	0.28	5.25	1.05

2. REE and Sr abundances (in ppm) determined by isotope dilution (gl for glass fraction).

	rock type	Fe2O3 INAA	Th INAA	Ta INAA	La INAA	Tb INAA	La/Tb INAA	La/Ta INAA	Ta/Th INAA	Eu/Eu* ID	$\delta^{18}O$	87Sr/86Sr	143Nd/144Nd
<b>Gulf of Tadjoura</b>													
<b>-active axis</b>													
<b>-zone 1</b>													
103-1gl	T-MORB	12.51	0.66	0.56	5.8	0.66	8.77	10.34	0.85	1.00	5,51±0,05	0.70315	0.513028
106-1gl	T-MORB	12.27	0.66	0.57	5.6	0.69	8.12	9.82	0.86	0.99	5,56±0,01	0.70312	0.512977
110-4	T-MORB	12.23	0.56	0.50	5.4	0.65	8.26	10.74	0.89	1.02	5,92±0,02	0.70319	0.513029
DR1-3gl	T-MORB	12.47	0.67	0.57	6.0	0.69	8.70	8.95	0.85	0.96	5,47±0,05	0.70313	0.512970
<b>-dredge A3</b>													
A3D3	N-MORB	9.19	0.18	0.14	1.4	0.4	3.50	10.00	0.78	1.02		0.70309	0.513052
<b>-zone 2</b>													
114-1	TB	13.80	0.96	2.10	23.0	1.09	21.10	10.95	2.19	1.03	5,45±0,02	0.70363	0.512927
114-5	TB	14.16	0.85	2.07	22.7	1.04	21.83	10.97	2.44	1.02	4,99±0,04	0.70359	0.512957
116-5	TB	14.80	0.58	1.66	15.2	0.96	16.00	9.16	2.86	1.06	5,39±0,02	0.70359	0.512894
116-4	TB	15.05	0.74	2.19	21.3	1.16	18.36	9.73	2.96	1.05	4,98±0,01	0.70375	0.512888
102-2gl	TB									1.12	4,70±0,06	0.70353	0.512912
102-2	TB	15.10	0.36	1.25	10.5	0.84	12.50	8.40	3.47	1.11	4,97±0,02	0.70354	
<b>-zone 4</b>													
124-1gl	TB	14.33	0.62	1.65	12.2	0.88	13.86	7.39	2.66	1.13	4,75±0,03	0.70353	
124-2gl	TB	14.89	0.66	2.06	15.8	1.05	15.05	7.67	3.12	1.10	4,59±0,04	0.70354	0.512870
124-3	TB	14.64	0.63	2.04	15.8	1.05	15.05	7.75	3.24	1.10	4,83±0,06	0.70353	0.512883
124-5	TB	15.01	0.62	2.10	16.5	1.09	15.14	7.86	3.39	1.11	4,98±0,08	0.70356	0.512905
<b>-Initial series</b>													
TF746A	TB	20.36	1.69	1.84	20.2	1.29	15.67	10.98	1.09	1.01	5,72±0,04	0.70378	
TF727	TB	15.48	1.41	1.72	18.0	0.93	19.35	10.47	1.22		5,31±0,07	0.70390	
GH3	TB	13.24	1.10	1.68	15.9	0.81	19.63	9.46	1.53	1.10	5,82±0,01	0.70368	0.512924
TF717	TB	14.73	0.86	1.38	14.8	0.89	16.63	10.72	1.60		5,39±0,02	0.70382	
TF715	TB	13.93	0.51	1.12	12.8	0.79	16.20	11.43	2.19	1.04	5,17±0,01	0.70404	
<b>Asal Rift</b>													
120-1	TB	12.81	0.83	1.65	16.9	0.85	19.88	10.24	1.99	1.10		0.70357	0.512872
LG1	Pl-TB	8.65	0.46	0.73	6.4	0.47	13.62	8.77	0.98	1.16		0.70365	0.512946
6883	TB	13.02	3.05	2.12	21.5	0.97	22.16	10.14	0.69		5,98±0,02	0.70382	
S314	TB	15.09	2.31	2.29	23.7	1.2	19.75	10.34	0.99		5,62±0,05	0.70456	0.512887
												0.70455	
6881	Haw	15.26	4.20	4.28	50.0	2.34	21.36	11.68	1.01	1.00	6,22±0,01	0.70374	
6942	TB	14.70	1.33	1.60	16.8	1.06	15.85	10.50	1.20		5,58±0,01	0.70359	
6890	TB	11.16	0.81	1.20	14.3	0.72	19.86	11.92	1.48		5,17±0,10	0.70391	0.51286±2
LG2	TB	12.93	0.68	1.15	9.6	0.74	13.00	8.36	1.69		5,38±0,04	0.70361	
6897	TB	14.53	1.13	1.84	19.8	1	19.80	10.20	1.72		5,22±0,04	0.70372	
S108	TB	14.44	0.80	1.62	14.9	0.85	17.53	9.20	2.02		5,65±0,07	0.70375	
6870	TB	12.22	0.77	1.87	16.0	0.83	19.28	8.56	2.43	1.09	5,31±0,03	0.70399	
7043	TB	16.01	0.88	2.60	26.0	1.18	22.03	10.00	2.95		5,23±0,03	0.70375	
7047	TB	15.05	0.87	2.60	25.2	1.22	20.66	9.69	2.99	1.05	5,34±0,03	0.70386	0.512907
<b>Dalha serie</b>													
B6-214	TB	16.23	2.84	2.74	30.0	1.26	23.77	10.93	0.96	1.04	5,64±0,10	0.70386	
B11-232	TB	14.85	1.44	1.83	18.6	0.84	22.18	10.18	1.27		5,42±0,05	0.70390	
B11-234	TB	15.02	1.53	1.79	18.7	0.83	22.47	10.42	1.17	1.13	5,32±0,07	0.70390	0.512846
B16-250	TB	15.57	1.93	2.27	23.9	1.01	23.67	10.53	1.18	1.10		0.70408	
<b>Older volcanics</b>													
IR57b	TB		1.90	1.67	22.2	1.13	19.65	13.29	0.88			0.70376	
IR61e	TB		2.85	1.01	15.6	0.74	21.08	15.60	0.35			0.70613	
IR67f	TA?		6.28	3.16	26.2	1.01	25.94	8.29	0.50			0.70386	
IR69d	TA		3.34	2.42	46.2	1.4	33.00	19.09	0.72			0.70429	
IR73b	TB		0.91	0.95	12.9	0.67	19.25	13.58	1.04			0.70372	
IR75d	TB		2.44	2.30	27.6	1.19	23.19	12.00	0.94			0.70406	
B35-157	Qz T?	12.25	3.06	1.55	29.5	0.96	30.80	19.02	0.51			0.70573	
												0.70573	
B36-167	Qz T	13.48	4.44	1.89	34.7	1.24	27.98	18.26	0.44	1.03	8,37±0,08	0.70664	0.512611
115-10	Qz T	12.83	3.53	1.87	33.4	1.15	29.04	17.86	0.53		7,98±0,10	0.70571	0.512618
<b>Ethiopian Plateau (Injibara area, South Tana Lake)</b>													
IJ71	AB	10.73	2.95	1.99	25.3	0.63	40.16	12.71	0.67		5,78±0,05	0.70326	
IJ14	AB	13.59	1.99	1.37	19.2	0.54	35.56	14.01	0.69		5,90±0,11	0.70327	
IJ48	AB	13.90	1.30	0.98	12.3	0.53	23.21	12.55	0.75		5,73±0,11	0.70321	
IJ37	AB	12.18	3.35	2.30	28.6	0.64	44.69	12.43	0.69		6,12±0,05	0.70336	
IJ43	Haw	10.97	6.54	4.68	45.1	0.78	57.82	9.64	0.72		6,64±0,07	0.70355	
<b>Standard</b>													
GSN		3.60	40.80	2.81	70.0	0.54	129.63	24.91	0.07				

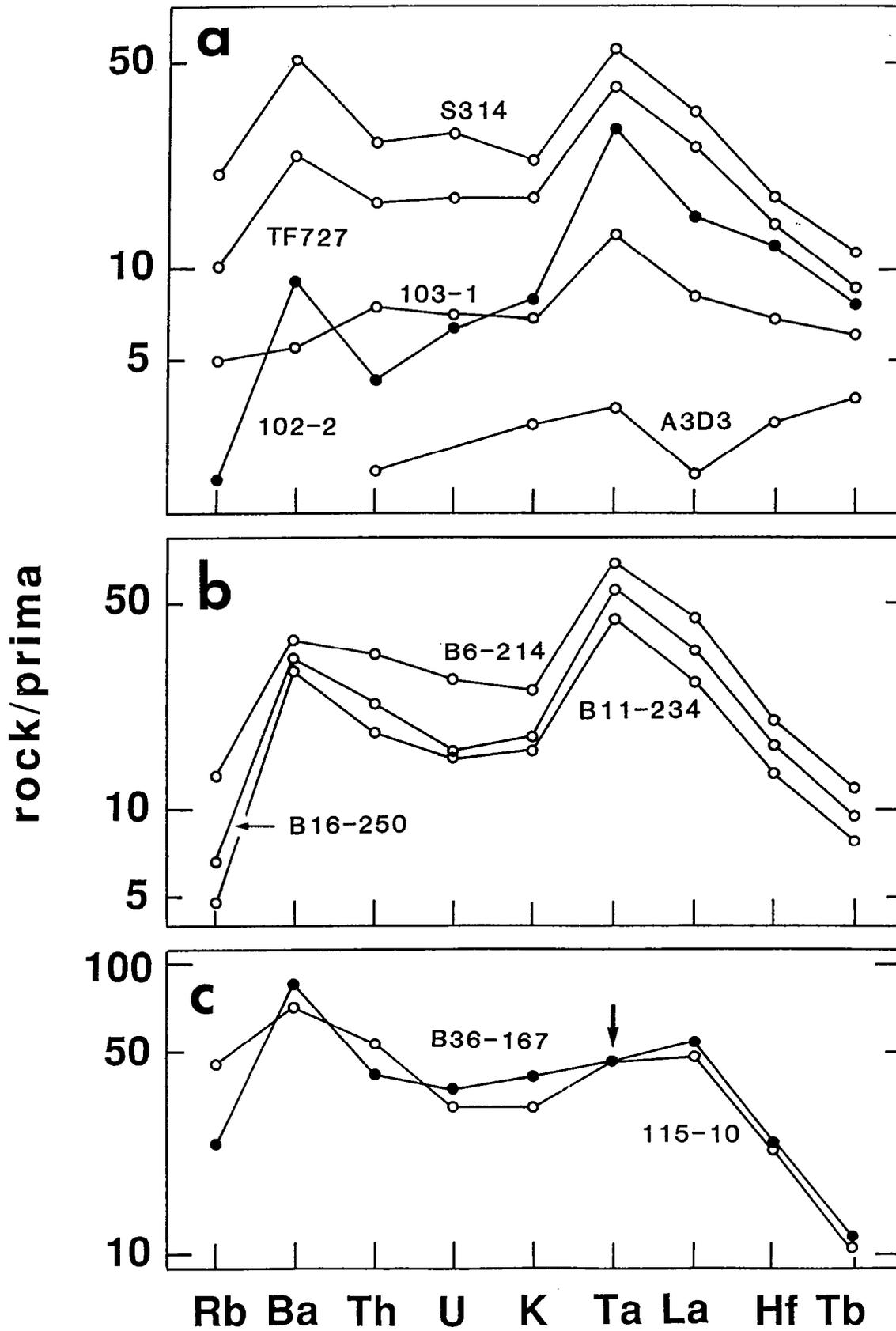
3. Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (%), trace element (ppm) contents and isotopic composition for djiboutian lavas and ethiopian alkali basalts (TB: transitional basalt; Pl-TB: transitional basalt rich in plagioclase; AB: alkali basalt; Haw: hawaiiite; Qz T: quartz tholeiite; TA: trachyandesite). Data from Joron et al. (1980 a&b), Gadalia (1980), Betton & Civetta (1984), Barrat et al. (1990) and this work.

## 4. Results and Discussion

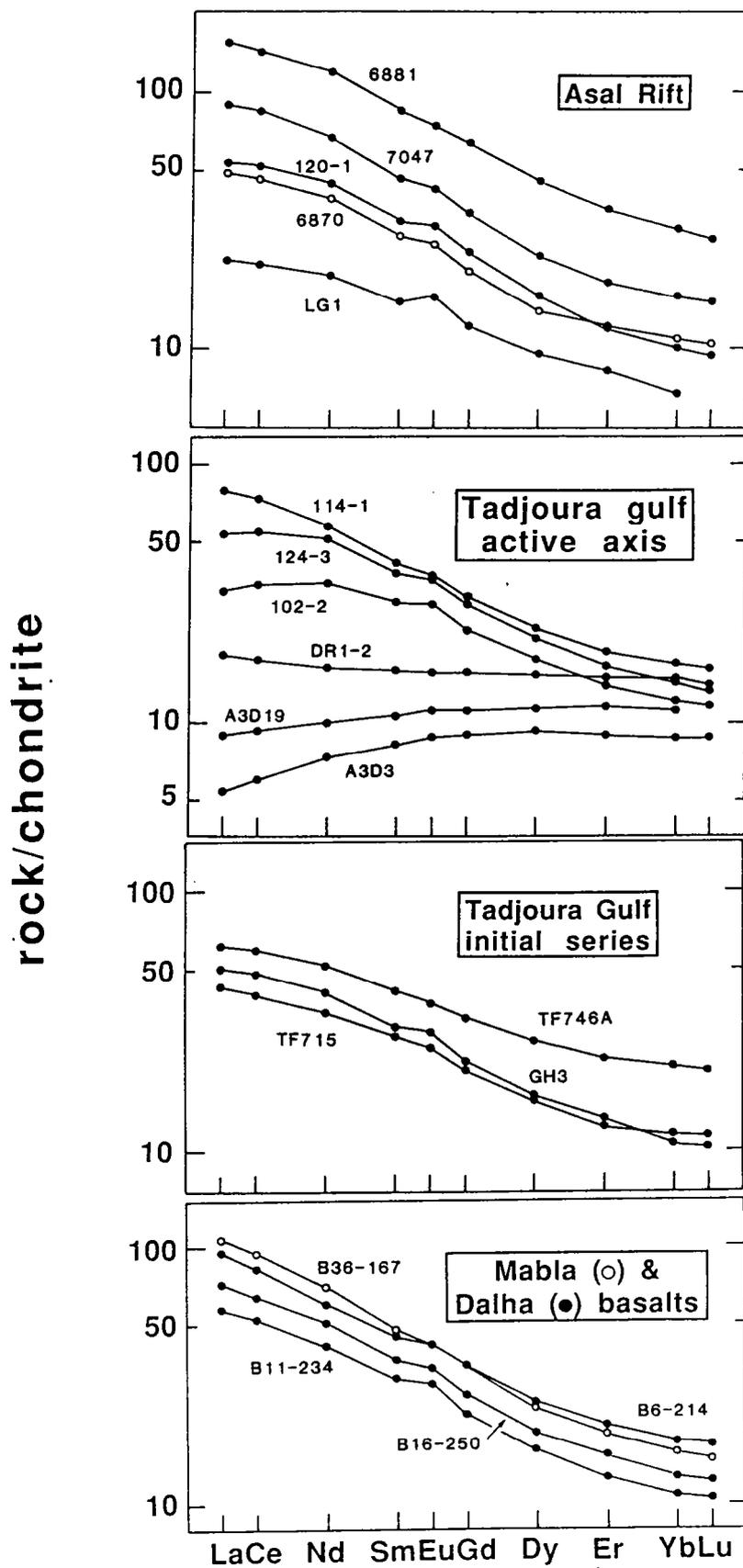
### 4.1 Elemental Geochemistry

The major element characteristics of basalts and the effects of fractional crystallisation have been described by previous workers (Stieltjes et al., 1973; Richard, 1979; Joron et al., 1980a; Gadalia, 1980; Audin et al., 1990). They will not be repeated here in any detail. Some representative analyses are given in Table 1. According to the classification of Yoder and Tilley (1962), these basalts are mainly olivine tholeiites, with only a few samples containing normative quartz or nepheline (Tab. 1). Primitive basalts are rare, and most of them show differentiated features, often with iron enrichment.

In terms of highly incompatible or hygromagmaphile elements, the basalts show an important variation in element ratios (Joron et al., 1980a,b; Barrat et al., 1990). Fig. 2 illustrates the chemical diversity of these rocks using some incompatible element plots. Moreover, the rocks have an impressive range of REE abundances, showing LREE-enriched to LREE-depleted N-MORB type patterns (Fig. 3). The N-MORB type basalts are now erupted in the east of the Tadjoura Gulf. There are other important distinctions between different volcanic series. For example, La/Ta ratios in the basalts older than the Dalha series are 8 to 20, whereas in younger basalts, the ratios are less than 12. Some recent basalts have very unusual elemental patterns, exhibiting enrichment in LREE and Ta,Nb, but low in Th, U, and Rb relative to the primitive mantle or chondrites (Fig. 2). Consequently, these rocks have unusually high Ta/Th ratios reaching a value of 3.5 (about 1 for LREE enriched oceanic basalts).

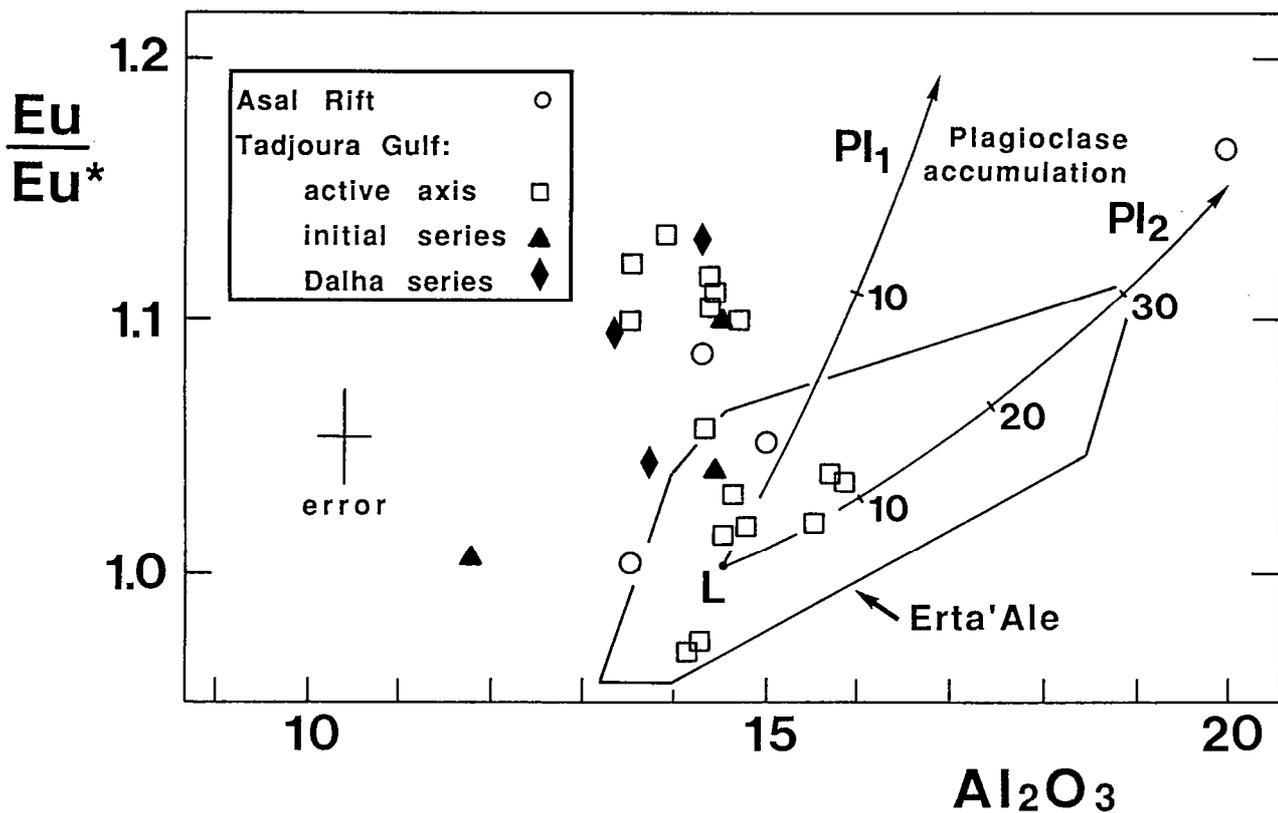


2. Primitive mantle normalised element patterns for djiboutian basalts (primitive mantle values from Sun & McDonough 1989). a: Gulf of Tadjoura basalts; b: Dalha basalts; c: pre-Dalha basalts (Joron et al. 1980a&b; Barrat et al. 1990 and this work).



3. Chondrite normalised REE distribution patterns for representative djiboutian basalts (Barrat et al. 1990 and this work). (Chondrite abundances from Masuda et al 1973 further divided by 1.2).

The high Ta/Th is not the only special feature of the Djibouti lavas. Basalts of the Asal Rift and of the Tadjoura "initial series" were crystallised in low oxygen fugacity conditions ( $fO_2 = 10^{-8}$  to  $10^{-16}$ , Richard, 1979). Experimental studies have demonstrated that in such conditions plagioclase would have a strong positive Eu anomaly (Sun et al., 1974; Drake and Weill, 1974; Weill and McKay, 1975). In consequence, plagioclase fractionation would likely result in negative Eu anomaly in residual liquids. Curiously, despite the clear differentiated character shown in most LREE-enriched basalts, no such negative Eu anomalies have been observed (Fig. 3). On the contrary, positive Eu anomalies are identified ( $Eu/Eu^* = 1.00-1.16$ ).

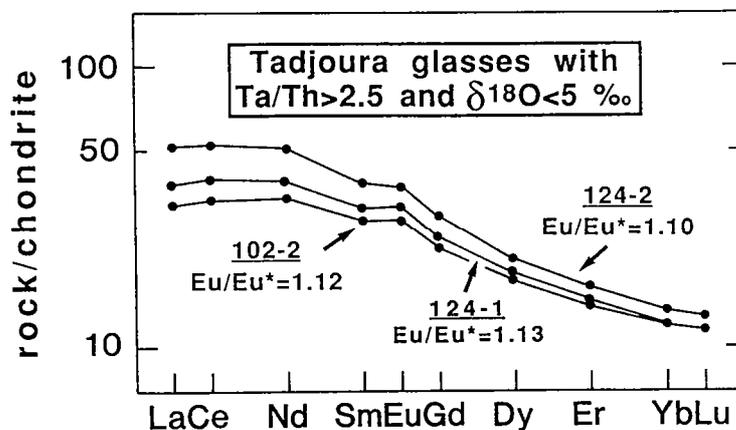


4.  $Eu/Eu^*$  vs.  $Al_2O_3$  plot.  $Al_2O_3$  abundances are expressed in weight %. (Data from Stieltjes et al. 1973; Richard et al. 1979; Barrat et al. 1990 and this work). The plagioclase accumulation curves have been calculated with the following parameters: the basalt (L) contains 14.5 % of  $Al_2O_3$ , 4.63 ppm of Sm, 1.6 ppm of Eu and 5.24 ppm of Gd; the plagioclases Pl1 and Pl2 contain both 29 % of, 0.23 ppm of Sm, 0.26 ppm of Gd and respectively 1.6 and 0.48 ppm of Eu. The percent of accumulative plagioclases are indicated on the curves.

The possibility of plagioclase accumulation as the cause of the positive Eu anomalies merits a further consideration. All analyzed basalts are aphyric to slightly porphyritic, except sample LG1 (Fig. 3) from the Asal Rift, a tholeiite with bytownite megacrysts. Cumulative plagioclase would probably suffice to explain the positive Eu anomalies, but several lines of evidence argue against such an hypothesis. Rather, this feature may be the genuine characteristic of certain basaltic liquids. The arguments are as follows.

(1) In a diagram of  $\text{Eu}/\text{Eu}^*$  vs  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (Fig. 4), the trends of plagioclase accumulation assuming different Eu concentrations (1.6 and 0.48 ppm) may explain some of the data points (some basalts from the Tadjoura Gulf and the Erta'Ale volcanic chain in northern Afar), but not the majority of basalts.

(2) Some seafloor samples collected by the submersible during the Cyaden expedition (1984) contain fresh glass devoid of any phenocrysts of plagioclase. These glass samples also show positive Eu anomalies (Fig. 5). For two samples (102-2 and 124-2), concentration of REE and Sr were determined for the glassy pillow margin and crystallized pillow center (Table 2). No significant difference has been discerned in terms of their REE characteristics.



5. Chondrite normalised REE distribution patterns for low  $\delta^{18}\text{O}$  Tadjoura glasses.

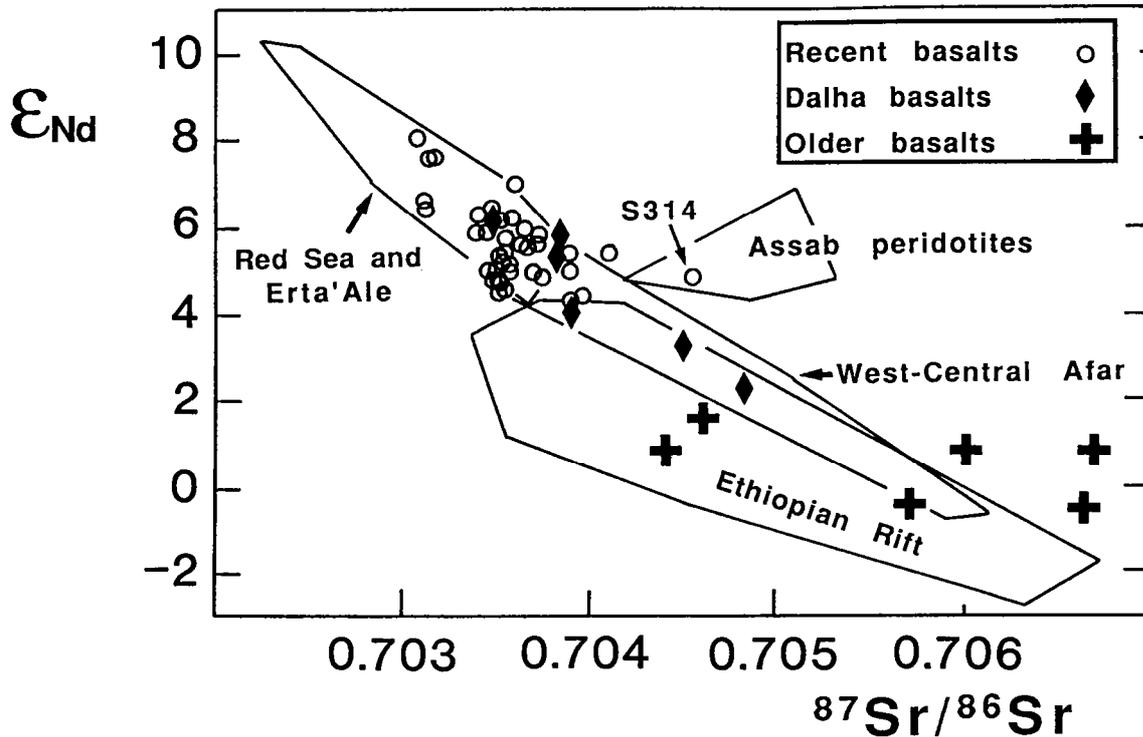
In conclusion, for most samples the Eu anomalies are not related to plagioclase accumulation. Furthermore, all lavas showing high Ta/Th ratios, also possess clearly positive Eu anomalies, but the presence of such anomalies is not limited to this rock type. For example, two ferrobasalts from the Dalha series have positive Eu anomalies but their Ta/Th ratios are very "normal" about 1.

## 4.2 Isotope Geochemistry (Sr, Nd and O)

Like the incompatible elemental ratios, the isotopic compositions of Sr, Nd and O of the Djibouti basalts also show an impressive variation (Table 3):  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  from 0.703 to 0.707,  $\epsilon_{\text{Nd}}$  from +8.1 to -0.5, and  $\delta^{18}\text{O}$  from +4.5 to +8.4‰. The highest Sr and O isotopic ratios and the lowest  $\epsilon_{\text{Nd}}$  values are only found among the oldest lavas. For the younger lavas, some are characterised by the lowest measured  $\delta^{18}\text{O}$ . Low  $\epsilon_{\text{Nd}}$  and high  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  have been found in some basalts of the Dalha series (Vidal et al., 1991). However, we have not encountered these types of samples. In the following, the discussion will be made in two parts: (1) on the Miocene basalts older than the Dalha series, and (2) on the Dalha series basalts and younger lavas from the Tadjoura Gulf and Asal Rift.

### 4.2.1. The Pre-Dalha Basalts

The pre-Dalha basalts show a large variation in  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ratios from 0.7037 to 0.7067. Because of the similar geologic context, it is reasonable to make a comparison with the "old" basalts from central Afar and the plateaux basalts of Ethiopia and Yemen. In these regions, lavas of high  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  have also been identified recently (Chiesa et al., 1989; Hart et al., 1989). The oldest Djibouti basalts have Sr and Nd



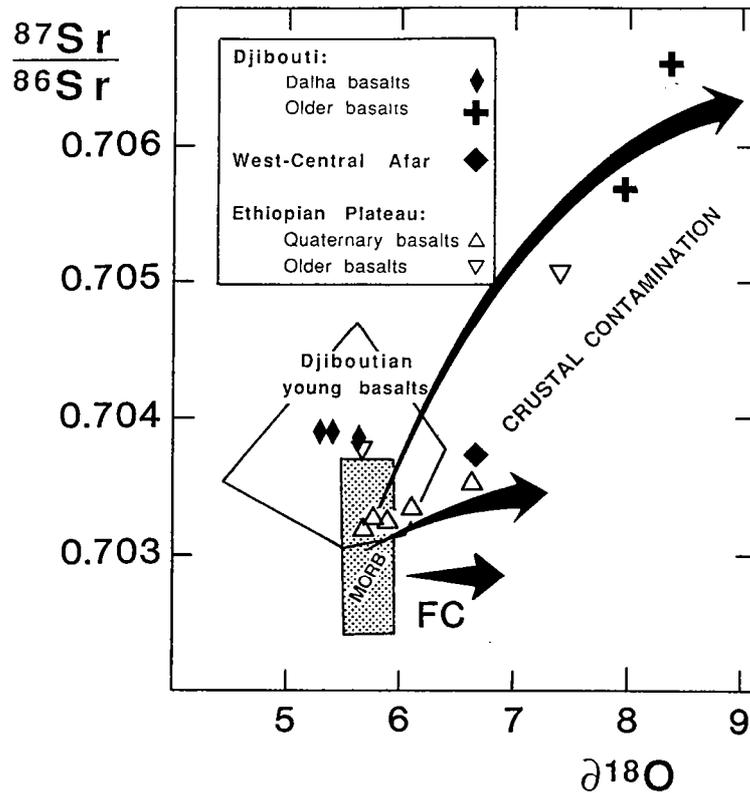
6.  $\epsilon_{Nd}$  vs.  $^{87}Sr/^{86}Sr$  plot for djiboutian basalts (data from Betton & Civetta 1984, Hart et al. 1989, Eissen et al. 1989, Vidal et al. 1991, Barrat et al. 1990 and this work).

isotopic compositions comparable to those of Ethiopian lavas (Fig. 6). Such a feature of high  $^{87}Sr/^{86}Sr$  ratios and low  $\epsilon_{Nd}$  values has been explained in two opposing manners: (1) it is the genuine character of their sources, probably localized in the mantle lithosphere (Hart et al., 1989; Vidal et al., 1991), or (2) it is the result of magma contamination by the continental crust during the emplacement (Chiesa et al., 1989).

The lavas of the Adolei and Mabla series are often altered. We have selected only two fresh samples with high  $^{87}Sr/^{86}Sr$  for oxygen isotope determinations. The results show that their  $\delta^{18}O$  values are high, about +8‰ (Table 3). However, because these basalts show a differentiated nature by their low MgO, oxygen isotopic shift by

fractional crystallisation must be also taken into account. For all the known magmatic series which have evolved via closed system fractional crystallisation, it has been observed that an increase of 0.2 to 0.4  $\delta$  units accompanies every 10% increase of SiO<sub>2</sub>, with a maximum of 1.5  $\delta$  unit when magma is evolved to rhyolite (Matsuhisa et al., 1973; Muehlenbachs and Byerly, 1982; Javoy and Weis, 1985; Sheppard and Harris, 1985; Weis et al., 1987; Woodhead et al., 1987; Barrat et al., 1992). Owing to the limited range of SiO<sub>2</sub> in the basalts, the high  $\delta^{18}\text{O}$  cannot be interpreted by closed system evolution.

Mantle-derived rocks rarely show  $\delta^{18}\text{O}$  higher than +7.5‰ (Javoy, 1970, 1980; Kyser et al., 1981, 1982; Kyser, 1986; Pearson et al., 1991). The total range of  $\delta^{18}\text{O}$  of the sub-continental mantle lithosphere has been estimated to be between +4.5 and +7.5‰, with a mean value of 6.2‰ (Hoefs, 1980; Kyser, 1991). Therefore, the oxygen isotopic compositions in the older basalts seem to suggest that the rocks cannot be derived purely from mantle sources. On the other hand, a number of mantle peridotite nodules from Arabia, Yemen and Afar have been analyzed and none has shown  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ratios higher than 0.7055 (Barberi et al., 1980; Menzies and Murthy, 1980; Betton and Civetta, 1984; Menzies and Hawkesworth, 1987; Henjes-Kunst et al., 1990). Therefore, the interpretation that the source of old basalts was localised in the subcontinental lithospheric mantle is not supported by the presently available isotopic data. By contrast, the mechanism of crustal contamination is not in contradiction with the available data (Fig. 7).



7.  $\delta^{18}\text{O}$  vs.  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  plot for Ethiopian basalts and pre-Dalha and Dalha basalts from Djibouti (Data from Hart & Walter 1983 and this work). The MORB area is from Ito et al. (1987).

Several important points are underlined below in support of crustal contamination hypothesis.

(1) Although the nature of the present crust (mafic or sialic) in Afar has long been debated (Barberi and Varet, 1975; Berckhemer et al., 1975; Mohr, 1989; Barrat et al., 1992), the crust of Djibouti during the period when lavas of the Adolei and Mabila series were erupted was undoubtedly of sialic nature.

(2) The basalts with the most radiogenic Sr have the highest La/Ta ratios and show other distinct geochemical features, such as low Ni and Cr contents, and high incompatible element abundances except Ta.

(3) Presence of quartz xenocrysts in some olivine basalts (ex. sample IR61e, Gadoria, 1980).

Chiesa et al. (1989) have demonstrated that the geochemical variations (major and trace elements, Sr isotopic compositions) of the Yemen lavas could be modelled by the AFC process (assimilation-fractional crystallisation, Taylor, 1980a; DePaolo, 1981). The present data suggest that the AFC model is also applicable to the Ethiopian plateau basalts (Fig. 7). The crustal contamination effect is also detectable in alkaline basalts from Injibara (Table 3). Although they have relatively low  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ratios, the range (0.7032-0.7036) is in good correlation with oxygen isotopic compositions (no diagram given). Again, this is confirmed by the presence of quartz xenocrysts in the alkaline olivine basalts (Treuil and Varet, 1973).

In both Ethiopia and Djibouti, the amplitude of crustal contamination cannot be effectively quantified, mainly because of (1) the diversity of primary basaltic liquids, and (2) hidden basement of still disputable character. Therefore, no attempt at quantitative modelling is made for the processes of crustal contamination.

#### **4.2.2. The basalts of the Dalha Series and recent lavas from the Tadjoura Gulf and Asal Rift.**

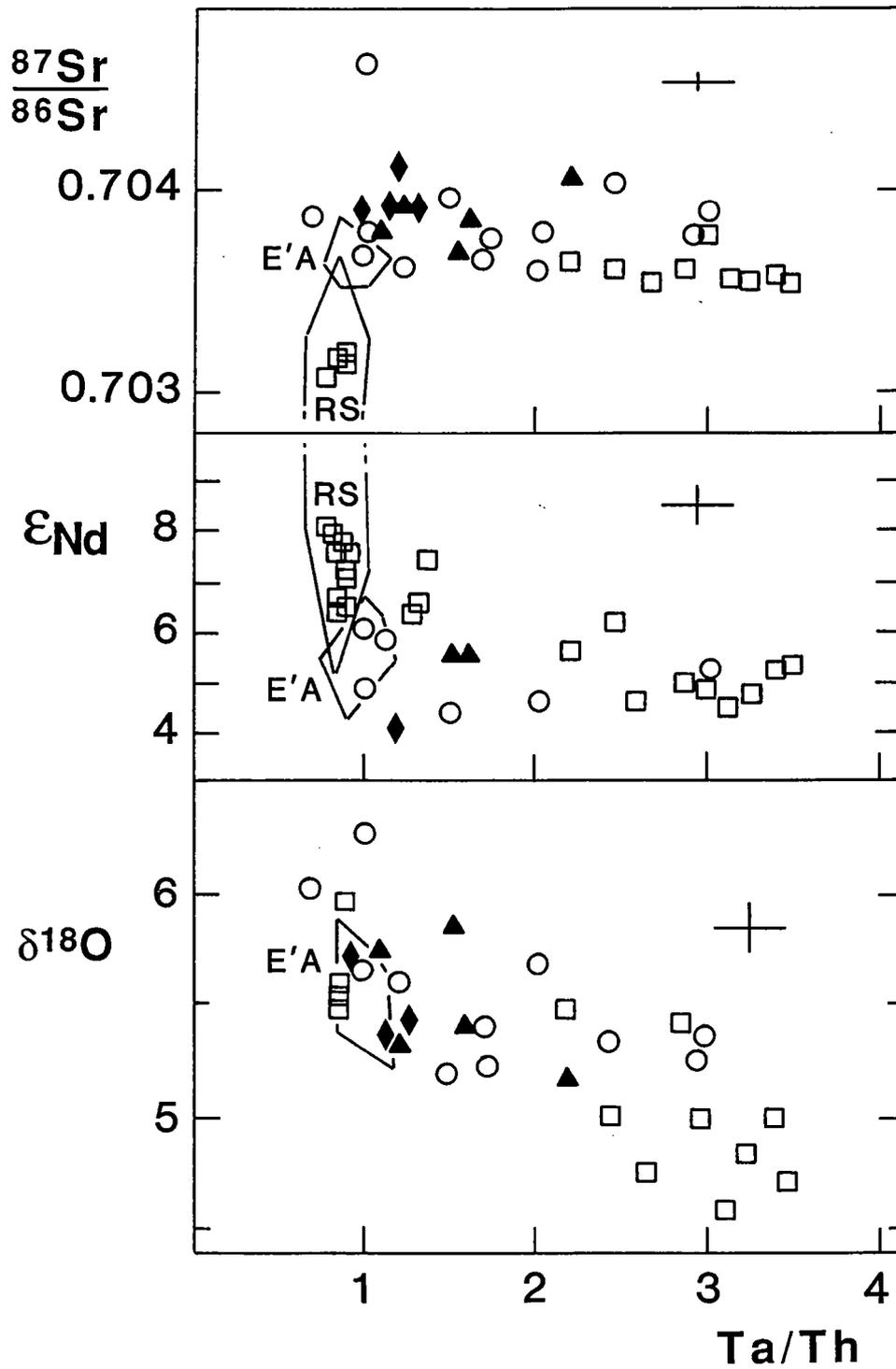
Using hygromagmaphile trace elements and Nd isotopic arguments, Barrat et al. (1990) identified three reservoirs which are involved in the generation of recent lavas in Djibouti: (1) a depleted mantle (DMM: depleted MORB mantle), (2) a hot-spot type reservoir (REC: Ramad enriched component), and (3) a particular reservoir, of probable lithospheric origin, characterized by high Ta/Th ratio (TEC: Tadjoura enriched component). Since then, more analyses have been carried out on a wider and more complete sampling basis, including basalts erupted before the opening of the Tadjoura Gulf (the Dalha

series). These complementary new results (Table 3) allow us to construct a better petrogenetic model.

Large variations in Sr and Nd isotopic compositions are observed in the basalts:  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7030$  to  $0.7046$ ;  $\epsilon_{\text{Nd}} = +8.1$  to  $+4.5$ . The distribution of data points (Fig. 6) clearly indicate involvement of multiple components. The existence of depleted basalt (depleted in LREE, relatively high  $\epsilon_{\text{Nd}}$  of  $+8.1$ , and low  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  of about  $0.703$ , as represented by sample A3D3) suggests the participation of the DMM component. On the other hand, basalts enriched in LREE have isotopic data points falling in the field defined by the basalts of the southern Red Sea and Erta'Ale in northern Afar. This indicates that the hot-spot type REC component has played a significant role of in the magma genesis. Two important points need to be addressed here:

(1) Fig. 8 shows that rocks with high Ta/Th ratios do not show any obvious distinction in Sr and Nd isotopic compositions from the rest of samples. By contrast,  $\delta^{18}\text{O}$  and Ta/Th ratios show a negative correlation.

(2) A basalt from the Asal Rift (S314, Table 3 and Fig. 6) has peculiar isotopic characteristics comparable with those of peridotite nodules from Assab (Barberi et al., 1980; Betton and Civetta, 1984), which represent the only known samples from the lithospheric mantle of the Afar region (Assab is situated about 200 km to the north of the Tadjoura Gulf). We believe that the mantle beneath the Asal Rift is also characterised by the same composition, but its participation in the basalt genesis seems to be quite limited as evidenced from the oxygen isotopic compositions of the basalts ( $\delta^{18}\text{O} = 5.6\text{‰}$ ).



8.  $^{87}Sr/^{86}Sr$ ,  $\epsilon_{Nd}$ ,  $\delta^{18}O$  vs.  $Ta/Th$  plots for the recent djiboutian basalts, the Erta'Ale chain (E'A) and the South of the Red Sea (RS). See figure 4 for the symbols. (Data from Barberi et al. 1980; Joron et al. 1980a&b; Betton & Civetta 1984; Eissen et al. 1989; Barrat et al. 1990, 1992 and this work).

The sensitivity of oxygen isotopic change due to alteration and hydrothermal processes is well recognized. Therefore, we have analyzed only a few exceptionally fresh samples devoid of any visible alteration. Despite this effort, the young basalts from the Tadjoura Gulf, Asal Rift and ferrobasalts from the Dalha series still show a large oxygen isotopic variation from 4.5 to 6.2‰. The  $^{18}\text{O}$  depletion is most evident in fresh basaltic glass from the Tadjoura Gulf.

The oxygen isotope variation is not related to fractional crystallisation as the change in  $\text{SiO}_2$  in these basalt samples is insignificant. Apart from an hawaiite (sample 6881), which is the most differentiated lava known in the Asal Rift and has a  $\delta^{18}\text{O}$  (+6.22 ‰) somewhat higher than the rest of rocks, there is no observed correlation between oxygen isotope composition and any differentiation indices such as Ni or Tb contents or mg values. We note that all the basalts with low  $\delta^{18}\text{O}$  are Fe-rich differentiated basalts (Table 3).

Several mechanisms have been invoked to explain the origin of low  $\delta^{18}\text{O}$  lavas (Muehlenbachs et al., 1974; Friedman et al., 1974; Hildreth et al., 1984; Taylor, 1987; Bacon et al., 1989). They include: (1) direct interactions between magmas and fluids, (2) partial melting of a low  $\delta^{18}\text{O}$  source, and (3) normal magma contaminated by a crustal component with low  $\delta^{18}\text{O}$ . Among them, the first hypothesis may be excluded as it has been convincingly argued that fluid-magma interaction cannot result in low  $\delta^{18}\text{O}$  magmas (Taylor and Sheppard, 1986). It appears that a special component depleted in  $^{18}\text{O}$  is involved in the genesis of Djibouti basalts.

As shown earlier, a clear negative correlation exists between oxygen isotopic compositions and Ta/Th ratios (Fig. 8). All basalts with low  $\delta^{18}\text{O}$  also have high Ta/Th ratios and positive Eu anomalies (see section 4.1 and Fig. 5). This particular chemical feature is

therefore the necessary characteristics of the special component TEC (Tadjoura enriched component). The question now is: is the TEC a mantle component or is it only a crustal contaminant?

**(a) Is the TEC a mantle component?**

Fresh MORB have a small range of  $\delta^{18}\text{O}$  at  $+5.7 \pm 0.3$  ‰ (Muehlenbachs and Clayton, 1972; Pineau et al., 1976; Ito et al., 1987). The heterogeneity of oxygen isotopic composition in the mantle has been suggested from the data of oceanic basalts (Kyser et al., 1981, 1982; Kyser, 1986). This suggestion was later challenged by several authors (Gregory and Taylor, 1986a,b; Chiba et al., 1989). In agreement with Gregory and Taylor (1986), we believe that the predominant mantle reservoir should have  $\delta^{18}\text{O}$  value no greater than +6.0 ‰.

However, mantle rocks depleted in  $^{18}\text{O}$  are known to exist. For example, eclogite nodules in kimberlites have been found to have  $\delta^{18}\text{O}$  values between +2 and +8‰ (MacGregor and Manton, 1986; Kyser, 1990). Generally,  $\delta^{18}\text{O}$  values lower than 5.5‰ are very rare. These eclogites were interpreted as relics of oceanic crust which has been subjected to high temperature (>250°C) hydrothermal alteration, similar to certain parts of ophiolite sequences (Javoy, 1970; Gregory and Taylor, 1981; Cocker et al., 1982). Because the partial melting of mantle rocks does not fractionate oxygen isotopic ratios in any significant amount, it has been suggested that low  $\delta^{18}\text{O}$  magmas could be derived by melting of mantle sources containing subducted oceanic crust (Cartwright and Valley, 1991). This hypothesis does not explain the Djibouti low  $\delta^{18}\text{O}$  basalts, because a massive quantity of low  $\delta^{18}\text{O}$  eclogite needs have been involved, yet this kind of eclogite is very rare.

Furthermore the peculiar chemical features (high Ta/Th, positive Eu anomalies) still require an explanation.

Possible explanations for such peculiar geochemical features in the context of mantle heterogeneity are discussed below:

(1) Some eclogite nodules have clinopyroxenes with LREE enrichment and occasionally show positive Eu anomalies (MacGregor and Manton, 1986). Pyroxenites from the Beni Bousera Massif also show positive Eu anomalies (Pearson et al., 1991). Partial melting of these kinds of rocks could in principle generate magmas with these geochemical characteristics. However, all of these rocks have  $\delta^{18}\text{O}$  values greater than 5‰ (Javoy, 1970, 1980; MacGregor and Manton, 1986; Pearson et al., 1991).

(2) Recycling of oceanic lithosphere through subduction processes has been used to explain some special geochemical and isotopic characteristics of certain oceanic basalts (e.g. Chase, 1981; Hoffman and White, 1982). To our knowledge, however, no basalts with enriched LREE have shown any Ta/Th ratios as high as 3.5.

(3) Because of the extremely low distribution coefficients of both Ta and Th ( $< 0.01$ , Jochum et al., 1989), the ratio of Ta/Th in the liquids would be the same as in the source. Accordingly, the correlation between Ta/Th and  $\delta^{18}\text{O}$  (Fig. 8) could be interpreted as a result of mixing between two mantle reservoirs: a normal mantle with  $\delta^{18}\text{O} \approx 5.5 - 6.0$  ‰ and  $\text{Ta/Th} \approx 1$ , and an abnormal mantle component depleted in  $\delta^{18}\text{O}$  but with  $\text{Ta/Th} \geq 3.5$ . However, the origin of this abnormal component is not clear. Although an increase of Ta/Th ratio may be marginally achieved by melting of a source which has been subjected to liquid extraction (Th entered the liquid somewhat preferentially) in an earlier episode (hence increasing its Ta/Th ratio), or by metasomatic processes which enriched Ta relative to Th

(O'Reilly and Griffin, 1988; Paces and Bell, 1989; Barrat et al., 1990), these processes still cannot explain the accompanying low  $\delta^{18}\text{O}$ . We therefore conclude that the component TEC probably does not reside in the mantle.

**(b) Is the TEC localized in the Djibouti crust?**

We now consider the possibility of magma contamination by a crustal component depleted in  $^{18}\text{O}$ . The fact that all lavas with high Ta/Th ratios are highly differentiated iron-rich basalts (Table 3) suggests that they are more susceptible to crustal contamination due to their longer residence time within magma chambers.

The geographic variations in Ta/Th ratios (Barrat et al., 1990) and in  $\delta^{18}\text{O}$  of recent lavas (Fig. 1) allow us to localize the zones of TEC intervention. The study region could be distinguished in two sectors. In the east of the Tadjoura Gulf (Zone 1 and site A3) the lavas have similar compositions to those from the southern Red Sea region. Their  $\delta^{18}\text{O}$  values are near those of MORB and none of them show any high Ta/Th ratios. All basalts with low  $\delta^{18}\text{O}$  and high Ta/Th occur only in the west of the Tadjoura Gulf and the Asal Rift. The two sectors are also distinguished by their bathymetric properties. It appears that the TEC intervention is limited to the emerged zones or to water depths smaller than 1300 m. This strongly indicates that the TEC is localized in the Djibouti lithosphere and it could be a crustal component.

The nature of present crust in Djibouti and the Afar region has always been controversial (Berkhemer et al., 1975; Barberi and Varet, 1975; Mohr, 1989). Theories suggest that the crust is either a stretched thin continental crust injected by basaltic dykes, or alternatively an oceanic crust. Seismic refraction studies have suggested the presence of an oceanic crust with 5 to 11 km of thickness (Ruegg, 1974). In view

of the great quantity and the differentiated character of lavas issued before the opening of the Tadjoura Gulf (more than one km thick of lavas for the Dalha series only), the crust here must be predominantly of basic composition, composed also of large quantities of gabbroic cumulates.

Although such gabbroic cumulates are not found as enclaves in the recent lavas, their geochemical characteristics may be estimated from the cogenetic basalts using major layered complexes model.

(a) Except some recent lavas from the east of the Tadjoura Gulf, all the basalts (old and recent) are enriched in LREE. Using published distribution coefficients, we conclude that the gabbroic cumulates are also enriched in LREE and have variable positive Eu anomalies depending on their plagioclase contents.

(b) The Ta/Th ratios are more difficult to estimate. Because of the low Th Kd ( $<0.01$ ), the cumulates will be depleted in Th. However, Ta and Nb contents may be controlled by opaque phases (Green and Pearson, 1987). Consequently, the gabbroic cumulates could have high and variable Ta/Th ratios. To illustrate this point, we cite a parallel example as follows.

The gabbros of the Skaergaard Complex can be considered as an analogue of the Djibouti cumulates. First, they were emplaced in the early stages of North Atlantic lithospheric opening. Second, the complex crystallized from a tholeiitic magma enriched in LREE and having a rather normal Ta/Th of about 0.8, comparable to that of the "normal" lavas in Djibouti. The gabbroic cumulates not only show positive Eu anomalies, but also high Ta/Th ratios, occasionally reaching 15 (Hoover, 1989).

Hydrothermal activity is very important in the Afar region including the Asal Rift and the Tadjoura Gulf basin (Bosch et al., 1977;

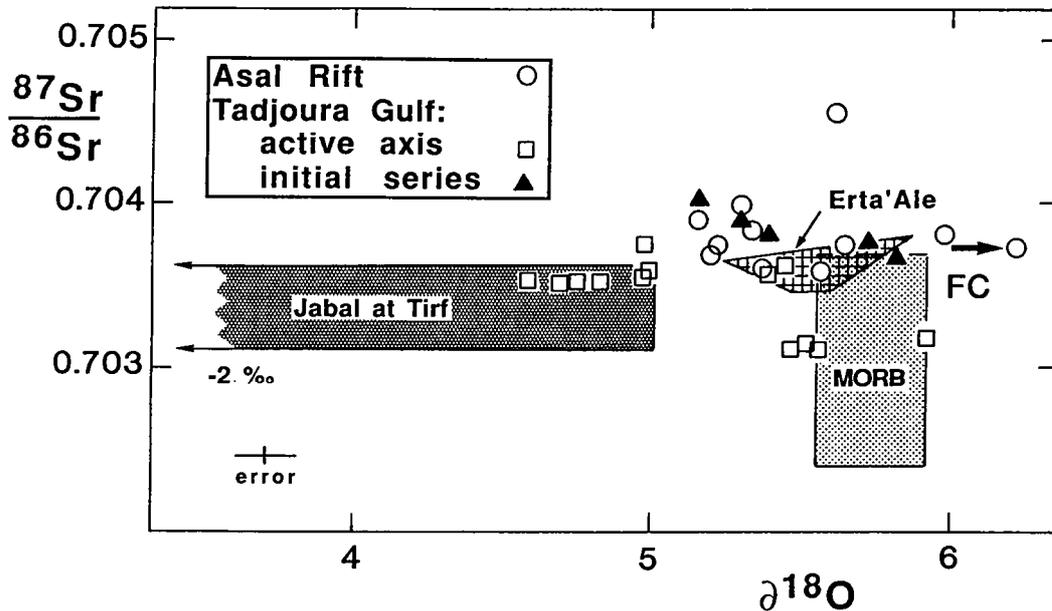
Choukroune et al., 1988). At present, the hydrothermal fluids in Asal are dominantly of marine origin (Sanjuan et al., 1990). The effects of hydrothermal alteration in the upper 1550 m of crust have been studied using drilled cores (Fouillac et al., 1989). The intense fracturing by extensional tectonics and the resulting high permeability of these rocks have greatly favored the circulation of hydrothermal fluids. The results show that whole-rock  $\delta^{18}\text{O}$  values are about +12‰ in the first hundred meters and are reduced to +5‰ in the core section of about 1550 m where the temperature reaches 260°C. Hydrothermal effects on basic crust are well known due to studies on ophiolite complexes and oceanic crust drilled cores (Javoy, 1970; Sheppard, 1980; Gregory and Taylor, 1981; McCulloch et al., 1981; Alt et al., 1986; Agrinier et al., 1988; Lecuyer and Fourcade, 1991). All the results demonstrate that the upper parts are enriched in  $^{18}\text{O}$ , whereas the lower parts, altered in temperature conditions  $\geq 350^\circ\text{C}$ , are often depleted in  $^{18}\text{O}$ , resulting in low  $\delta^{18}\text{O}$  values of +3 to +4‰, even if they are not systematic. The existence of a magma chamber beneath Asal at about 5 km of depth is accepted in this region (Souriot, personal comm.), and we conclude that gabbroic cumulates of low  $\delta^{18}\text{O}$  may be generated in this region as the result of intense hydrothermal alteration.

The important Plio-Pleistocene lacustrine and fluvial deposits of the region (Gasse et al., 1980) suggest that the climate of Djibouti has not always been arid. Prior to the opening of the Tadjoura Gulf, the hydrothermal fluids could have had a meteoric origin. The Afar precipitations at present have a  $\delta^{18}\text{O}$  value of -3‰ (Gonfiantani et al., 1973), but those in the Pliocene-Pleistocene time might have had even lower values if the climate was indeed less arid. If so, the fluids could produce depletions of  $^{18}\text{O}$  in the rocks much more efficiently than marine fluids during water-rock interactions. This is illustrated by the

Jabal at Tirf Complex in southern Saudi Arabia. This gabbroic complex of about 20 Ma has been interpreted as a relic of oceanic crust formed in the initial stage of Red Sea opening (Coleman et al., 1979; Vaughan McGuire and Coleman, 1986; Féraud et al., 1991). Most analyzed samples show  $^{18}\text{O}$  depletion and some have  $\delta^{18}\text{O}$  values as low as -2‰ (Taylor & Coleman, 1977; Taylor, 1980b).

The presence of gabbroic cumulates depleted in  $^{18}\text{O}$  in the crust of Djibouti is strongly suggested by the geological circumstances. Contamination of basaltic magmas by this kind of cumulate has been proposed to explain the geochemical features in the ophiolite complex of the Bay of Islands (Bédard, 1991). Such a mechanism could have been responsible for the unusual chemical and isotopic characteristics of the Djibouti lavas (Fig. 8). We emphasize that in the gabbroic cumulates, the Ta/Th and Eu/Eu\* ratios are independent variables because they are not related to the same phases. Probably due to the diversity of contaminants (= gabbroic cumulates) the presence of ferrobasalts (samples B11 and B16, Tables 2 and 3) with positive Eu anomaly but normal Ta/Th and  $\delta^{18}\text{O}$  becomes interpretable.

The radiogenic isotope data may also shed some light on the processes of contamination. Fig. 9 shows that some Tadjoura lavas with low  $\delta^{18}\text{O}$  and rather unradiogenic Sr are comparable with the gabbros of the Jabal at Tirf Complex (Saudi Arabia). The fact that the lavas with high and low Ta/Th ratios cannot be distinguished by their Sr and Nd isotopic compositions (Fig. 8) indicates that the TEC component is not significantly different from the other mantle components (DMM and REC) in terms of Sr and Nd isotopic compositions.



9.  $\delta^{18}\text{O}$  vs.  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  plot for the recent djiboutian basalts. The MORB area is from Ito et al. (1987). The Jabal at Tirf area is drawn after Coleman et al. (1975) and Taylor (1980b).

## 5. Conclusions

The involvement of two mantle components: DMM (depleted MORB mantle) and REC (Ramad enriched component) in the generation of magmas in NE Africa is well established and has been confirmed by several studies (Schilling, 1973; Hart et al., 1989; Barrat et al., 1990, 1992; Vidal et al., 1991; Schilling et al., 1992). In addition, trace element and radiogenic isotopic data have led many authors to postulate a significant participation of lithospheric source in the magma genesis (Joron et al., 1980b; Betton and Civetta, 1984; Hart et al., 1989; Barrat et al., 1990; Vidal et al., 1991; Schilling et al.,

1992). The application of oxygen isotopic tracer technique has added a further constraint to the nature of the participating lithosphere.

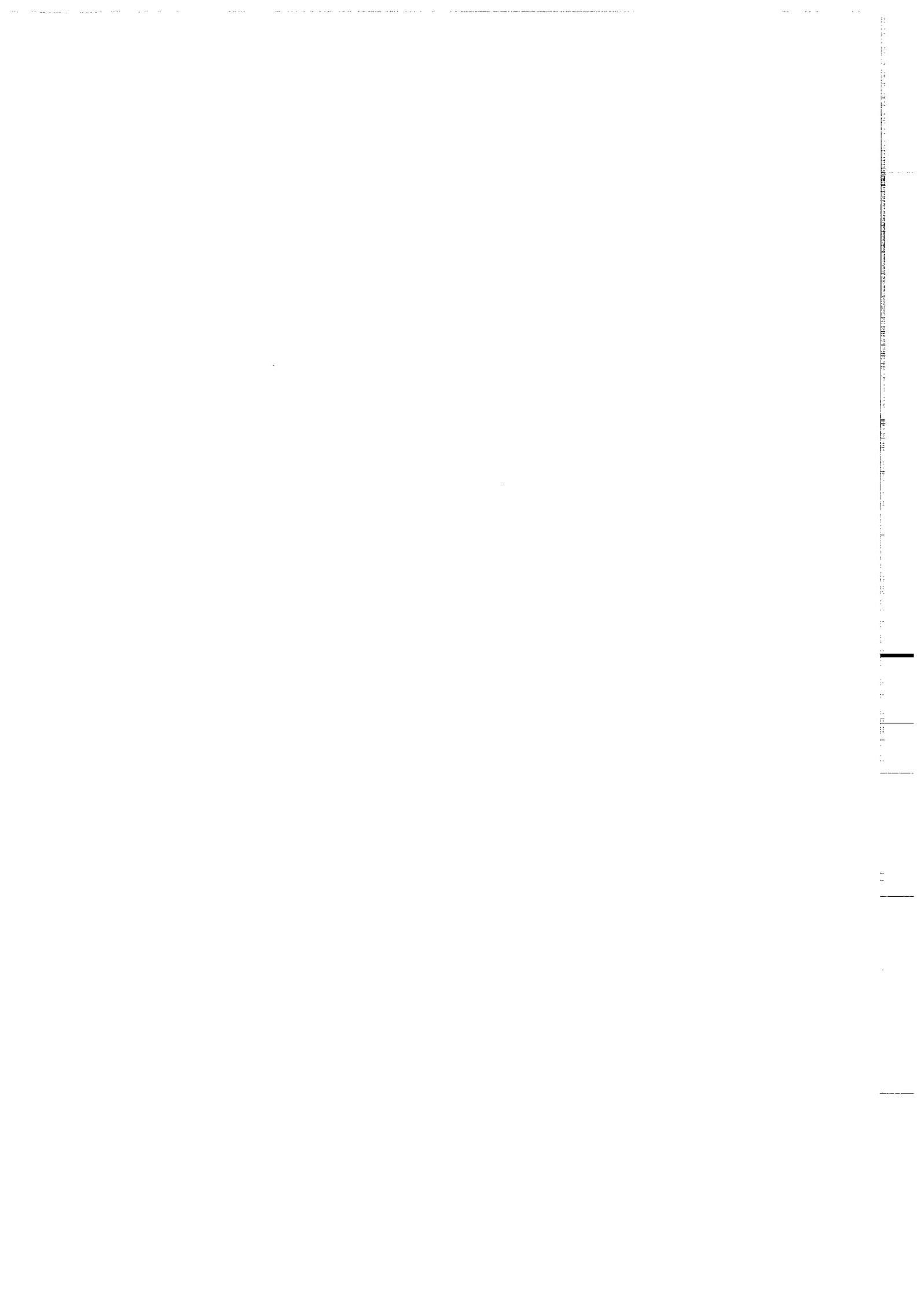
Basalts erupted prior to the opening of the Tadjoura Gulf show high  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  and  $\delta^{18}\text{O}$  values. The presence of quartz xenocrysts in the lavas (Gadalia, 1980) suggests a contamination by the continental crust.

The generation of recent lavas is more complicated. The diversity of mantle sources alone cannot satisfactorily explain the chemical and isotopic characteristics of the lavas. Assimilation of hydrothermally altered gabbroic cumulates (component TEC) by basaltic magmas is believed to be responsible for the origin of low  $\delta^{18}\text{O}$  and high Ta/Th liquids and positive Eu anomalies.

The role of lithospheric mantle in the magma genesis seems to be minor. Of the fifty samples analyzed, only one (sample no.S314) shows chemical and isotopic compositions that may be inherited from the lithospheric mantle. Even so, the chemical and isotopic signature may also be produced by crustal contamination processes. We therefore conclude that the role of lithospheric mantle is still very ambiguous.

In summary, the magmas of Djibouti and the Afar region are essentially derived from two mantle sources (DMM and REC) similar to those of the southern Red Sea. The participation of lithospheric mantle is not significant. In addition to the mixing of DMM and REC components, the modification of isotopic compositions (Sr, Nd and O) has been achieved by two different processes in time: the contamination by continental crust for the magmas produced before the opening of the Tadjoura Gulf, and the assimilation of hydrothermally altered gabbroic cumulates for the post-opening recent basaltic magmas.

**Acknowledgements:** J.A.B. is very grateful for the tutorage of J. Cornichet, J. Macé, F. Martineau, M. Le Coz and M. Lemoine in chemical separation procedures, mass spectrometry and XRF analyses. We thank N. Bonhommet and A. Gadalia for the Dalha and Mabla samples. I.W. Croudace and S. Roberts are gratefully acknowledged for improving the text.



## Isotope (Sr, Nd, O) and Trace Element Geochemistry of Volcanics from the Erta'Ale Range (Ethiopia)

J.A. Barrat <sup>a\*</sup>, S. Fourcade <sup>a</sup>, B.M. Jahn <sup>a</sup> J.L. Cheminée <sup>b</sup>  
& R. Capdevila<sup>a</sup>

<sup>a</sup> CAESS, Université de Rennes 1, 35042 Rennes Cedex, France

<sup>b</sup> IPG Paris, 4 place Jussieu, 75252 Paris Cedex 05, France.

(\*: now at University of Southampton, dept. of Geology,  
Highfield, Southampton SO9 5NH)

### Abstract

The Erta'Ale range is the most important axial volcanic chain of the Afar region. The petrographic diversity of lavas erupted in this area is very important, ranging from magnesian transitional basalts to rhyolites. The variation in isotopic compositions and incompatible element ratios in the basalts (e.g.,  $\epsilon_{Nd} = +4.5$  to  $+7.5$ ,  $La_N/Yb_N = 2.5$  to  $11$ ) demonstrates a heterogeneous character for their mantle sources. Such an heterogeneity could be interpreted by the participation of two mantle reservoirs: a depleted MORB and a HIMU OIB-type sources. These reservoirs are indistinguishable from those recently identified in the southern part of the Red Sea region (Barrat et al. 1990; Schilling et al. 1992). The isotopic data indicate that the contribution of continental sialic components is not significant in the petrogenesis of the volcanic rocks. Our data further suggest that the crust beneath the Erta'Ale volcanic range is not a thinned (Pan-african?) sialic crust, but could be gabbroic in nature (e.g., Barberi & Varet 1975; Mohr 1989). The acid volcanics have originated mostly through fractional crystallization of basaltic magmas as revealed from major and trace element datas and from the relatively homogeneous Sr and Nd isotopic ratios. However, the  $\delta^{18}O$  variation in the acid lavas suggests an important contribution from a low  $\delta^{18}O$  component in the petrogenesis of some low  $\delta^{18}O$  acid lavas.

## **1. Introduction**

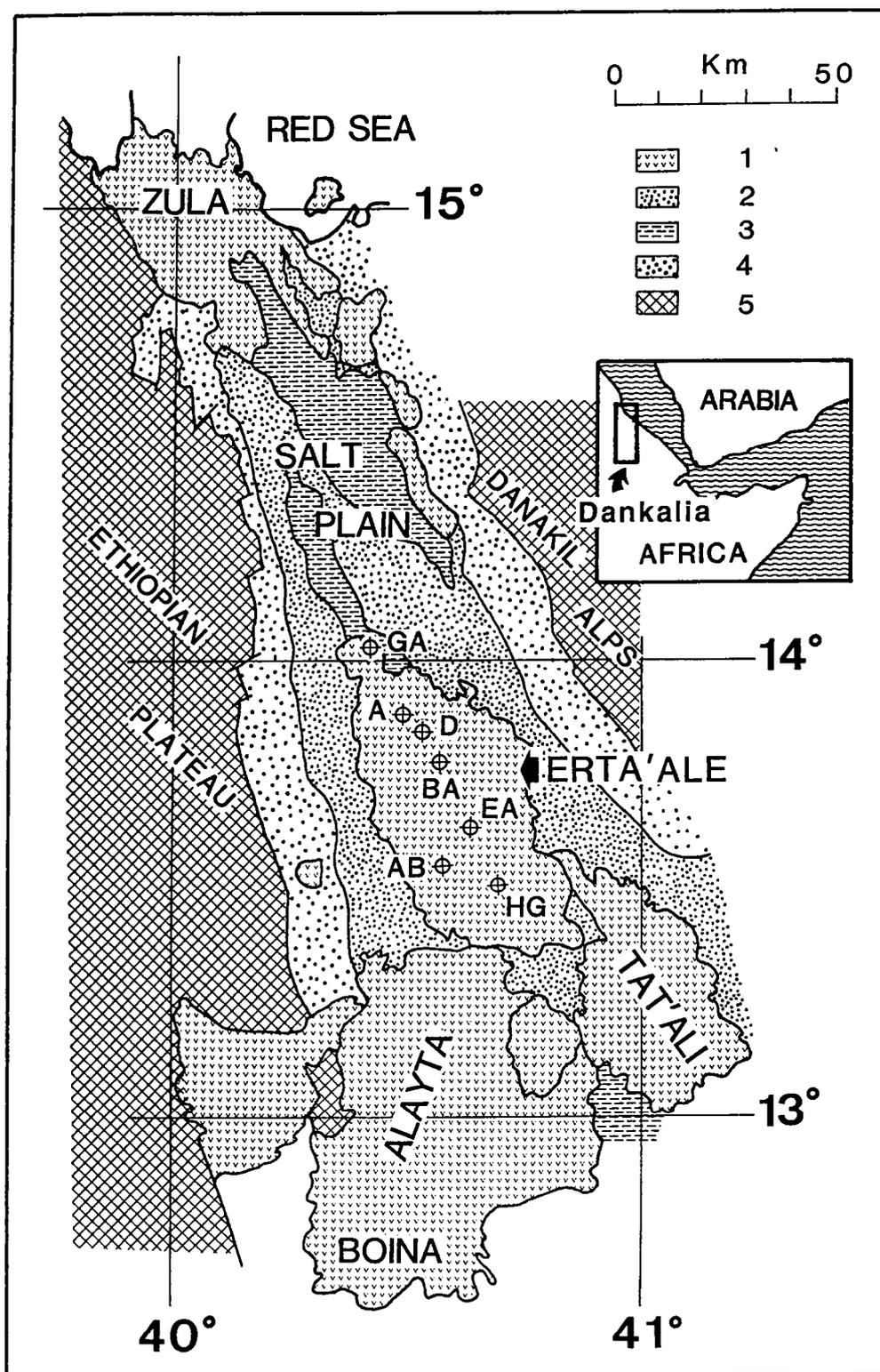
The region of Afar (Fig. 1) is situated at the junction of two propagating oceanic ridges (Gulf of Aden and Red Sea) and a continental rift (Ethiopian Rift). Since the Oligocene, at least 350,000 km<sup>3</sup> of lavas have been erupted during the separation of the Arabian from the African plate (Mohr, 1983). This area is particularly favourable for the study of volcanism related to all stages of rift development. Previous isotopic studies have demonstrated significant heterogeneities in the sources of magmas erupted in this area (Barberi et al., 1980; Betton & Civetta, 1984). Since then, several research groups have undertaken more detailed work in certain sectors: e.g., Ethiopian Rift, central Afar, Djibouti, Gulf of Aden and southern Red Sea (Hart et al., 1989; Altherr et al., 1990; Barrat et al., 1990, 1992; Vidal et al., 1991; Schilling et al., 1992). In brief, these works dealt with two main questions: whether or not the rifting was triggered by doming above a hot-spot, and what was the role of continental lithosphere in the genesis of these rift magmas. However, the nature of the Afar crust is still controversial. A thinned continental crust on one hand and a proto-oceanic crust on the other have been proposed in the previous studies (e.g., Berkhemer et al. 1975; Barberi & Varet 1975; Mohr 1989). This leads to a variety of petrogenetic hypotheses. In order to verify or confirm the validity of these models, a study of the lavas from northern Afar in Dankalia (= Danakil depression) is crucial, because this volcanic region is located at the junction of the central Afar structures and the Red Sea juvenile oceanic rift.

Here we present the results of our recent chemical and isotopic investigation on the Recent lavas of the Erta'Ale chain (Dankalia, Fig.1), with the purposes of determining (1) the nature of their mantle

sources, (2) the degrees of contamination of magmas by the crust, and (3) the origin of the acid lavas in northern Afar.

## **2. Geological setting**

The northern Afar is a well-defined depression (Fig.1), bounded by the Ethiopian Escarpment on the west and the Danakil Horst on the east (C.N.R.-C.N.R.S. 1971). The lowest altitude is below sea-level (-120 m). The depression is mainly filled with recent sediments, evaporite beds, and covered by extensive lava flows. The sedimentation started in early Miocene with the detrital "Red Series", and continued in the Quaternary by piedmont continental sediments and marine carbonates. This region became arid after its isolation from the Red Sea and a very thick (>1 km) evaporite formation was formed in its central part (Salt Plain). The region is characterized by intense tectonic and volcanic activities. The main tectonic features are vertical step-faulting and open tensional fissures. Fault throws reach 200 m. The volcanic activity is important since the Miocene and is today mostly confined to the axial zone, forming three spectacular volcanic chains: the Erta'Ale, Alayta and Tat'Ali. The Erta'Ale chain (80 km long and 2450 km<sup>2</sup>) is located in the south of the Salt Plain (Fig. 1), and is composed of seven volcanic centers roughly aligned NNW-SSE: Gada'Ale, Alu, Dâlaffilla, Borale'Ale, Erta'Ale (famous for its active lava lake), Ale'Bagu and Hayli'Gub, from north to south. A great diversity of lava compositions ranging from magnesian basalts to rhyolites has been recognized. The main petrographical, mineralogical and chemical features of the Erta'Ale rocks have also been reported in previous studies (Tazieff et al. 1969; Barberi & Varet 1970; Barberi et al. 1970; Cheminée 1970, 1973; Treuil & Varet 1973; Treuil & Joron 1975; Bizouard et al. 1980).



1. Simplified geological map of the Danakil Depression (after C.N.R.-C.N.R.S. 1971). (geologic pattern: 1= recent volcanics; 2 = quaternary superficial formations; 3 = evaporites; 4 = neogene polychrome clastic sediments; 5 = "basement rocks" consist of ethiopian flood basalts (E) and of Danakil Alps crystalline rocks (W). The Erta'Ale volcanic center are located (AB= Ale Bagu; AD= Alu-Dalafilla; BA= Bôrale'Ale; EA= Erta'Ale; GA= Gada'Ale; HG= Hayli Gub).

### **3. Analytical procedures**

Some chemical and isotopic analyses have been previously published on the lavas from the Erta'Ale volcanic chain. Except for a few (for example, Javoy 1970; Barberi et al. 1980; Betton & Civetta 1984; Allard 1986), many are difficult to be exploited as a whole, either because of their large uncertainties or due to incomplete data. We have therefore redetermined both major and trace elements for more than fifty samples, among them, more than twenty samples have been determined for their Sr, Nd and O isotopic compositions.

The powder samples were prepared using an agate mortar in order to avoid contamination of transition elements (such Co, Ta and Nb). Major and some trace element abundances were determined using XRF analysis with a Philips PW 1404 spectrometer at the University of Rennes. Accuracy for major elements is within 2 %, but it may reach 10 % for elements of low abundances (e.g. MnO or P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>). For trace elements, accuracy is generally better than 5%. For abundances less than 30 ppm, the uncertainties are within 10%.

Rare earth elements (REE) were determined by the isotope dilution method (ID), using a Cameca TSN-206 single collector mass spectrometer ("Idéfix"). The uncertainties were estimated at 3 % for La and Lu, and 2 % for the other REE.

U, Th, Hf, Ta, La, Ce, Sm, Tb and Yb were determined by instrumental neutron activation analysis (INAA). The samples were loaded in Cd containers and irradiated in the Osiris reactor (Centre d'Etudes Nucléaires, Saclay). Two periods of counting were carried out: i) eight days after irradiation at Laboratoire Pierre Süe, Saclay, and ii) one month later at Université de Rennes. The analytical technique was the same as described previously by Chayla et al. (1973).

The results are given relative to the Saclay GSN values (see Table 2). The uncertainties are 10 % for U and better than 5 % for the other elements.

Sr and Nd isotopic ratios (Table 3) were measured in static mode using a Finnigan MAT-262 seven-cup mass spectrometer ("Juvénix") at Rennes. The Sr and Nd isotopic ratios were normalised against  $^{88}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=8.375$  and  $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.7219$ , respectively, for isotopic fractionation effects. The results are reported relative to  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.511860$  for the La Jolla standard and  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0.71024$  for the NBS 987. A routine analysis has a  $2\sigma$  standard error generally better than 0.002 %. The reproducibility of the isotopic ratios, estimated on the basis of replicate analyses of samples or standards, is about  $\pm 0.004$  %.

Oxygen was extracted by reaction with  $\text{BrF}_5$ , then converted to  $\text{CO}_2$  for isotopic analysis (Clayton & Mayeda 1963). Isotopic ratios were measured with a VG Sira 10 three-collector mass spectrometer. The results are expressed in the conventional delta notation with respect to SMOW. The  $\delta^{18}\text{O}$  value of the NBS 28 standard during these experiments is  $+9.56 \pm 0.04$  (n=10), and the value of our internal basaltic glass standard Circé 93 (repeatedly measured by F. Pineau in La Jolla and in Paris at  $+5.68 \pm 0.14$ ) is  $+5.66 \pm 0.02$  (n=13). All the analyses have been duplicated. The reproducibility is generally better than 0.1  $\delta$ -unit (Table 3).

Table 1: Major and trace element data for Danakil lavas

(B= basalt; TB= trachybasalt; BTA= basaltic trachyandesite; TA= trachyandesite; TD= trachydacite; R= rhyolite)

n°	rock type	volcano	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	TiO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	L.O.I.	Total	Nb	Zr	Y	Sr	Rb	Co	V	Ni	Cr	Ba	Ga	Cu	Zn
CH50	B	HG	47,16	14,02	11,06	0,17	10,96	11,87	2,12	0,28	1,60	0,22	-0,09	99,37	19	113	24	229	7	48	263	252	684	81	16	102	77
C230	B	Tat'Ali	47,29	13,49	11,01	0,18	10,84	11,34	2,17	0,63	1,94	0,28	-0,12	99,05	32	150	23	331	16	48	280	257	846	179	16	93	79
CH49	B	HG	47,99	14,20	11,01	0,18	10,31	12,09	2,03	0,23	1,43	0,17	0,26	99,80	14	83	22	190	6	48	308	196	709	75	15	120	77
D12	B	AD	45,67	14,55	10,61	0,17	10,10	11,15	2,80	0,89	2,28	0,43	0,72	99,37	43	194	26	485	20	42	256	221	456	227	18	72	78
CH48	B	HG	48,55	15,06	11,47	0,18	8,35	12,44	2,22	0,26	1,69	0,19	-0,03	100,38	15	91	24	215	6	45	337	117	344	73	16	132	81
G65	B	EA	48,24	14,66	12,87	0,19	7,99	10,05	2,86	0,60	2,39	0,37	-0,42	99,80	32	175	33	345	14	48	322	138	315	154	20	88	94
F98	B	Alayta	47,20	15,85	11,71	0,18	7,97	11,50	2,36	0,42	1,74	0,19	0,30	99,42	19	129	21	390	9	47	276	99	63	147	19	134	85
CH46	B	HG	47,98	15,64	10,59	0,17	7,12	12,34	2,68	0,56	2,17	0,33	0,50	100,08	30	160	26	362	13	39	289	92	202	158	19	97	81
CH47	B	HG	47,44	14,23	14,22	0,21	7,08	10,10	2,90	0,63	2,96	0,44	-0,47	99,74	31	197	37	324	14	47	390	108	263	180	22	85	102
CH59	B	HG	48,66	15,20	11,46	0,18	6,72	11,81	2,51	0,50	2,20	0,29	0,36	99,89	27	156	27	337	12	42	282	60	134	143	20	145	83
D139	B	BA	47,79	16,63	10,85	0,17	6,69	12,06	2,45	0,45	1,86	0,24	0,11	99,30	23	141	22	347	12	41	261	81	147	117	19	110	79
D135A	B	BA	49,28	15,97	10,78	0,17	6,56	12,14	2,50	0,49	1,88	0,27	-0,32	99,72	27	149	26	301	11	39	287	64	145	113	19	117	82
ER1	B	EA	49,19	13,98	12,16	0,19	6,32	11,38	2,71	0,60	2,25	0,34	-0,13	98,99	32	172	33	286	13	40	352	52	115	135	19	141	94
C122	B	EA	48,62	14,61	12,47	0,19	6,29	10,92	2,68	0,67	2,60	0,39	0,11	99,55	37	199	33	351	16	39	358	62	159	162	20	107	91
F64	B	AB	48,09	13,56	13,02	0,20	6,28	11,36	2,66	0,72	2,87	0,43	0,18	99,37	41	213	35	381	16	41	371	54	79	192	21	135	95
D133A	B	BA	47,68	15,38	10,46	0,17	6,26	12,52	2,48	0,54	2,00	0,31	1,29	99,09	29	164	27	351	13	34	256	67	182	142	18	100	81
F75	B	AB	46,55	13,44	12,28	0,19	6,15	12,27	2,54	0,70	2,73	0,40	1,47	98,72	41	217	33	497	16	37	335	50	92	185	21	149	90
D155	B	BA	47,49	17,35	10,51	0,17	5,89	12,23	2,68	0,59	2,27	0,42	-0,06	99,54	36	167	29	384	14	36	303	63	175	143	21	79	82
ER14	B	EA	49,35	16,50	10,79	0,17	5,88	12,21	2,63	0,50	1,94	0,28	-0,59	99,66	28	153	27	311	12	37	283	51	149	120	17	128	83
C117A	B	GA	49,01	12,89	14,65	0,23	5,81	10,51	2,66	0,57	3,03	0,47	-0,04	99,79	37	193	44	223	16	39	417	44	77	158	20	164	101
D150	B	BA	48,39	16,56	11,37	0,19	5,80	11,32	2,93	0,68	2,51	0,51	-0,45	99,81	40	190	36	371	16	36	324	60	168	170	20	77	91
D149	B	BA	48,57	16,59	11,33	0,19	5,74	11,33	2,92	0,68	2,50	0,51	-0,46	99,90	40	191	33	369	16	37	322	59	153	178	21	75	90
ER13	B	EA	49,41	17,09	10,31	0,17	5,73	12,29	2,65	0,49	1,85	0,29	-0,54	99,74	27	150	27	316	12	37	285	51	104	114	19	112	82
CH28	B	AD	49,55	14,15	13,47	0,21	5,68	10,38	3,03	0,63	2,72	0,41	-0,45	99,78	38	191	34	328	15	42	391	30	8	147	21	100	97
D154	B	BA	48,13	17,07	10,87	0,18	5,66	11,49	2,92	0,65	2,39	0,50	0,04	99,90	37	181	32	376	15	34	308	60	152	164	20	68	86
C126	B	EA	48,80	16,12	11,66	0,18	5,65	11,70	2,63	0,52	2,19	0,30	-0,40	99,35	28	162	28	332	12	38	321	48	97	140	20	130	83
CH22	B	AD	50,56	13,97	13,68	0,22	5,40	9,86	3,20	0,58	2,60	0,39	-0,60	99,86	34	179	40	256	13	43	419	31	12	138	21	111	102
CH31	B	AD	50,61	13,94	13,74	0,21	5,30	9,84	3,25	0,59	2,63	0,40	-0,44	100,07	34	180	40	259	13	43	419	27	16	140	21	123	102
CH30	B	AD	50,59	13,92	13,77	0,22	5,26	9,81	3,17	0,59	2,62	0,41	-0,37	99,99	35	179	39	254	13	43	423	30	16	142	20	110	105
F80	B	AB	48,60	18,89	9,53	0,15	5,03	12,09	2,65	0,56	1,99	0,31	-0,09	99,71	30	165	23	479	12	32	255	57	75	140	21	118	76
G42	B	AD	50,57	13,70	13,63	0,22	4,98	9,53	3,17	0,64	2,71	0,43	-0,18	99,40	38	200	44	258	15	42	412	29	54	160	20	89	105
D156	B	BA	47,15	16,18	11,10	0,17	4,56	12,23	2,49	0,51	2,13	0,31	2,04	98,87	29	168	29	319	12	35	270	33	17	135	20	140	83
CH26	B	GA	50,17	18,32	10,90	0,17	4,14	11,42	2,99	0,37	1,76	0,26	-0,31	100,19	21	128	28	258	7	32	312	29	35	109	21	168	76
CH62	B	HG	50,50	16,07	12,10	0,20	3,72	9,58	3,42	1,03	2,71	0,62	-0,23	99,72	53	301	52	368	24	32	279	26	45	246	24	59	116

Table 1: Major and trace element data for Danakil lavas (continue)

n°	rock type	volcano	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	TiO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	L.O.I.	Total	Nb	Zr	Y	Sr	Rb	Co	V	Ni	Cr	Ba	Ga	Cu	Zn
CH58	TB	AB	49,90	13,24	14,65	0,23	3,86	8,32	3,33	1,37	3,69	0,83	0,03	99,45	75	367	57	386	34	36	348	17	20	292	25	158	126
CH33	TB	BA	50,90	13,48	14,18	0,23	4,43	8,69	3,46	0,71	3,01	0,56	-0,32	99,33	42	225	49	270	16	37	406	16	13	162	22	43	123
D135	TB	BA	51,29	13,84	13,20	0,22	3,71	8,07	3,88	1,06	3,23	0,75	0,00	99,25	58	310	55	355	24	32	337	8	<1	246	24	38	113
CH64	BTA	HG	52,45	12,82	15,13	0,27	2,88	6,91	3,85	1,71	2,75	1,15	-0,91	99,01	88	484	90	305	44	32	145	7	<1	377	26	46	166
D147	BTA	BA	56,38	14,48	11,16	0,25	2,47	5,76	4,83	1,41	2,04	0,80	-0,39	99,19	74	395	68	370	34	17	90	6	<1	352	25	<1	141
D67	TA	HG	58,86	13,06	11,79	0,23	1,61	4,61	4,38	2,72	1,89	0,61	-0,08	99,68	118	738	102	235	76	21	42	4	<1	540	27	68	148
D73	TA	HG	58,88	12,85	11,88	0,24	1,58	4,46	4,34	2,76	1,90	0,61	-0,48	99,02	119	756	105	231	79	19	44	5	<1	539	26	67	169
D144	TA	BA	60,67	13,20	10,20	0,24	1,56	3,99	4,95	2,21	1,70	0,54	-0,23	99,03	101	593	90	236	56	16	55	4	2	488	25	6	147
D138	TA	BA	61,08	13,38	10,07	0,24	1,49	3,93	5,02	2,17	1,66	0,51	-0,27	99,28	100	594	88	254	54	14	53	6	<1	515	28	8	149
CH57	TD	AB	62,98	13,63	8,81	0,17	1,08	3,68	4,34	3,02	1,22	0,33	0,14	99,40	106	713	80	227	84	15	27	5	<1	606	25	47	129
D98	TD	AB	63,06	13,60	8,77	0,17	1,08	3,71	4,33	3,01	1,21	0,34	0,14	99,42	105	718	80	231	85	14	27	6	3	617	26	48	126
D87	TD	AB	65,63	14,14	6,96	0,18	0,81	2,87	4,91	3,01	0,85	0,20	-0,06	99,50	107	712	76	229	80	8	18	5	2	612	26	9	129
F47	TD	AD	68,37	13,54	5,16	0,15	0,74	2,37	5,49	2,36	0,77	0,15	0,37	99,47	101	668	85	146	60	6	18	5	5	476	24	<1	103
D83	TD	AB	66,41	14,11	6,56	0,17	0,58	2,57	5,01	3,13	0,73	0,16	0,33	99,76	110	739	78	218	82	5	5	4	1	634	26	6	130
D146	TD	BA	67,61	13,74	5,84	0,16	0,52	2,05	5,90	2,47	0,68	0,13	0,30	99,40	100	706	77	150	59	8	4	5	1	526	25	<1	110
F56	R	AD	70,64	12,86	4,07	0,14	0,47	1,56	5,73	2,54	0,63	0,09	0,78	99,51	107	756	89	98	63	4	5	6	1	468	22	2	91
CH20	R	AD	70,68	13,04	4,04	0,14	0,39	1,52	5,56	2,67	0,56	0,07	0,50	99,17	107	757	90	96	69	6	5	4	<1	505	22	<1	95

All the samples come from the Erta'Ale range (AB= Ale Bagu; AD= Alu-Dalaffila; BA= Borale'Ale; EA= Erta'Ale; GA= Gada'Ale; HG= Hayli Gub), excepted C230 and F98 from the extreme north of the Tar'Ali (Gali Köma volcano) and Alayta ranges respectively. Major elements in % and trace elements in ppm.

Table 2: INAA and ID data (in ppm) of lavas from the Erta'Ale chain.

	Hf	Ta	U	Th	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Er	Yb	Lu	(La/Yb) <sub>n</sub>	Eu/Eu*
CH49	ID	2,27	0,87	0,28	0,88	8,65 8,15	12,32	3,23 3,10	1,16	3,61	- 0,58	3,92	2,28	2,02 2,01	0,30	2,82 2,68	1,05
CH48	ID INAA	2,50 2,50	0,96 0,96	0,37 0,37	0,90 0,90	9,24 9,03	13,1	3,45 3,49	1,26	3,89	- 0,65	4,24	2,44	2,13 2,20	0,33	2,86 2,71	1,06
CH50	ID INAA	3,09 3,09	1,31 1,31	0,28 0,28	1,24 1,24	11,73 12,31	15,37	3,67 3,88	1,28	3,91	- 0,69	3,91	2,18	1,88 2,13	0,29	4,12 3,82	1,04
CH26	ID INAA	3,35 3,35	1,62 1,62	0,43 0,43	1,69 1,69	15,92 16,06	19,31	4,47 4,18	1,56	4,73	- 0,72	4,82	2,76	2,45 2,21	0,38	4,29 4,80	1,05
G42	ID INAA	5,56 5,56	2,89 2,89	1,11 1,11	3,38 3,38	26,28 25,81	31,4	7,07 6,82	2,24	7,02	- 1,09	6,89	3,92	3,42 3,29	0,52	5,07 5,18	0,98
CH47	ID INAA	5,51 5,51	2,53 2,53	0,71 0,71	2,28 2,28	24,01 25,89	30,78	7,01 7,84	2,37	6,93	- 1,07	6,64	3,59	3,05 3,00	0,47	5,20 5,70	1,05
D139	ID INAA	3,61 3,61	1,76 1,76	0,54 0,54	1,98 1,98	17,92 17,96	21,42	4,73 4,61	1,6	4,63	- 0,67	4,33	2,3	1,92 1,94	0,29	6,16 6,11	1,06
C126	ID INAA	4,23 4,23	2,10 2,10	0,73 0,73	2,33 2,33	22,43 20,85	25,75	5,69 5,30	1,91	5,63	- 0,80	5,21	2,76	2,34 2,28	0,35	6,33 6,04	1,04
D156	ID INAA	4,38 4,38	2,23 2,23	0,69 0,69	2,76 2,76	23,23 22,60	26,23	5,78 5,73	1,87	5,64	- 0,81	5,27	2,85	2,42 2,29	0,36	6,34 6,52	1,01
ER13	ID INAA	3,94 3,94	2,02 2,02	0,61 0,61	2,27 2,27	19,48 19,74	21,74	4,79 4,87	1,6	4,66	- 0,75	4,38	2,33	2,02 2,18	0,31	6,37 5,98	1,05
C122	ID INAA	5,53 5,53	2,96 2,96	1,01 1,01	3,42 3,42	28,91 29,85	32,64	6,85 6,78	2,21	6,49	- 0,94	5,82	3,01	2,55 2,46	0,39	7,49 8,01	1,02
F80	ID INAA	4,28 4,28	2,44 2,44	0,86 0,86	2,77 2,77	24,97 24,44	26,63	5,40 5,33	1,84	4,89	- 0,72	4,27	2,18	1,80 1,80	0,27	9,16 8,97	1,11
F75	INAA	5,72	3,32	1,17	3,81	32,43	69	7,44	3,35	10,62	0,96	9,5	4,88	2,39	0,65	8,96	0,96
D12	ID INAA	4,91 4,91	3,50 3,50	1,05 1,05	3,83 3,83	30,03 30,95	29,7	5,85 5,92	1,89	5,21	- 0,78	4,45	2,28	1,90 2,05	0,29	10,44 9,97	1,06
D135	ID					47,49	53,62	11,04	3,35	10,62	-	9,5	4,88	4,22	0,65	7,43	0,96
CH58	ID					59,55	65,14	12,75	3,77	11,43	-	9,9	5,1	4,25	0,65	9,25	0,96
D67	ID					98	95,49	17,72	4,66	16,33	-	16,99	9,35	8,24	1,31	7,85	0,85
F56	ID					76,7	69,27	13,82	2,88	12,60	-	13,47	8,22	7,97	1,29	6,35	0,67
BCR1	ID					25	28,82	6,59	1,97	6,69	-	6,4	3,65	3,40	0,52		
GSN	INAA	6,5	2,81	7,74	40,8	70	7,2	7,2			0,54		1,43				

Table 3: Isotopic results of lavas from the Erta'Ale chain.

	$\delta^{18}\text{O}$	$\frac{87\text{Sr}}{86\text{Sr}}$	$\frac{143\text{Nd}}{144\text{Nd}}$	$\epsilon_{\text{Nd}}$
CH50	$5,54 \pm 0,07$	0,70360	0,512972	+ 6,5
C230	$5,88 \pm 0,02$			
C230 (Ol)	$5,10 \pm 0,01$			
CH49	$5,56 \pm 0,14$	0,70353	0,512990	+ 6,9
D12	$5,40 \pm 0,09$	0,70366	0,512883	+ 4,8
CH48	$5,63 \pm 0,08$	0,70362	0,512969	+ 6,5
CH47	$5,27 \pm 0,01$	0,70362	0,512935	+ 5,8
D139		0,70368	0,512924	+ 5,6
ER1	$5,71 \pm 0,01$			
C122		0,70371	0,512895	+ 5,0
ER13 (gl)	$5,44 \pm 0,04$	0,70354	0,512918	+ 5,5
ER13 (pl)	$5,64 \pm 0,02$			
CH28	$5,77 \pm 0,09$			
C126		0,70358	0,512916	+ 5,4
CH22	$5,54 \pm 0,08$			
F80		0,70367	0,512875	+ 4,6
G42	$5,82 \pm 0,07$	0,70378	0,512910	+ 5,3
D156		0,70363	0,512928	+ 5,7
CH26		0,70359	0,512905	+ 5,2
CH58	$5,96 \pm 0,10$	0,70369	0,512883	+ 4,8
CH33	$6,09 \pm 0,08$			
D135	$6,32 \pm 0,12$	0,70374	0,512916	+ 5,4
CH64	$5,60 \pm 0,06$	0,70357		
D147	$6,10 \pm 0,13$			
D67	$5,83 \pm 0,10$	0,70355	0,512916	+ 5,4
D73	$5,63 \pm 0,11$			
D144	$5,72 \pm 0,02$	0,70368		
D138	$5,68 \pm 0,13$			
CH57	$5,19 \pm 0,07$	0,70366		
CH57 (Pl)	$5,05 \pm 0,02$			
D98	$5,35 \pm 0,01$	0,70377		
D87	$5,68 \pm 0,13$			
F47	$6,46 \pm 0,10$			
D83	$5,61 \pm 0,05$			
D146	$6,37 \pm 0,05$	0,70383		
F56	$6,25 \pm 0,02$	0,70388	0,512902	+ 5,1
CH20	$6,42 \pm 0,01$			

## **4. Geochemical results and discussion**

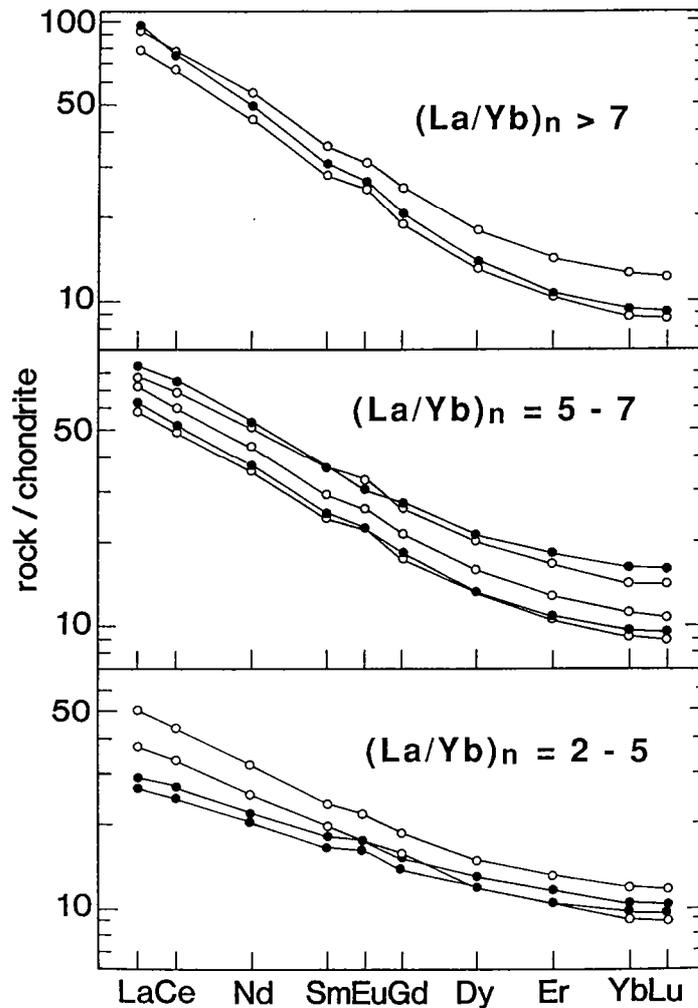
### **4.1. Diversity of the basaltic liquids**

The analytical results are presented in Tables 1 to 3. In the TAS classification of Le Bas et al. (1986) (not shown), the rocks belong to basalts, trachybasalts, trachyandesites, trachydacites and rhyolites.

In the classification of Yoder and Tilley (1962), most basalts are olivine tholeiites, with only a few showing quartz or nepheline in their normative compositions. Primitive basalts with MgO > 9% are rare. Most samples have low MgO contents, are poor in compatible trace elements, but rich in magmaphile elements (Tables 1 & 2). The variation in elemental abundances is quite significant, for example, Cr varies from 850 to 8 ppm, and Nd from 53 to 14 ppm. This suggests that fractional crystallisation has played an important role in their petrogenesis (see below for further discussion).

However, the chemical variation cannot be explained by fractional crystallisation only. For example, two rocks of similar MgO contents may have substantially different incompatible elements, as illustrated by two samples (CH49 and D12) both having about 10% MgO, with D12 containing twice as much Nd and four times as much Th as CH49 (Tables 1 & 2). Even if elemental abundances can be modified by various petrogenetic processes, some refractory and incompatible elemental ratios would remain little changed by fractional crystallisation. Consequently, such elemental ratios become a powerful tool for the discussion of the effect of partial melting and the role of mantle source heterogeneity (e.g., Joron & Treuil 1989; Weaver 1991). Generally, the following two types of elemental ratios are most useful: (1) the ratios of elements of very different geochemical behavior, such as Zr/Nb, Ba/Y, La/Yb, Th/Hf or Th/Tb; and (2) the

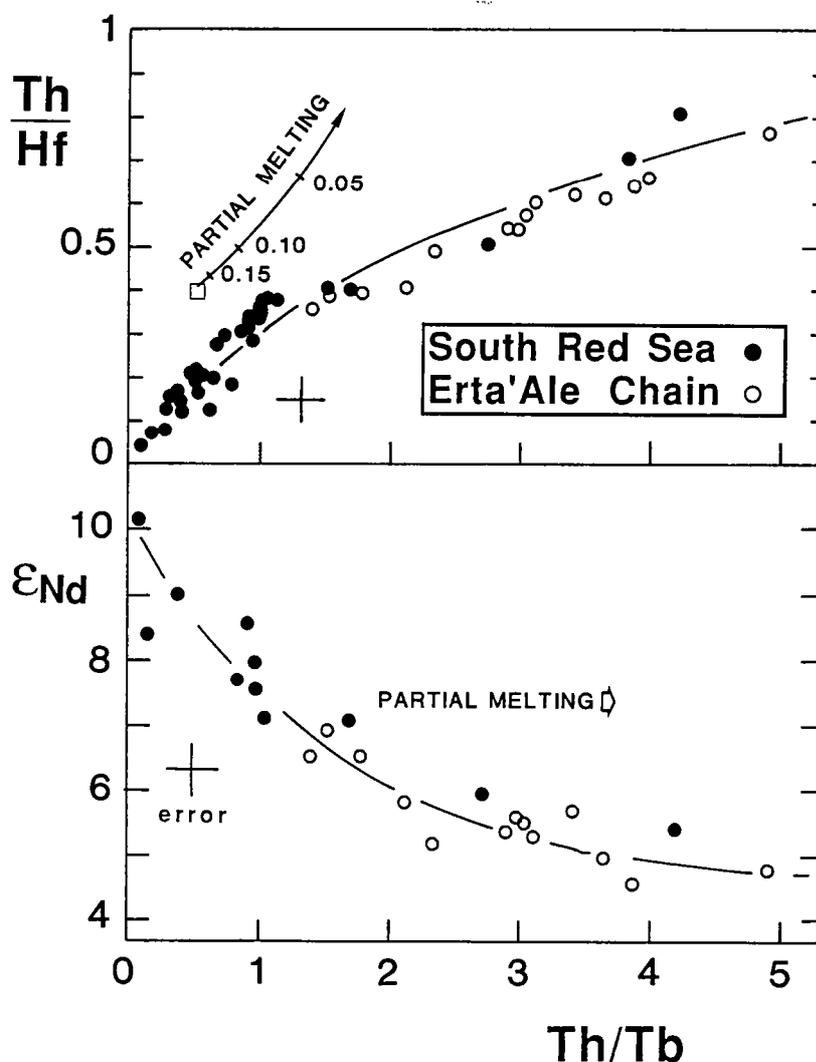
ratios of highly incompatible magmaphile elements with  $K_d \approx 0$ , such as Ba/Th and Ba/Ta, which are not likely to be modified by partial melting, hence are supposed to be identical to those of their sources.



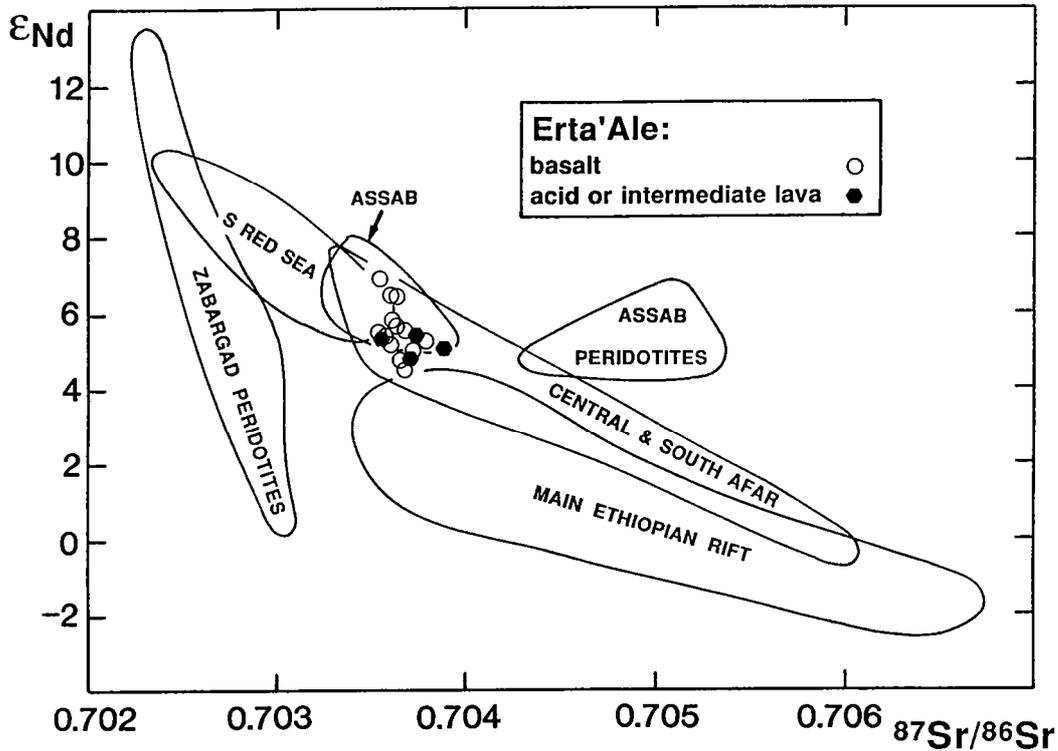
2. Chondrite normalised REE distribution patterns (ID data) for Erta'Ale Chain basalts. (Chondrite abundances from Masuda et al 1973 further divided by 1.2).

As shown by the REE patterns (Fig. 2), the very significant variation of the first type ratios is seen in the Erta 'Ale basalts, with  $(La/Yb)_n$  ranging from about 3 to 11. The variations in Ba/Y and Th/Tb ratios also have similar ranges as expected. Ordinarily, a model

of partial melting of a homogeneous source would be invoked to explain such variations. However, in a Th/Hf vs Th/Tb diagram, a curve calculated for partial melting of a garnet peridotite is found not comparable with the basalt data points (Fig. 3). A similar curve calculated for melting of spinel peridotite was also obtained but is not shown in Fig. 3 for the sake of clarity. Furthermore, partial melting cannot satisfactorily explain many of the isotopic and trace element features of the data set. This indicates that source heterogeneity could be an important factor for the diversity of lava compositions.



3. Th/Hf and  $\epsilon_{Nd}$  vs. Th/Tb plots for the Erta'Ale Chain and southern Red Sea basalts (data for the Red Sea from Joron et al. 1980b; Betton & Civetta 1984; Eissen et al. 1989; Barrat et al. 1990).

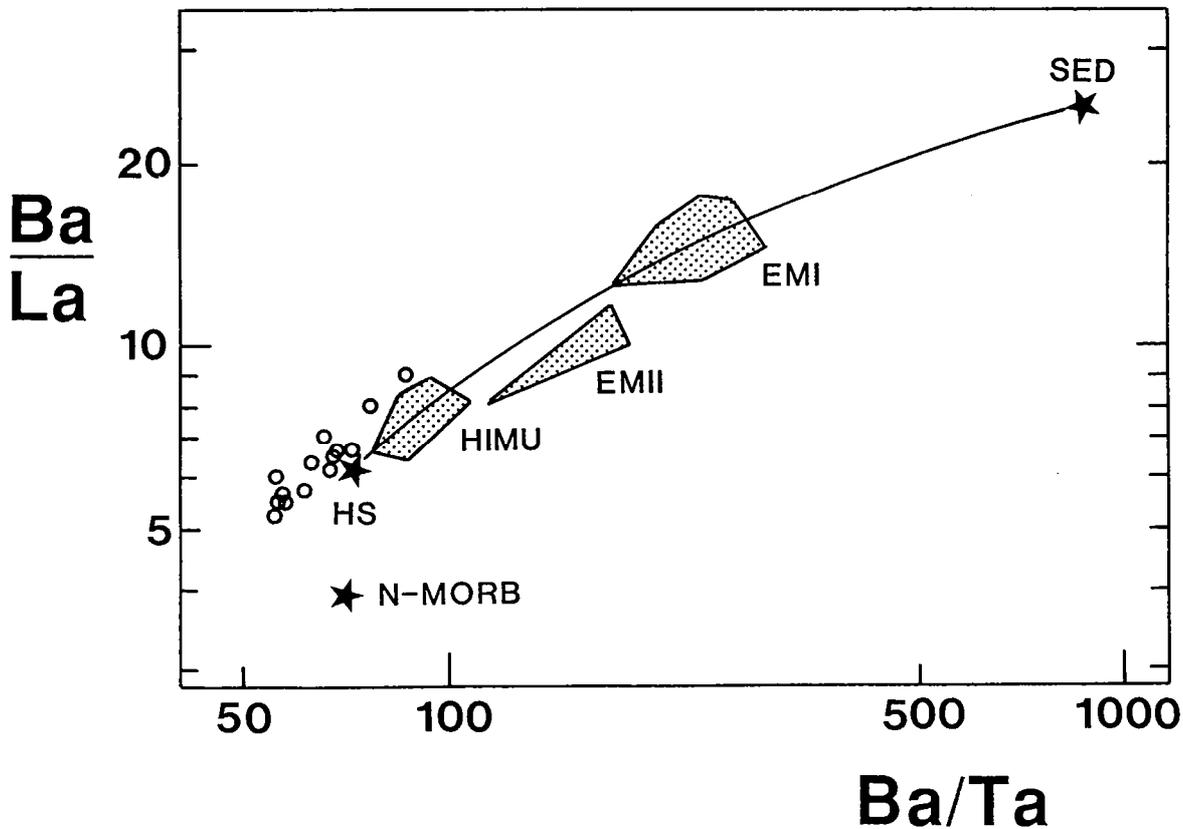


4.  $\epsilon_{Nd}$  vs.  $^{87}Sr/^{86}Sr$  plot for volcanics and peridotites from Red Sea, Ethiopia and Afar. (Data from Betton & Civetta (1984), Brueckner et al. (1988), Hart et al. (1989), Altherr et al. (1990), Barrat et al. (1990), this study and in preparation).

This conclusion is supported by the Sr and Nd isotopic compositions which show small but significant differences ( $^{87}Sr/^{86}Sr = 0.7035-0.7038$ , and  $\epsilon_{Nd} = +7$  to  $+4.5$ ). Fig. 3 shows some correlations between Nd isotopic compositions and some hygromagmaphile elemental ratios such as Th/Tb. Besides, in the diagrams of Th/Hf vs Th/Tb and of  $\epsilon_{Nd}$  vs Th/Tb, the Erta'Ale lavas are found to superpose and extend the trend defined by the lavas of southern Red Sea. This trend has been interpreted as a result of mixing between two end-members: a depleted MORB mantle (DMM) and an OIB type source (REC: Ramad Enriched Component, Barrat et al., 1990). In this process the end-member with high abundances of magmaphile elements

will rapidly introduce its isotopic signature to the mixing product (for example, Nakamura et al., 1989). The Erta'Ale data seems to fit the model proposed for the southern Red Sea. The position and small dispersion of data points in Fig. 4 may be explained by the stronger role of the OIB end-member.

For the same reason, the highly magmaphile elemental ratios in the Erta'Ale basalts also show small variations (e.g. Ta/Th= 0.8 to 1.11, and Ba/Nb = 3.8 to 5.6), which are likely to be "buffered" by the OIB end-member. In fact, some OIB's have identical ratios to Erta'Ale, suggesting the enriched component to be of the HIMU character (Fig. 5), in agreement with the preliminary Pb isotopic data ( $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} \leq 19.3$ ) measured on the basalts of the southern Red Sea and Erta'Ale (Barrat, work in progress).



5. Ba/La vs. Ba/Ta plot. The compositions for average sediments (SED), N-MORB, Himu source (HS) and the fields for HIMU, EM I, EM II lavas are from Weaver (1991).

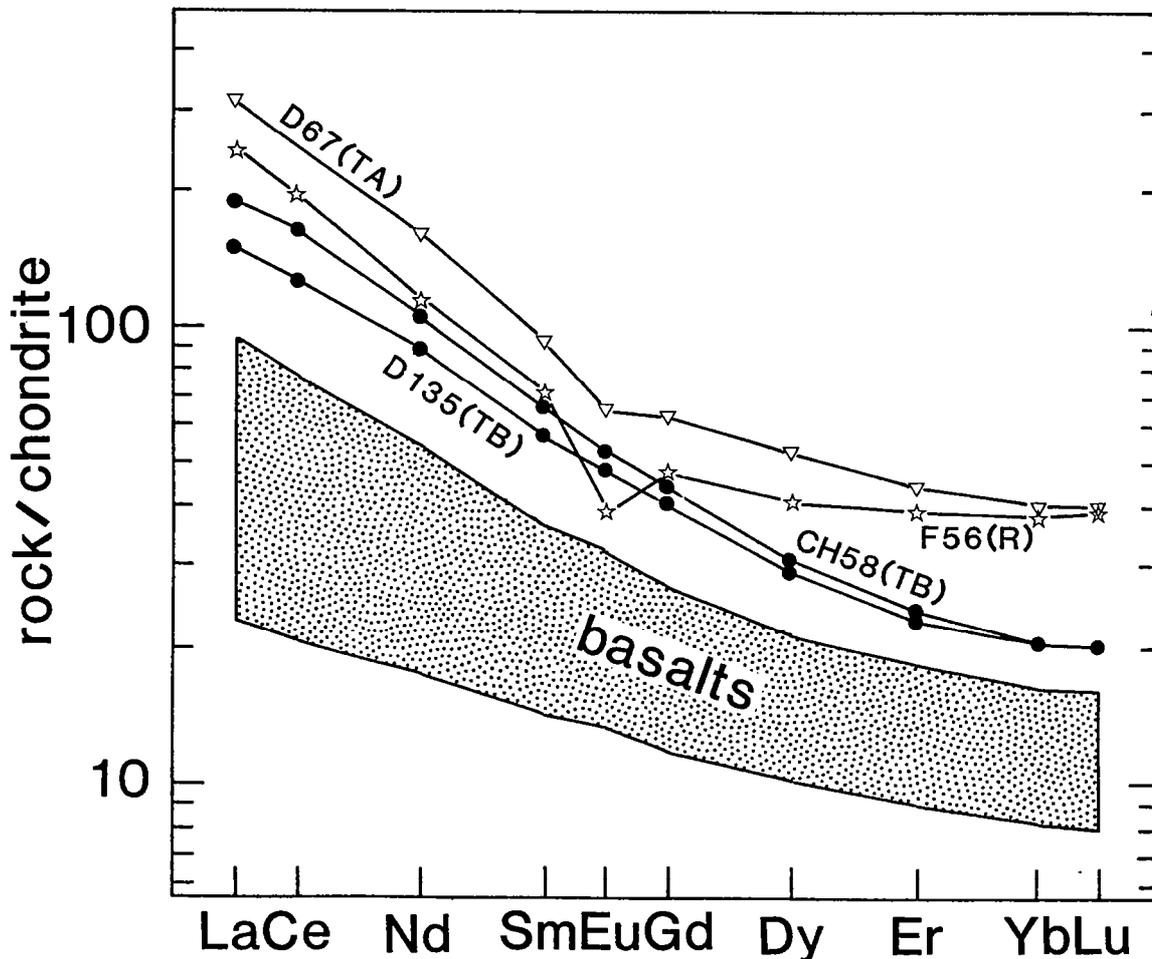
## 4.2. Origin of acid volcanics in the Erta'Ale Chain.

### *Trace elements, Sr and Nd isotope evidence*

As pointed out by many authors (Barberi & Varet 1970; Treuil et al. 1971; Cheminée 1973; Varet and Treuil 1973; Bizouard et al. 1980; Joron et al. 1980), the absence of a compositional gap from basalt to rhyolite of the Erta'Ale Chain favours a fractional crystallisation process for the production of rhyolitic magma. The restricted range of Sr and Nd isotopic compositions within the basalt-rhyolite (Fig. 4 and 8) is apparently consistent with such a scenario and further suggests that contamination by continental crust or sediments is not significant. This is also in agreement with S and C isotopic compositions of gases presently emitted from the permanent lava lake of Erta'Ale volcano (Allard 1986). However, it is also true that an origin of acid magma by remelting of a young mantle-derived mafic protolith cannot be distinguished isotopically from that involving fractional crystallisation.

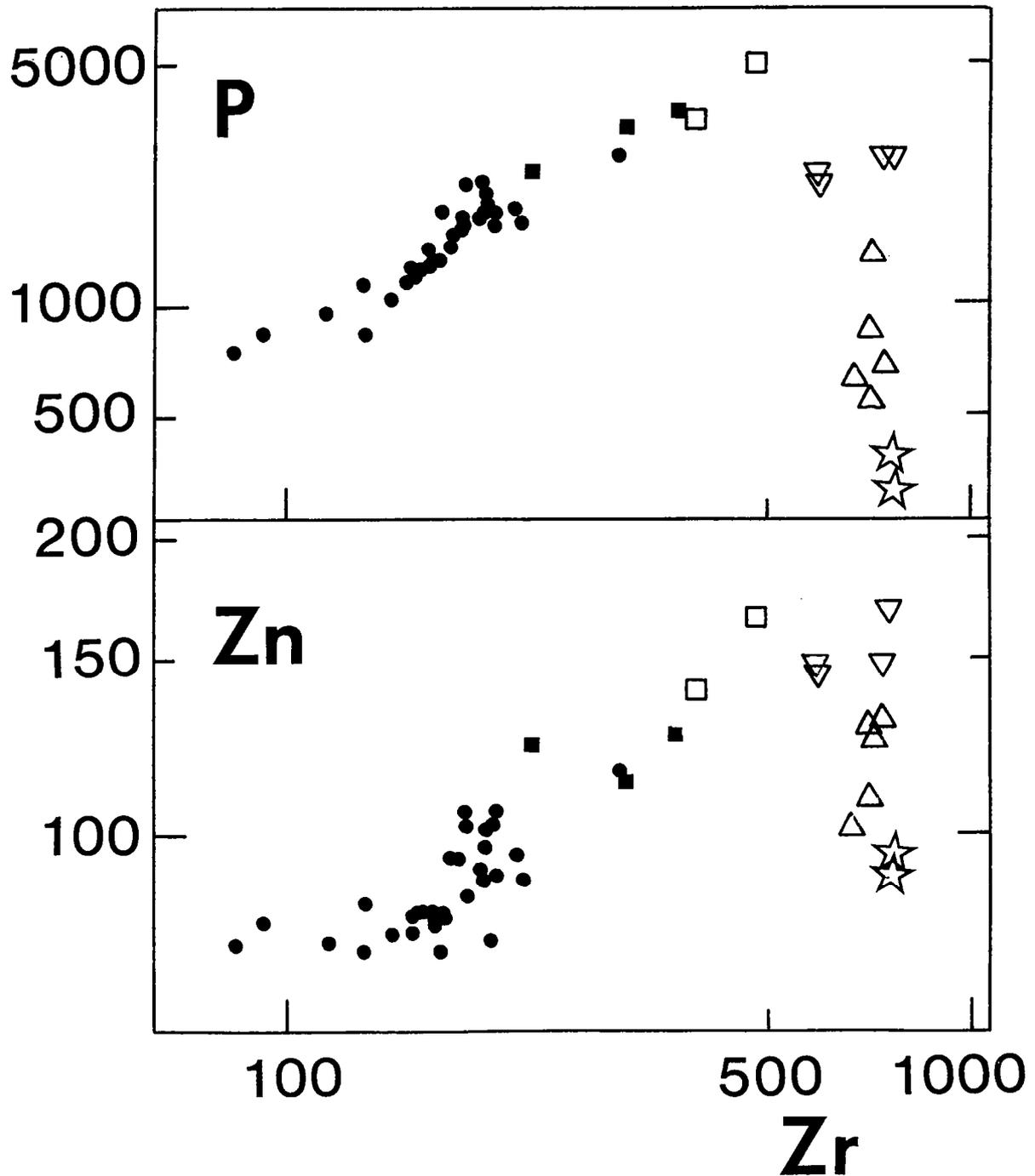
The choice of a differentiation index is problematical for the Erta'Ale volcanic rocks. Classical indices based on major elements or highly incompatible elements (La, Rb, Ba, Th, U, Ta, Nb) may not be suitable if a diversity of primary liquids exist. On the other hand, if rhyolites are related to basalts by magmatic differentiation, some elements such as the REE may have changed their geochemical behaviour from very incompatible to somewhat compatible in the course of differentiation (e.g. involvement of apatite). This is illustrated in Fig. 6 which shows that some intermediate lavas have higher REE abundances than rhyolites. Consequently, Zr has been chosen as a differentiation index for three main reasons: (1) the range

of Zr abundances in the most primitive basalts (CH49 and D12) is smaller than that of the more incompatible elements, such as Nd or Rb; (2) according to the petrographic observations, calculation of Zr saturation using equation 2 of Watson and Harrison (1983) indicates that zircon is not likely to be a fractionating phase in the acid lavas of the Erta'Ale chain; (3) Zr has a low bulk distribution coefficient between appropriate crystallizing phases and magma (Bizouard et al., 1980; Fujimaki et al., 1984; Mahood and Stimac, 1990). In addition, the use of Zr as a differentiation index instead of Mg# allows a better definition of relative differentiation among the evolved rocks.



6. Chondrite normalised REE distribution patterns (ID data) for the acid and intermediate lavas of the Erta'Ale volcanic range (TB= trachybasalt, TA= trachyandésite, R= rhyolite).

- basalt
- trachybasalt
- basaltic trachyandesite
- ▽ trachyandesite
- △ trachydacite
- ☆ rhyolite



7. trace element contents vs. Zr plots. Trace element abundances are expressed in ppm.

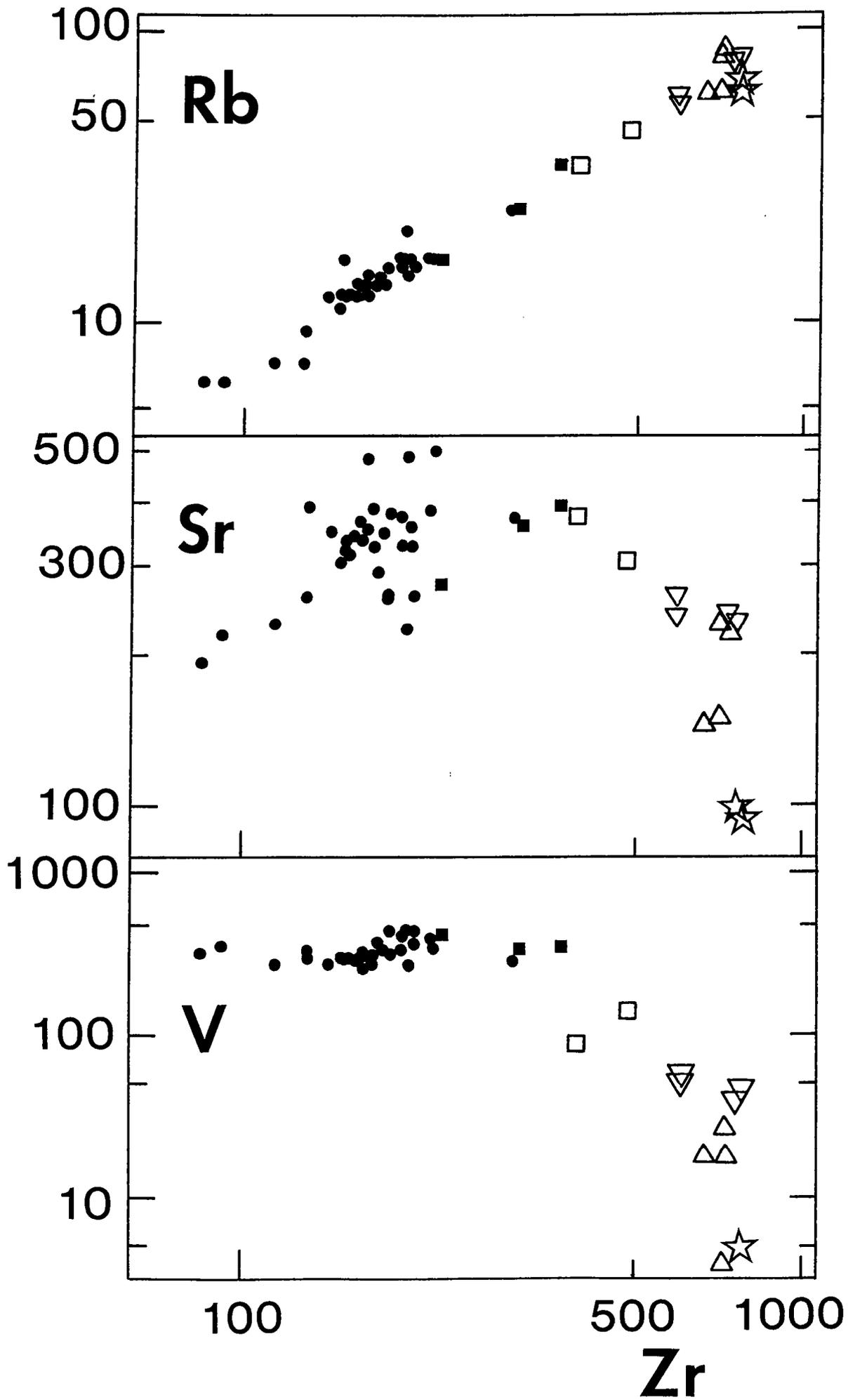
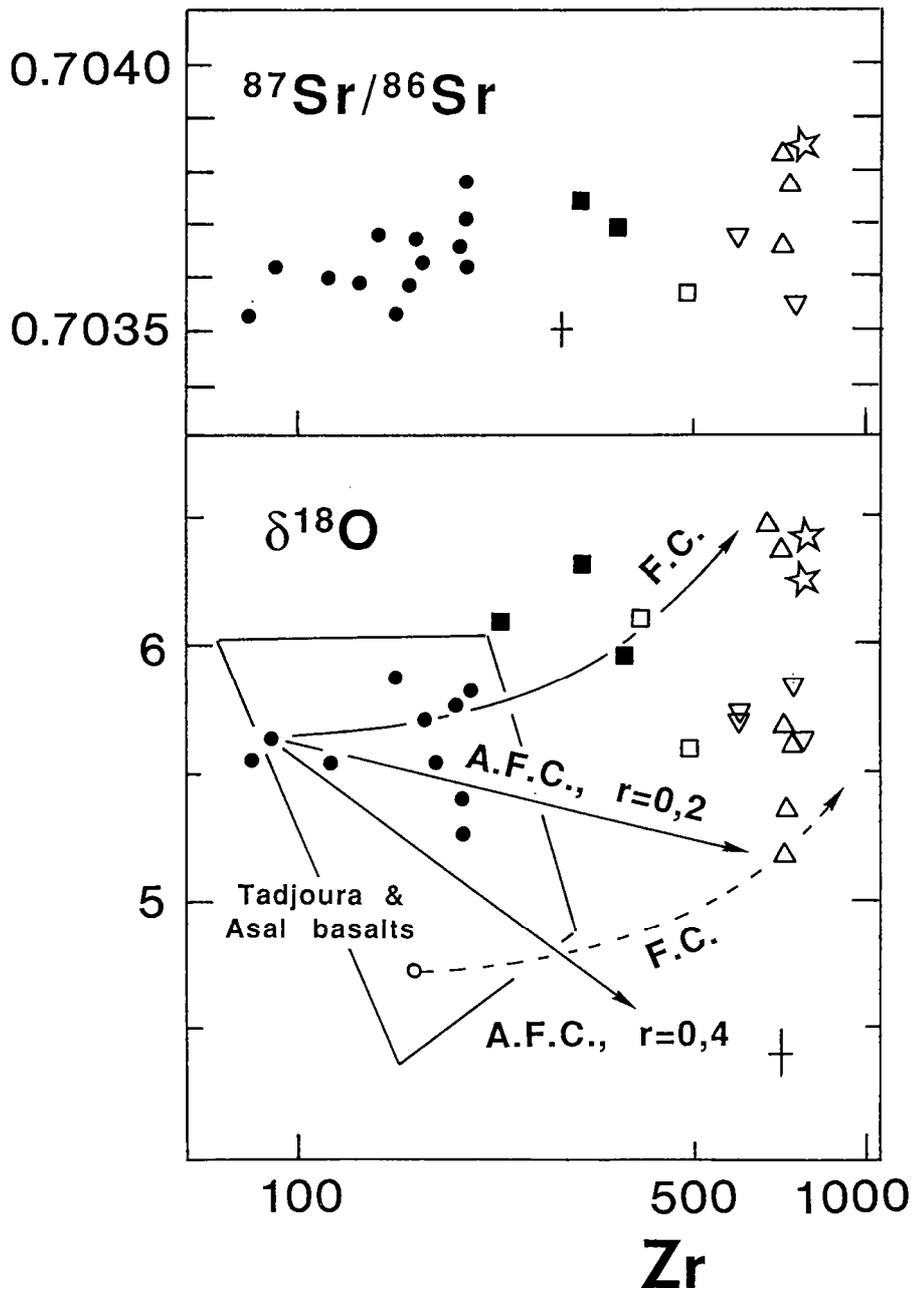


Fig. 7 shows that all trace elements vary coherently with Zr, displaying a simple behaviour as predicted from crystal fractionation involving olivine, plagioclase, clinopyroxene, Fe-Ti oxides, apatite and sulphides. The only complication occurs for basalts with variable plagioclase contents, which show perturbed Sr contents.



8.  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  and  $\delta^{18}\text{O}$  vs. Zr plots. Abundances are expressed in ppm. Curves for fractionnal cristallization (F.C.) and assimilation-fractionnal cristallization (A.F.C.) are drawn. See text for details.

*Low  $\delta^{18}\text{O}$  acid magmas:*

Basalts from the Erta'Ale chain have a MORB-like O isotopic composition :  $\delta^{18}\text{O} = 5.7 \pm 0.3$  (e.g. Muehlenbachs and Clayton, 1972; Pineau et al., 1976; Ito et al., 1987). In contrast with the smooth evolution observed in trace element patterns, the variation of O isotopic ratios is more complicated (Fig.8):  $\delta^{18}\text{O}$  values starting from  $\approx +5.5\text{‰}$  in basalts, passing mostly through the  $^{18}\text{O}$  enrichment trend (FC) towards rhyolites, and reaching a maximum value of  $+6.5\text{‰}$ . However, many evolved samples (trachyandesites, trachydacites) plot below this trend and some even have  $\delta^{18}\text{O}$  values lower than basalts (down to  $+5.2\text{‰}$ ). These evolved rocks can only be derived from "low  $^{18}\text{O}$  magmas". There are two lines of evidence for such a statement:

(1) Rock samples of the present study are *exceptionally fresh* and all the evolved lavas contain only very small amounts of phenocrysts, embedded in a groundmass of pure, isotropic, and non-devitrified glass. No OH-bearing minerals are observed in thin section, and the LOI contents are exceedingly low (Table1). These characteristics preclude any possibility of subsolidus fluid interaction which may reduce  $^{18}\text{O}$  in the rocks.

(2) Protracted crystal fractionation could produce a small increase in  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  ratios (Matsuhisa et al. 1973; Muehlenbachs & Byerly 1982; Javoy and Weis 1985; Sheppard & Harris 1985; Weis et al., 1987; Woodhead et al. 1987). A maximum increase of  $+0.25$  to  $+0.40$   $\delta$ -unit for every additional 10%  $\text{SiO}_2$  has been postulated, with a maximum of 1 to 1.5  $\text{‰}$  increase for the most evolved rhyolites (e.g. Woodhead et al. 1987).

Fig. 8 also shows an evolutionary trend for closed-system fractional crystallisation, using the crystallisation model developed by Bizouard et al. (1980) and reasonable mineral/liquid fractionation coefficients (e.g. Garlick, 1966; Anderson et al., 1971; Muehlenbachs and Kushiro, 1974):  $\Delta_{\text{ol-liq}} = -0.7$ ;  $\Delta_{\text{cpx-liq}} = -0.4$ ;  $\Delta_{\text{pl-liq}} = +0.2$ ;  $\Delta_{\text{Fe,Ti-oxide-liq}} = -2$  for basalts;  $\Delta_{\text{cpx-liq}} = -1$ ;  $\Delta_{\text{pl-liq}} = 0$ ;  $\Delta_{\text{Fe,Ti-oxide-liq}} = -3.6$  for trachyandesites and more evolved rocks. In order to verify that the above named mineral/liquid fractionation coefficients are reliable for our case, we have also redetermined these values for a few mineral/glass pairs (Table 3).  $\Delta_{\text{ol-liq}}$  was found to be  $-0.8$  for basalt C230,  $\Delta_{\text{pl-liq}} = +0.2$  for basalt ER13, and  $\Delta_{\text{pl-liq}} = -0.1$  for trachydacite CH57. These values agree with those from the literature.

Starting with MORB-type O isotopic composition ( $\delta^{18}\text{O} = 5.7 \pm 0.3$ ), the closed-system model of fractional crystallisation can explain part of the  $\delta^{18}\text{O}$  compositions of the evolved rocks (curves labelled FC in Fig. 8), particularly for the high silica rhyolites. Rhyolites correspond to  $F = 0.1$ , using the major element compositions, the mineral chemistry data (Bizouard et al. 1980), and incompatible elements like Zr. Consequently, the closed-system differentiation process is not able to explain the  $^{18}\text{O}$  depletion in many evolved lavas.

*A genetic model for low  $^{18}\text{O}$  evolved lavas:*

Three possible mechanisms for the production of low  $^{18}\text{O}$  magmas are considered: (1) closed-system differentiation from a low  $^{18}\text{O}$  basaltic parent magma, (2) melting of a hydrothermally altered  $^{18}\text{O}$ -depleted crustal protolith, and (3) open-system differentiation with assimilation of hydrothermally altered low  $^{18}\text{O}$  country rocks (= AFC process). We stress here that the various rock types considered as a

"series", correspond to different magma pulses which may have contrasting evolutionary pathways.

1) Differentiation from low  $^{18}\text{O}$  basaltic magmas:

Very fresh glassy basalts sampled during the CYADEN expedition by a submersible in the Tadjoura Gulf (Choukroune et al., 1988) have  $\delta^{18}\text{O}$  values (4.5 to 5.9 ‰, Barrat et al., 1992) well outside the range of known oceanic basalts (Kyser 1986, for review). These rocks also have some other peculiar geochemical characteristics (Barrat et al., 1992). In brief, instead of being inherited from their mantle sources, the chemical characteristics of these basaltic magmas could have resulted from an interaction with hydrothermally altered basaltic crust.

Whatever the cause is for the O isotopic variation, the fact is that the basalts have a wide range of  $\delta^{18}\text{O}$ -values (down to 4.5 ‰) and low  $\delta^{18}\text{O}$  magmas exist in the Afar region. The compositional field of the Tadjoura basalts is shown in Fig. 8 for comparison. It is clear that the low  $^{18}\text{O}$  evolved rocks in the Erta Ale could represent closed-system derivatives of such low  $^{18}\text{O}$  basaltic magmas. The whole variation of ca 1.3  $\delta$  units observed in the acid rocks could reflect a similar range of variation in their parental basalts. In Fig. 8, a family of differentiation curves parallel to the FC trend are shown to relate each acid rock to a hypothetical parent magma with composition corresponding to the Tadjoura basalts. This interpretation cannot be ruled out, even though we are aware of the fact that the limited population of the Erta'Ale basalt data do not have the same wide range of  $\delta^{18}\text{O}$  values as the Tadjoura basalts.

## 2) Melting of hydrothermally altered rocks:

Sites of tectonic extension have long been considered as the most favourable geologic settings for the production of low  $^{18}\text{O}$  rocks and magmas as a result of intense circulation of surface water (e.g., Taylor 1987). Isotope exchange with such heated water (sea water or meteoric water) commonly produces a  $^{18}\text{O}$  depletion in rocks. The Afar and Danakil regions represent one of the most spectacular extensional structures on the earth. Present-day geothermal activity is widespread and hot springs are numerous in the vicinity of the Erta'Ale chain (CNR-CNRS 1971). Large variations of H and O isotopic compositions have been observed for surface water in this area because of intense evaporation effects, but the rainfall  $\delta^{18}\text{O}$  value is estimated to be near -3‰ (Gonfiantani et al. 1973). High temperature interaction with surface-derived water could have produced low  $^{18}\text{O}$ , hydrothermally altered rocks beneath the Erta'Ale chain during earlier stages of tectonic extension. A severe  $^{18}\text{O}$  depletion has been observed in the nearby Jabal al Tif gabbroic complex (Saudi Arabia), a remnant of the earliest stage of opening of the Red Sea rift. All  $\delta^{18}\text{O}$  values measured for this complex are anomalously low, down to -2 ‰ (Taylor & Coleman 1977; Taylor 1980b). Should the basement of the Erta'Ale Chain be composed of hydrothermally altered low  $^{18}\text{O}$  rocks, partial melting of these rocks would undoubtedly produce low  $^{18}\text{O}$  melts. Such a process has been proposed for the petrogenesis of dacites and rhyolites of Iceland (Sigvaldason 1974; Oskarsson et al. 1982; Sigmarsson et al. 1991). However, the smooth evolution of trace element contents from basalts to rhyolites in the Erta'Ale series (Fig. 7) should not be expected if acid rocks are genetically unrelated with the rest of the series. In addition, if the high  $\delta^{18}\text{O}$  ( $\approx 6.3 - 6.5$ ) acid rocks are the end products of fractional crystallisation, it would be a

coincidence that acid melts produced through crustal melting could achieve similar trace element concentrations. A comparison of some rock samples illustrate the inconsistency of such a model: two trachydacites D146 and D83 are strongly different in their  $\delta^{18}\text{O}$  values (6.4 and 5.6, respectively), although they display very similar major and trace element chemistry:  $\text{SiO}_2 = 67.6$  and  $66.4$  %,  $\text{MgO} = 0.52$  and  $0.58$  %,  $\text{Zr} = 706$  and  $739$  ppm,  $\text{Nb} = 100$  and  $110$  ppm, respectively. Moreover, the activity of the Erta'Ale volcanic chain contrasts with that of Iceland in that acid eruption centers are numerous and very voluminous (e.g. Macdonald et al., 1990 and references therein), whereas the acid and intermediate magmas from Erta'Ale form less than 10 % of the erupted volume (Barberi et al. 1970).

### 3) Contamination by low $^{18}\text{O}$ country rocks during differentiation:

Low  $^{18}\text{O}$  acid magmas could be produced through interaction of an isotopically "normal" parental magma with  $^{18}\text{O}$ -depleted rocks during differentiation. In this case, the large variation of  $\delta^{18}\text{O}$  values in the acid rocks (6.5 to 5.2 ‰) implies different degrees of interaction. This mechanism has been documented in several cases, particularly in Iceland (e.g. Muehlenbachs et al. 1974; Hémond et al. 1988). In the Yellowstone plateau, Wyoming, direct influx of surface water was also advocated for the production of low  $^{18}\text{O}$  acid magmas (Friedman et al., 1974, Lipman & Friedman 1975, Hildreth et al. 1984). However, Taylor (1987) argued that assimilation of low  $^{18}\text{O}$  roof rocks is a more feasible mechanism and that low  $^{18}\text{O}$  magmas generally display limited  $^{18}\text{O}$  depletion as a consequence of mass balance limitations inherent to the processes of roof-rock contamination.

Because the involvement of Pan-African continental crust is not significant here, it is proposed that the contaminant was of a gabbroic

nature, and assumed to have 100 ppm Zr and a  $\delta^{18}\text{O}$  of +3‰. Fig. 8 shows two trends calculated for an AFC model (assimilation-fractional crystallization, Taylor 1980a; DePaolo 1981) with the following assumptions: starting material is a basaltic liquid (=basalt CH48).  $D_{\text{Zr}}$  and  $\Delta_{\text{cumulate-liq}}$  are assumed to be 0.1 and -0.3‰, respectively.  $r$  is the ratio of assimilated crust to cumulates. For a moderate rate of assimilation ( $r = 0.2$ ), the lowest O isotopic compositions for evolved rocks can be explained by the model. All the data for evolved rocks are bracketed by the AFC model ( $r=0.2$ ) and the closed system differentiation model (FC,  $r=0$ ). It is worth noting here that the  $r$  ratio that fits the analytical data is strongly dependent on the choice of Zr content and O isotopic composition of the end members. Lower assimilation rates ( $r < 0.2$ ) are needed if the contaminant has a lower  $\delta^{18}\text{O}$  value. The O isotopic ratios measured in the Jabal al Tirf complex (as low as -2 ‰, Taylor & Coleman 1977; Taylor 1987) show that the chosen value is reasonable.

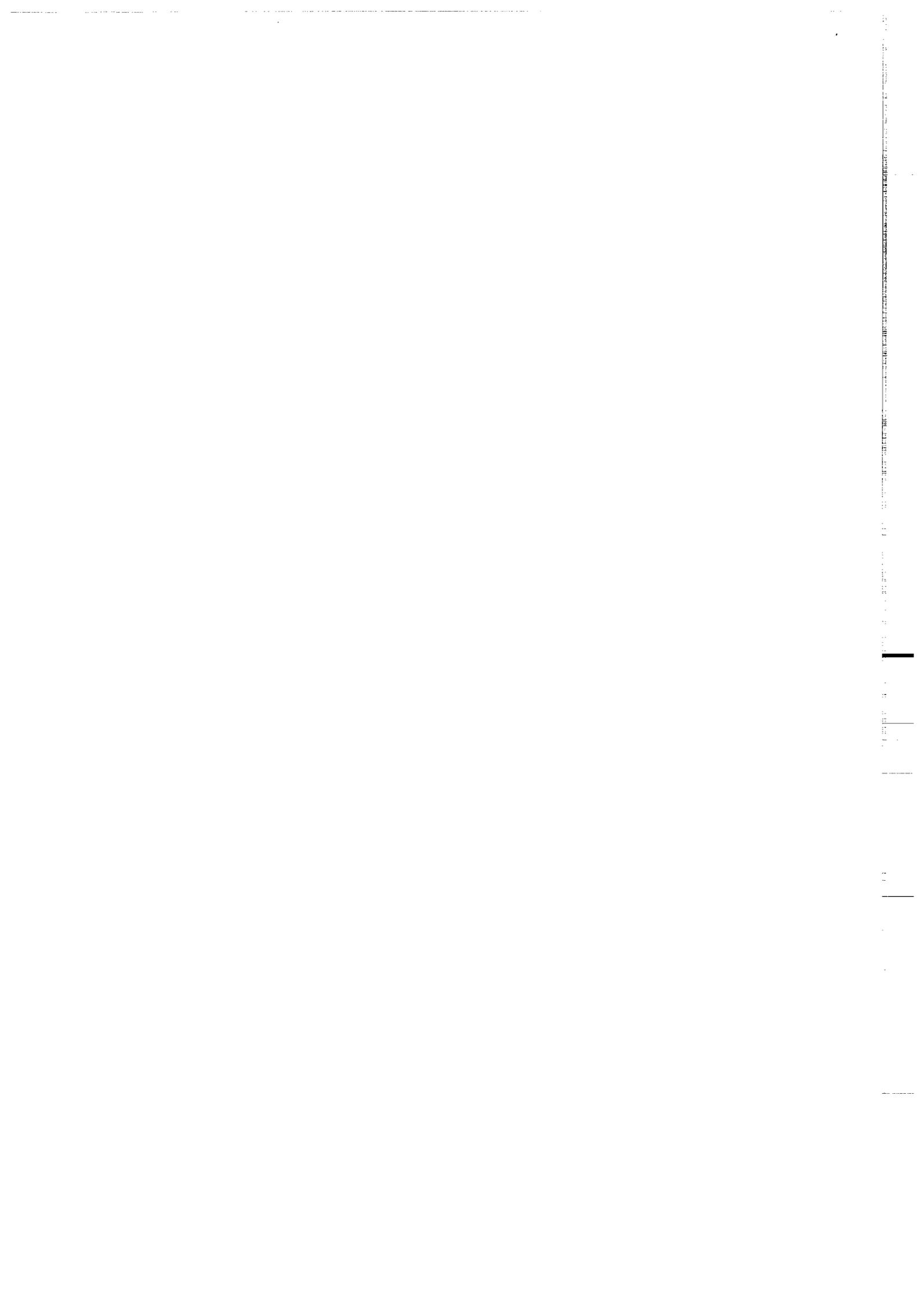
## **5. Conclusions**

- 1) In accordance with the southern Red Sea area (Barrat et al., 1990), two distinct mantle sources have been involved in the genesis of the Erta'Ale basalts. They are a N-MORB (DMM) and a hot-spot type of mantle (REC).
- 2) None of the studied rock types, including acid volcanics, contain the isotopic signature of continental crust.
- 3) Magmatic differentiation from a basaltic precursor is the major process generating acid rocks in the Erta'Ale chain (about 90% fractional crystallization). The generation of low- $^{18}\text{O}$  evolved rocks requires either assimilation of  $^{18}\text{O}$ -depleted roof rocks during

differentiation, or derivation from a basaltic precursor itself contaminated by some  $^{18}\text{O}$ -depleted materials.

4) As stressed by Taylor and coworkers (e.g. 1987), major rifting structures are preferential sites for the production of  $^{18}\text{O}$ -depleted rocks and magmas. The existence of low- $^{18}\text{O}$  hydrothermally altered rocks underneath the Erta'Ale chain is suggested by the presence of low  $^{18}\text{O}$  acid lavas. Since Sr and Nd isotopic compositions rule out the participation of continental crust, the basement of this area may be young and of basaltic composition. It may correspond to an hydrothermally altered proto-oceanic crust.

**Acknowledgements:** J.A.B. is very grateful for the tutorage of J. Cornichet, J. Macé, F. Martineau, M. Le Coz and M. Lemoine in chemical separation procedures, mass spectrometry and XRF analyses. I.W. Croudace and R.N. Taylor are gratefully acknowledged for improving the text.



# Bibliographie



## Bibliographie

- Agrinier P., Javoy M., Girardeau J. (1988) Hydrothermal activity in a peculiar oceanic ridge: oxygen and hydrogen isotope evidence in the Xigaze ophiolite (Tibet, China). *Chem. Geol.*, 71, 313-335.
- Allard P (1986) *Geochimie isotopique et origine de l'eau, du carbone et du soufre dans les gaz volcaniques: zones de rift, marges continentales et arc insulaires*. Thesis, Univ. Paris VII: 361 p
- Allègre C.J. (1982) Chemical geodynamics. *Tectonophysics* 81, 109-132.
- Allègre C.J. (1983). *L'écume de la terre, "le temps des sciences"*, Fayard.
- Allègre C.J., Turcotte D.L. (1986) Implications of a two components marble cake mantle. *Nature* 323, 123-127.
- Alt J.C., Muehlenbachs K. , Honnorez J. (1986) An oxygen isotopic profile through the upper kilometer of the oceanic crust, DSDP Hole 504B. *Earth Planet. Sci. Lett.* 80, 217-229.
- Altherr R, Henjes-Kunst F, Puchelt H., Baumann A. (1988) Volcanic activity in the Red Sea axial trough- evidence for a large mantle diapir? *Tectonophysics*, 150, 121-133.
- Altherr R, Henjes-Kunst F, Baumann A. (1990) Asthenosphere versus lithosphere as possible sources for basaltic magmas erupted during formation of the Red Sea: constraints from Sr, Pb and Nd isotopes. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 96: 269-286
- Anderson AT, Clayton RN, Mayeda TK (1971) Oxygen isotope thermometry of mafic igneous rocks. *J. Geol.*, 79: 715-729
- Audin J., Vellutini P.J., Coulon C., Piguet P. , Vincent J. (1990) The 1928-1929 eruption of Kammourta volcano- Evidence of tectono-magmatic activity in the Manda Inakir Rift and comparison with the Asal Rift, Afar depression, Republic of Djibuti. *Bull. Volcanol.* 52, 551-561.
- Bacon C.R., Adami L.H. , Lanphere M.A. (1989) Direct evidence for the origin of low  $\delta^{18}\text{O}$  silicic magmas: quenched samples of a magma chamber's partially fused granitoid walls, Crater Lake, Oregon. *Earth Planet. Sci. Lett.* 96, 199-208.
- Baker P.E., Brosset R., Gass I.G., Neary C.R. (1973) Jabal al Abyad: a recent alkalic volcanic complex in Western Saudi Arabia. *Lithos* 6; 291-314.
- Barberi F, Borsi S, Ferrara G, Marinelli G, Varet J (1970) Relations between tectonics and magmatology in the northern Danakil Depression (Ethiopia). *Phil. Trans. Roy. Soc. London, A.* 267: 293-311
- Barberi F, Ferrara G, Santacroce R, Treuil M, Varet J (1975) A transitional basalt-pantellerite sequence of fractional crystallization: The Boina Center (Afar Rift, Ethiopia). *J. Petrol.*, 16: 22-56
- Barberi F., Ferrara G., Santacroce R. , Varet J. (1975) Structural evolution of the Afar triple junction. In: Pilger & Rosler eds, *Afar depression of Ethiopia* Schweizerbart, Stuttgart.

- Barberi F, Varet J (1970) The Erta'Ale volcanic range (Danakil Depression, northern Afar, Ethiopia). *Bull. Volcanol.*, 34, 4: 848-917
- Barberi F, Varet J (1975) Nature of the Afar crust: a discussion. in: Pilger A., Roesler A. (Editors), *Afar Depression of Ethiopia*, Schweizerbart, Stuttgart: 375-378.
- Barberi F., Civetta L., Varet J. (1980) Sr isotopic composition of Afar volcanics and its implication for mantle evolution. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 50, 247-259.
- Barrat J.A., Fourcade S., Jahn B.M. , Cheminée J.L. (1991) Isotope (Sr, Nd, O) and Trace Elements Geochemistry of Volcanics from the Erta'Ale Range (Ethiopia). submitted to *Contrib. Mineral. Petrol.*
- Barrat J.A., Jahn B.M., Joron J.L., Auvray B. , Hamdi H. (1990) Mantle heterogeneity in northeastern Africa: evidence from Nd isotopic compositions and hygromagmaphile element geochemistry of basaltic rocks from the Gulf of Tadjoura and southern Red Sea regions. *Earth Planet. Sci. Lett.* 101, 233-247.
- Baubron J.C., Maury R. (1980) Age and petrology of the Jabal al Abyad volcanic chain (Khaybar Plateau, Saudi Arabia). *Atti dei Convegni Lincei*, 47, 655-666.
- Bedard J.H. (1991) Cumulate recycling and crustal evolution in the Bay of Islands ophiolite. *J Geology* 99, 225-249.
- Berckhemer H., Baier B., Bartelsen H., Behle A., Burhardt H., Gebrande H., Makris J., Menzel H., Miller H. , Vees R. (1975) Deep seismic soundings in the Afar region and on the highland of Ethiopia. in: Pilger A. & Roesler A. (Editors), *Afar Depression of Ethiopia*, Schweizerbart, Stuttgart, 89-107.
- Betton P.J. , Civetta L. (1984) Strontium and neodymium isotopic evidence for the heterogeneous nature and development of the mantle beneath Afar (Ethiopia). *Earth Planet. Sci. Lett.*, 71, 59-70.
- Bizouard H, Barberi F, Varet J (1980) Mineralogy and petrology of Erta'Ale and Boina volcanic series, Afar rift, Ethiopia. *J. Petrol.*, 21, 2: 401-436
- Bosch B., Deschamps J., Leleu M., Lopoukhine M., Marce A. , Vilbert B. (1977) The geothermal zone of Lake Assal (F.T.A.I.): Geochemical and experimental studies. *Geochemical and experimental studies. Geothermics*, 5, 165-175.
- Brueckner H.K., Zindler A., Seyler M. , Bonatti E. (1988) Zabargad and the evolution of the sub-Red Sea mantle and crust. *Tectonophysics*, 150, 163-176.
- Camp V.E., Roobol M.J. (1989) The arabian continental alkali basalt province: Part 1. Evolution of Harrat Rahat, Kingdom of Saudi Arabia. *Geol. Soc. America Bull.* 101, 71-95.
- Camp V.E., Roobol M.J., Hooper P.R. (1991) The arabian continental alkali basalt province: Part II. Evolution of Harrats Khaybar, Ithnayn, and Kura, Kingdom of Saudi Arabia. *Geol. Soc. America Bull.* 103, 363-391.
- Camp V.E., Roobol M.J., Hooper P.R., White D.L. (1987) The Madinah eruption, Saudi Arabia: Magma mixing and simultaneous extrusion of three basaltic chemical types. *Bull. Volcanol.* 49, 489-508.

Carter S.R. , Evensen N.M., Hamilton P.J. , O'Nions R.K. (1978) Nd and Sr isotope evidence for crustal assimilation of continental volcanics. *Science* 202, 743-747.

Cartwright I. , Valley J.W. (1991) Low-<sup>18</sup>O Scourie dike magmas from the lewisian complex, northwestern Scotland. *Geology*, 19, 578-581.

Chase C.G. (1981) Ocean island Pb: two stage histories and mantle evolution. *Earth Planet. Sci. Lett.* 52, 277-284.

Chauvel C. (1982) Géochimie isotopique (Nd, Sr) et géochimie des éléments traces dans des basaltes alcalins du Massif Central français: contraintes pétrogénétiques et arguments en faveur du métasomatisme mantélique. Thèse 3ème cycle, Rennes, 180 p.

Chayla B, Jaffrezic H, Joron JL (1973) Analyse par activation dans les neutrons épithermiques. Application à la détermination d'éléments en traces dans les roches. *C.R. Acad. Sc. Paris*, 277: 273-275

Cheminée JL (1970) Distribution de l'uranium, du thorium et du potassium dans les laves de l'Afar septentrional (Ethiopie). *Bull. Volcanol.*,34: 168-175

Cheminée JL (1973) Evolution des concentrations en K, U et Th dans les laves de la série différenciée de l'Erta'Ale. *Revue de géographie et de géologie dynamique*, (2), 15, 4: 353-372

Chiba H, Chacko T, Clayton RN, Goldsmith JR (1989) Oxygen isotope fractionations involving diopside, forsterite, magnetite, and calcite: application to geothermometry. *Geochim. Cosmochim. Acta* 53: 2985-2995

Chiesa S., Civetta L., De Fino M., La Volpe L. , Orsi G. (1989) The Yemen trap series: genesis and evolution of a continental flood basalt province. *J. Volcanol. Geotherm Res.* 36, 337-350.

Choukroune P., Francheteau J., Auvray B., Auzende J.M., Brun J.P., Sichler B., Arthaud F. , Lépine J.C. (1988) Tectonics of an incipient oceanic rift (the western extension of the Aden rift within the gulf of Tadjoura, Republic of Djibouti). *Mar. Geophys. Res.* 9, 147-163.

Clayton RN, Mayeda TK (1963) The use of bromine pentafluoride in the extraction of oxygen from oxides and silicates for isotopic analysis. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 27: 43-52

C.N.R.-C.N.R.S. (1971) Géologie de l'Afar septentrional (Dankalie). Editions du C.N.R.S.: 46 p

Cochran J.R. (1983). A model for development of Red Sea. *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.*, 67, 41-49.

Cocker J.D., Griffin B.J., Muehlenbachs K. (1982) Oxygen and carbon isotope evidence for seawater hydrothermal alteration of the Macquarie Island ophiolite. *Earth Planet. Sci. Lett.* 61, 112-122.

Coleman RG, Fleck RJ, Hedge CE, Ghent ED (1975) The volcanic rocks of southwest Saudi Arabia and the opening of the Red Sea. U.S. Geological Survey Saudi Arabia project report 194: 60 p

- Coleman R.G., Gregory R.T., Brown G.F. (1983) Cenozoic volcanic rocks of Saudi Arabia. Open file report USGS OF-03-93.
- Coleman RG, Hedge CE, Fleck RJ, Ghent ED, Donato MM (1979) Miocene Tihama Asir complex and its bearing on the opening of the Red Sea. in Al Shanti A.M. ed, Evolution and Mineralization of the Arabian-Nubian Shield, Vol.1, Oxford, Pergamon Press Ltd, 173-186.
- Coleman R.G., Tatsumoto M., Coles D.G., Hedge C.E., Mays R.E. (1974) Red Sea basalts. EOS, 54, 1001-1002.
- Courtillot V., Galdeano A., Le Mouel J.L. (1980) Propagation of an accreting plate boundary: A discussion of new magnetic data in the Gulf of Tadjoura and Southern Afar. Earth Planet. Sci. Lett. 47, 144-160.
- Cox K.G. (1980) A model for flood basalt vulcanism. J. Petrol. 21,4, 629-650.
- Demange J., Baubron J.C., Marcelot G., Cotten J., Maury R.C. (1983) Cadre structural, pétrologie et géochimie de la série de Jabal al Abyad (Arabie Saoudite). Bull. Centres Rech. Explor. Prod. Elf Aquitaine, 7, 1, 233-248.
- DePaolo D.J. (1981) Trace element and isotopic effects of combined wallrock assimilation and fractional crystallization. Earth Planet. Sci. Lett., 53, 189-202.
- Drake M.J., Weill D.F. (1975) Partition of Sr, Ba, Ca, Y, Eu<sup>2+</sup>, Eu<sup>3+</sup>, and other REE between plagioclase feldspar and magmatic liquid: an experimental study. Geoch. Cosmoch. Acta, 39: 689-712
- Dupré B., Blanc G., Boulègue J., Allègre C.J. (1988) Metal remobilization at a spreading centre studied using lead isotopes. Nature, 333, 165-167.
- Eissen J.L., Juteau T., Joron J.L., Dupré B., Humler E., Al'Mukhamedov A.I. (1989) Petrology and geochemistry of the basalts from the axial rift of the Red Sea at 18°North. J. Petrol., 30, 4, 791-839.
- Féraud G., Zumbo V., Sebai A. (1991) <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar age and duration of tholeiitic magmatism related to the early opening of the Red Sea rift. Geoph. Res. Lett., 18, 2, 195-198.
- Fouillac A.M., Fouillac C., Cesbron F., Pillard F., Legendre O. (1989) Water-rock interaction between basalt and high salinity fluids in the Asal Rift, Republic of Djibouti. Chem. Geol. 76, 271-289.
- Friedman I, Lipman P, Obradovich JD, Gleason JD, Christiansen RL (1974). Meteoric water in magmas. Science 184: 1069-1072
- Fujimaki H, Tatsumoto M, Aoki KI (1984) Partition coefficients of Hf, Zr and REE between phenocrysts and groundmasses. Proceedings of the fourteenth lunar and planetary science conference, part 2, J. Geoph. Res., 89 (supplement): 662-672
- Gadalia A. (1980) Les rhyolites du stade initial de l'ouverture d'un rift: exemple des rhyolites miocènes de l'Afar. thesis, University of Orsay (France), 200 p.
- Gadalia A., Varet J. (1983) Les rhyolites miocènes de l'Est de l'Afar. Bull. Soc. géol. France, 7, XXV, 2, 139-153.
- Garlick GD (1966) Oxygen isotope fractionation in igneous rocks. Earth Planet. Sci. Lett., 1: 361-368

Gass J.G., Mallick D.I.J., Cox K.G. (1973) Volcanic islands of the Red Sea. *J. Geol. Soc. London*, 129, 275-310.

Gasse F., Richard O., Robbe D., Rognon P., Williams M.A.J. (1980) Evolution tectonique et climatique de l'Afar central d'après les sédiments plio-pleistocènes. *Bull. Soc. Géol. France* 7, XXII, 6, 987-1001.

Girdler R.W., Styles P. (1974) Two stages Red Sea floor spreading. *Nature* 247, 7-11.

Gonfiantani R, Borsi S, Ferrara G, Panichi C (1973) Isotopic composition of waters from the Danakil depression (Ethiopia). *Earth Planet. Sci. Lett.*, 18: 13-21

Green T.H., Pearson N.J. (1987) An experimental study of Nb and Ta partitioning between Ti-rich minerals and silicate liquids at high pressure and temperature. *Geochim. Cosmochim. Acta* 51, 55-62.

Gregory RT, and Taylor HP Jr. (1981) An oxygen isotope profile in a section of cretaceous oceanic crust, Samail ophiolite, Oman: evidence for  $\delta^{18}\text{O}$  buffering of the oceans dy deep (> 5 Km) seawater-hydrothermal circulation at mid-ocean ridges. *J. Geophys. Res.* 86: 2737-2755

Gregory RT, Taylor HP Jr. (1986a) Possible non-equilibrium oxygen isotope effects in mantle nodules, an alternative to the Kyser-O'Neil-Carmichael  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  geothermometer. *Contrib. Mineral. Petrol.* 93: 114-119

Gregory RT, Taylor HP Jr. (1986b) Non-equilibrium, metasomatic  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  effects in upper mantle mineral assemblages. *Contrib. Mineral. Petrol.* 93: 124-135

Gruau G. (1983) Etude géochimique d'associations volcaniques basiques d'âge supérieur à 3,5 AE: conséquences sur la structure du manteau archéen précoce. Thèse de 3ème cycle, Rennes, 105 p.

Guerrot C. (1989) Archéen et Protérozoïque dans la chaîne hercynienne ouest européenne. Géochimie isotopique (Sr-Nd-Pb) et géochronologie U-Pb sur zircons. Mémoires et documents du Centre Armoricaïn d'Etude Structurale des Socles, 25, 180 p.

Halliday AN, Dickin AP, Fallick AE, Fitton JG (1988) Mantle dynamics: A Nd, Sr, Pb and O isotopic study of the Cameroon line volcanic chain. *J. Petrol.* 28: 181-211

Hart W.K., Walter R.C. (1983) Geochemical investigation of volcanism in the west-central Afar, Ethiopia. Year Book Carnegie Inst. Washington 1982, 491-497.

Hart W.K., Woldegabriel G., Walter R.C., Mertzman S.A. (1989) Basaltic volcanism in Ethiopia: constraints on continental rifting and mantle interactions. *J. Geoph. Res.*, 94, B6, 7731-7748.

Hawkesworth C.J., Rogers N.W., van Casteren P.W.C., Menzies M.A. (1984) Mantle enrichment processes. *Nature* 311, 331-335.

Hémond Ch, Condomines M, Fourcade S, Allègre CJ, Oskarsson N, Javoy M (1988) Thorium, strontium and oxygen isotopic geochemistry in recent tholeiites from Iceland: crustal influence on mantle derived magmas. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 87: 273-285

Henjes-Kunst F., Altherr F., Baumann A. (1990) Evolution and composition of the lithospheric mantle underneath the western Arabian peninsula: constraints from Sr-Nd isotope systematics of mantle xenoliths. *Contrib. Mineral. Petrol.* 105, 460-472.

Hildreth W., Christiansen RL, O'Neil JR (1984). Catastrophic isotopic modification of rhyolitic magma at times of caldera subsidence, Yellowstone Plateau volcanic field. *J. Geophys. Res.* 89: 8339-8369

Hoefs J. (1980) *Stable isotope geochemistry*. Springer Verlag, New York, 208pp.

Hofmann A.W., White W.M. (1982) Mantle plumes from ancient oceanic crust. *Ibid.* 57, 421-436.

Hoover J.D. (1989) The chilled marginal gabbro and other contact rocks of the Skaergaard intrusion. *J. Petrol.* 30, 2, 441-476.

Ito E., White W.M., Göpel C. (1987) The O, Sr, Nd and Pb isotope geochemistry of MORB. *Chem. Geol.*, 62, 157-176.

Jaffrezic H., Joron J.L., Treuil M., Wood D.A. (1980) A study of the precision attained by neutron activation analysis using international standard rocks GSN and BCR1 as examples. *J. Radioanal. Chem.* 55, 417-425.

Jahn B.M., Bernard-Griffiths J., Charlot R., Cornichet J., Vidal Ph. (1980) Nd and Sr isotopic compositions and REE abundances of cretaceous MORB (Hole 417D and 418A, Legs 51, 52 and 53). *Earth Planet. Sci. Lett.* 48, 171-184.

Javoy M. (1970) *L'utilisation des isotopes de l'oxygène en magmatologie*. Thesis, Paris VI Univ.: 196 p

Javoy M. (1980)  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  and D/H ratios in high temperatures peridotites. *Coll. Intern. CNRS*, 272, "Associations mafiques ultramafiques dans les orogènes": 279-287.

Javoy M., Weis D (1987)  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  ratios in Ascension Island lavas and plutonic inclusions: evidence of fractional crystallization in a late-stage LILE and water-enriched magmatic chamber. *EOS, Trans. AGU*, 65: 297

Jochum K.P., McDonough W.F., Palme H., Spettel B. (1989) Compositional constraints on the continental lithospheric mantle from trace elements in spinel peridotite xenoliths. *Nature* 340, 548-550.

Joron J.L., Treuil M. (1989) Hygromagmaphile element distributions in oceanic basalts as fingerprints of partial melting and mantle heterogeneities: a specific approach and proposal of an identification and modelling approach. in Saunders A.D. & Norry M.J. (eds), *Magmatism in the ocean basins*, Geol. Soc. Spec. Publ., 42, 277-299.

Joron J.L., Treuil M., Jaffrezic H. and Villemant B. (1980a) Etude géochimique des éléments en traces dans les séries de roches volcaniques du rift d'Asal. Identification et analyse des processus d'accrétion. *Bull. Soc. Géol. France*, 7, 22, 6, 851-861.

Joron J.L., Treuil M., Jaffrezic H., Villemant B. and Richard O. (1980b) Géochimie des éléments en traces du volcanisme de l'Afar et de la mégastucture Mer Rouge-Afar-golfe d'Aden. Implications pétrogénétiques et géodynamiques. *Bull. Soc. Géol. France*, 7, 22, 6, 945-957.

Kyser TK (1986) Stable isotopes variations in the mantle. in "Reviews in Mineralogy", vol. 16: Stable isotopes in high temperature geological processus (Valley JW, Taylor HP jr, O'Neil JR eds.): 141-164

Kyser T.K. (1990) Stable isotopes in the continental lithospheric mantle. in *Continental mantle* (ed. Menzies M.A.), Oxford monographs on geology and geophysics, vol 16, pp 127-156.

Kyser TK, O'Neil JR, Carmichael SE (1981) Oxygen isotope thermometry of basic lavas and mantle nodules. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 77: 11-23

Kyser TK, O'Neil JR, Carmichael SE (1982) Genetic relations among basic lavas and ultramafic nodules: evidence from oxygen isotope compositions. *Contrib. Mineral. Petrol.* 81: 88-102

Langmuir C.H., Vocke R.D., Hanson G.N., Hart S.R. (1978) A general mixing equation with applications to icelandic basalts. *Earth Planet. Sci. Lett.* 37, 380-392.

Le Bas MJ, Le Maitre RW, Streckeisen A, Zanettin B (1986) A chemical classification of volcanic rocks based on total alkali-silica diagram. *J. Petrol.*, 27, 3: 745-750

Lecuyer C. (1990) hydrothermalisme fossile dans une paléocroûte océanique associée à un centre d'expansion lent: le complexe ophiolitique de Trinity (N. Californie, U.S.A.). *Memoires et documents du Centre Armoricaïn d'Etude Structurale des Socles*, 33, 342 p.

Lecuyer C., Fourcade S. (1991) Oxygen isotope evidence for multi-stage hydrothermal alteration at a slow-spreading center: The Silurian Trinity ophiolite. *Chem. Geol. (Isotope Geoscience section)*, 13, 231-246.

Le Pichon X., Francheteau J. (1978) A plate tectonic analysis of the Red Sea, Gulf of Aden area. *Tectonophysics*, 46, 369-406.

Lipman PW, Friedman I (1975) Interaction of meteoric water with magma: an oxygen-isotope study of ash-flow sheets from southern Nevada. *Geol. Soc. Am. Bull.* 86: 695-702

MacCulloch MT, Gregory RT, Wasserburg GJ, and Taylor HP Jr. (1981) Sm-Nd, Rb-Sr, and  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  isotopic systematics in an oceanic crustal section: evidence from the Samail ophiolite. *J. Geophys. Res.* 86: 2721-2735

Macdonald R, McGarvie DW, Pinkerton H, Smith RL, Palacz Z.A. (1990) Petrogenetic evolution of the Torfajökull volcanic complex, Iceland I. Relationship between the magma types. *J. Petrol.*, 31, 2: 429-459

McGregor I.D. , Manton W.I. (1986) Roberts Victor eclogites: ancient oceanic crust. *J. Geophys. Res.* 91, 14063-14079.

Mahood GA, Stimac JA (1990) Trace element partitioning in pantellerites and trachytes. *Geoch. Cosmoch. Acta*, 54: 2257-2276

Masuda A., Nakamura N. , Tanaka T. (1973) Fine structure of mutually normalized rare earth patterns of chondrites. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 49, 2051-2067.

Matsuhisa Y, Matsubaya O, Sakai H (1973) Oxygen isotope variations in magmatic differentiation processes of the volcanic rocks in Japan. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 39: 277-288

Maury R.C., Bougault H., Coutelle A., Guennoc P., Joron J.L., Pautot G. (1985) Présence de ferrobasalte tholeiitique dans la fosse Jean Charcot (26°15'N, 35°22'E): signification dans le contexte géodynamique de la Mer Rouge. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 300, 2, 16, 811-816.

Menzies M.A., Hawkesworth C.J. (1987) Upper mantle processes and composition. In *Mantle xenoliths* (ed P.H. Nixon), J. Wiley and Sons, Chichester, 725-738.

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

Mohr P. (1983) Ethiopian flood basalt province. *Nature*, 303, 5918, 577-584.

Mohr P. (1989) Nature of the crust under Afar: new igneous, not thinned continental. *Tectonophysics*, 167, 1-11

Morgan W.J. (1971) Convection plumes in the lower mantle. *Nature*, 230, 42-43.

Muehlenbachs K, Clayton RN (1972) Oxygen isotope studies of fresh and weathered submarine basalts. *Can. J. Earth Sci.* 9: 172-184

Muehlenbachs K, Kushiro I (1974) Oxygen isotope exchange and equilibrium of silicates with CO<sub>2</sub> and O<sub>2</sub>. *Carnegie Inst. Washington Yearb.*, 73: 232-236

Muehlenbachs K, Anderson AT, Sigvaldason GE (1974) Low <sup>18</sup>O basalts from Iceland, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 38: 577-588

Muehlenbachs K, Byerly G (1982) <sup>18</sup>O-enrichment of silicic magmas caused by crystal fractionation at the Galapagos spreading center. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 79: 76-79

Nakamura E., Campbell I.H., McCulloch M, Sun S.S. (1989)- Chemical geodynamics in a back arc region around the Sea of Japan: implications for the genesis of alkaline basalts in Japan, Korea, and China. *J. Geoph. Res.* 94, 4, 4634-4654.

Nativel P, Joron JL, Treuil M (1979) Etude pétrographique et géochimique des volcans de la Réunion. *Bull. Soc. Geol. France*, XXI (4): 427-440

Norry MJ, Davies GR, Betton PJ, Jones P (1987) Ethiopian flood basalts: evidence for the origin of the sub-continental lithosphere. *Terra cognita*, 7: 620-621

O'Reilly S.Y., Griffin W.L. (1988) Mantle metasomatism beneath western Victoria, Australia: 1. Metasomatic processes in Cr diopside lherzolites. *Geochim. Cosmochim. Acta* 52, 433-447.

Oskarsson N, Sigvaldason GE, Steinthorsson S (1982) A dynamic model of rift zone petrogenesis and the regional petrology of Iceland. *J. Petrol.* 23: 28-74

Paces J.B., Bell K. (1989) Non depleted sub-continental mantle beneath the Superior Province of the Canadian Shield: Nd-Sr isotopic and trace element evidence from Midcontinent Rift basalts. *Geochim. Cosmochim. Acta* 53, 2023-2035.

Pearson D.G., Davies G.R., Nixon P.H., Greenwood P.B., Matthey D.P. (1991) Oxygen isotopic evidence for the origin of pyroxenites in the Beni Bousera peridotite massif, North Morocco: derivation from subducted oceanic lithosphere. *Earth Planet. Sci. Letters*, 102, 289-301.

- Perry F.V., Baldrige W.S., DePaolo D.J. (1988) Chemical and isotopic evidence for the lithospheric thinning beneath the Rio Grande rift. *Nature* 332, 432-434.
- Pineau F, Javoy M, Hawkins JW, Craig H (1976) Oxygen isotope variations in marginal basins and ocean-ridge basalts. *Earth Planet. Sci. Lett.* 28: 299-307
- Piscirillo E.M., Justin-Visentin E., Zanettin B., Joron J.L., Treuil M. (1979) Geodynamic evolution from plateau to rift: major and trace element geochemistry of the central eastern ethiopian plateau volcanics. *N. Jb. Geol. Paläont. Abh*, 158, 2, 139-179.
- Richard O. (1979) Etude de la transition dorsale oceanique-rift émergé: le Golfe de Tadjoura (République de Djibouti). Approche géologique, géochronologique et pétrologique. Thesis, University of Orsay, 149 p.
- Ruegg J.C. (1974) Structure profonde de la croûte terrestre au moyen de grands profils sismiques. Application à l'étude des zones de distension (sud-est Afar et Massif Central français) Thèse de Doctorat d'Etat, Paris VI.
- Sanjuan B, Michard G, Michard A (1990) Origine des substances dissoutes dans les eaux des sources thermales et des forages de la région Asal-Ghoubbet (République de Djibouti). *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 43, 333-352.
- Sheppard SMF (1980) Isotopic evidence for the origins of water during metamorphic processes in oceanic crust and ophiolite complexes. *Coll. Intern. CNRS*, 272, "Associations mafiques ultramafiques dans les orogènes": 135-147.
- Sheppard SMF, Harris C (1985) Hydrogen and oxygen isotope geochemistry of Ascension island lavas and granites: variation with crystal fractionation and interaction with sea water. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 91: 74-81
- Schilling J.G. (1969) Red Sea floor origin: rare earth evidence. *Science* 165, 1357-1360.
- Schilling JG (1973) Afar mantle plume: rare earth evidence. *Nature* 242, 2-5.
- Schilling JG, Kingsley RH, Hanan BB, McCully BL (1992) Nd-Sr-Pb isotopic variations along the Gulf of Aden: Evidence for mantle plume-continental lithosphere interaction. submitted to *J. Geoph. Res.*
- Sigmarrsson O, Hémond Ch, Condomines M, Fourcade S, Oskarsson N (1991) The origin of silicic magma in Iceland revealed by thorium isotopes. *Geology*, 19: 621-624
- Sigvaldason GE (1974) The petrology of Hekla and origin of silicic rocks in Iceland. in *Eruption of Hekla 1947-1948*, Soc. Sci. Islandica, Reykjavik, vol. 5: 1-44
- Stieltjes L (1973) L'axe tectono-volcanique d'Asal. Thèse Orsay, 196 p.
- Stieltjes L, Joron JL, Treuil M, Varet J (1973) Le rift d'Asal, segment de dorsale émergé: discussion pétrologique et géochimique. *Bull. Soc. Géol. France*, (7), 18 (4), 851-862.
- Sun C.O., Williams R.J., Sun SS (1974) Distribution coefficients of Eu and Sr for plagioclase-liquid and clinopyroxene liquid equilibria in oceanic ridge basalt: an experimental study. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 38, 1415-1433.

Sun SS, McDonough WF (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. in Saunders A.D. & Norry M.J., *Magmatism in the ocean basins*, Geol. Soc. Spec. Publ., 42, 313-345.

Sushchevskaya N.M., Dimitriev L.V., Al'Mukhamedov A.I., Kolesov G.M., Shcherbovski E.Y. (1984) Origin and geochemical peculiarities of tholeiitic melts of the Red Sea. *Geokhimiya* 8: 1202-1208 (en russe).

Taylor H.P. Jr (1968) The oxygen isotope geochemistry of igneous rocks. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 19: 1-71

Taylor H.P. Jr (1980a) The effects of assimilation of country rocks by magmas on  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  and  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  systematics in igneous rocks. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 47, 243-254.

Taylor HP Jr. (1980b) Stable isotope studies of spreading centers and their bearing on the origin of granophyres and plagiogranites. *Coll. Intern. CNRS*, 272, "Associations mafiques ultramafiques dans les orogènes": 149-165

Taylor HP Jr. (1987) Comparison of hydrothermal systems in layered gabbros and granites, and the origin of low- $^{18}\text{O}$  magmas. In "Magmatic processes, physicochemical principles", *Geochem. Soc. Spec. Publ.* 1, Mysen BO, ed.: 337-357

Taylor HP Jr., Coleman RG (1977) Oxygen isotopic evidence for meteoric hydrothermal alteration of the Jabal al Tirf complex, Saudi Arabia. *EOS, Trans. AGU*, 58: 516

Taylor HP Jr., Sheppard SMF (1986) Igneous rocks: I. Processes of isotopic fractionation and isotope systematics. in Valley J.W., Taylor H.P. jr and O'Neil J.R., eds, *Stable isotopes in high temperature geological processes*. Mineralogical Society of America *Reviews in Mineralogy* 16, 227-272.

Tazieff H, Marinelli G, Barberi F, Varet J (1969) Géologie de l'Afar septentrional. *Bull. Volcanol.*, 33: 1039-1072

Thirlwall M.F., Jones N.W. (1983) Isotope geochemistry and contamination mechanisms of tertiary lavas from skye, Northwest Scotland. In: C.J. Hawkesworth (Editor), *Continental basalts and mantle xenoliths*, Shiva, Nantwich, 185-208.

Thorarinsson S (1967) Hekla and Katla. The share of acid and intermediate lava and tephra in the volcanic products through the geological history of Iceland. in *Iceland and Mid-Ocean Ridges* (ed Björnsson, S.), Soc. Sci. Islandica, Reykjavik: 190-197

Treuil M., Joron J.L. (1975) Etude géochimique des éléments en traces dans le magmatisme de l'Afar. Implications pétrogénétiques et comparaisons avec le magmatisme de l'Islande et de la dorsale médio-atlantique. in Pilger & Rösler (eds), *Afar depression of Ethiopia*, Schweizerbart (Stuttgart), 1: 26-78.

Treuil M, Varet J, Billhot M Barberi F (1971) Distribution of nickel, copper and zinc in the volcanic series of Erta'Ale, Ethiopia. *Contrib. Mineral. Petrol.* 30: 84-94

Treuil M, Varet J (1973) Critères pétrologiques, géochimiques et structuraux de la genèse et de la différenciation des magmas basaltiques: exemple de l'Afar, thèses, Universités d'Orléans et d'Orsay, 492 p.

Vaughan McGuire A, Coleman RG (1986) The Jabal Tirf layered gabbro and associated rocks of the Tihama Asir complex, SW Saudi Arabia. *J. Geol.*, 94: 651-665

Vidal Ph, Deniel C, Vellutini PJ, Piguet P, Coulon C, Vincent J, Audin J (1991) Changes of mantle sources in the course of rift evolution: the Afar case. *Geoph. Res. Lett.* 18, 10, 1913-1916.

Walter RC, Hart WK, Westgate JA (1987) Petrogenesis of a basalt-rhyolite tephra from the west-central Afar, Ethiopia. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 95: 462-480

Watson EB, Harrison TM (1983) Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of crustal magma types. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 64: 295-304

Weaver B.L. (1991) Trace element evidence for the origin of ocean-island basalts. *Geology*, 19, 123-126.

Weill D.F., McKay G.A. (1975) The partitioning of Mg, Fe, Sr, Ce, Sm, Eu and Yb in lunar igneous systems and a possible origin of KREEP by equilibrium partial melting. *Proc. Lunar Sci. Conf.* 6th, 1143-1158.

Weis D., Demaiffe D., Cauet S., Javoy M. (1987) Sr, Nd, O and H isotopic ratios in Ascension Island lavas and plutonic inclusions: cogenetic origin. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 82: 255-258.

White R., Mckenzie D. (1989) Magmatism at rift zones: the generation of volcanic continental margins and flood basalts. *J. Geophys. Res.*, 94, 7685-7729.

White W.M., Patchett J. (1984) Hf-Nd-Sr isotopes and incompatible elements abundances in island arcs: implications for magma origins and crust mantle evolution. *Earth Planet. Sci. Lett.* 67, 167-185.

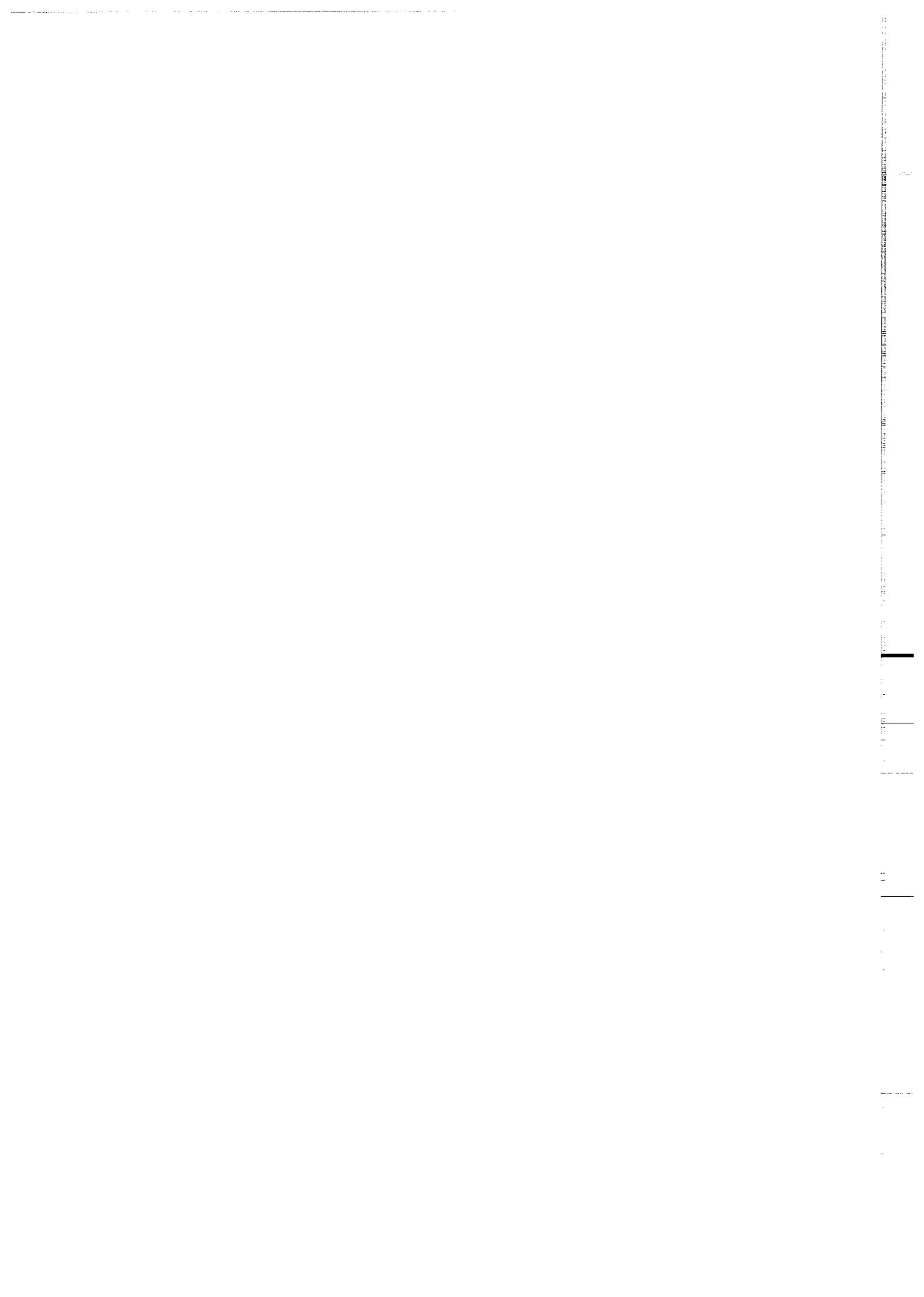
Woodhead JD, Harmon RS, Fraser DG (1987) O, S, Sr, and Pb isotope variations in volcanic rocks from the Northern Mariana Islands: implications for crustal recycling in intra-oceanic arcs. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 83: 39-52

Yoder H.S., Tilley C.E. (1962) Origin of basaltic magmas: an experimental study of natural and synthetic rock systems. *J. Petrol.*, 3, 342-532



# **Annexes**

## ***techniques analytiques et résultats***



## Annexe A

### **Procédures analytiques**

Les procédures analytiques utilisées sont décrites par Chayla et al. (1973), Jahn et al. (1980), Chauvel (1982), Gruau (1983), Guerrot (1989) et Lecuyer (1990). Elles seront brièvement rappelées ici.

#### 1/ Préparation des échantillons

##### 1.1/ Broyage des échantillons

Les échantillons sont d'abord broyés grossièrement à l'aide d'un broyeur à mâchoires. Les graviers obtenus sont alors finement réduits dans un broyeur à billes en agate afin d'éviter toute contamination en éléments de transition (Co, Nb, Ta).

##### 1.2/ Séparation des minéraux et préparation des fractions vitreuses

Les fractions vitreuses ont été préparées à partir de grains de quelques millimètres au maximum et triés "à la main" sous une loupe binoculaire. Les olivines de l'échantillon C230 ont été préparées de la même façon. Les fractions de plagioclases ont été séparées avec un séparateur magnétique Frantz à partir de poudres grossières produites par un broyeur à disque, puis purifiées sous une loupe binoculaire comme précédemment.

#### 2/ Fluorescence X

Les mesures ont été réalisées par M. Lecoq et M. Lemoine (CAESS). Le spectromètre est un Phillips PW1404.

*a/ Les éléments majeurs:* leurs concentrations ont été déterminées sur des perles à base de tétraborate de Lithium. Les pertes au feu sont mesurées par pesée. Les incertitudes sont de

l'ordre de 2% excepté pour les faibles teneurs (par exemple MnO ou P2O5) où elles peuvent dépasser 10%.

*b/ Les éléments traces:* les teneurs sont déterminées sur pastille. Les erreurs analytiques sont meilleures que 5 % excepté pour les teneurs inférieures à 30 ppm et sont estimées alors à 10 %.

### 3/ Activation neutronique

Les échantillons ont été irradiés dans le réacteur Osiris du Centre d'Etudes Nucléaires de Saclay. Les techniques analytiques sont décrites par Chayla et al. (1973) et les précisions discutées par Jaffrezic et al. (1980). L'essentiel des analyses a été réalisé ici par J.L. Joron (C.E.N. Saclay). Les analyses de basaltes de l'Erta'Ale ont été obtenues avec l'aide de R. Capdevila, une partie des comptages étant effectués à Rennes. Tous les résultats sont relatifs aux valeurs de GSN adoptées par le Laboratoire Pierre Süe de Saclay, et sont donc directement comparables aux analyses réalisées antérieurement dans ce laboratoire. La précision pour les éléments que nous avons utilisés est meilleure que 5 %.

### 4/ Dilution isotopique et composition isotopique du Sr et du Nd

#### 4.1/ Séparations des terres rares et du Sr

La quantité de poudre qui est attaquée chimiquement est voisine de 200 mg. L'attaque se fait dans des bechers clos en teflon, par un mélange HF+HNO<sub>3</sub> pendant une nuit sur une plaque chauffante. Après évaporation, le résidu est repris avec un mélange HF+HClO<sub>4</sub> pendant une autre nuit, puis évaporé à nouveau et repris en HCl 6N. La solution échantillon obtenue est à la base des séparations chimiques.

Une partie de la solution est évaporée et reprise en HCl 2,2N. Les éléments sont séparés sur colonne échangeuse d'ions à résine cationique Biorad AG50-X8, 200-400 mesh. On obtient de

la sorte une fraction Sr et différentes fractions terres rares. Pour séparer le Nd, une des fractions obtenues précédemment est purifiée par "reverse chromatography" (White et Patchett 1984). On utilise alors une deuxième colonne remplie de poudre de teflon traitée au DEHP (Di-Ethyl Hexyl Phosphate). Les blancs totaux pour le Sr et pour le Nd sont inférieurs respectivement à 2 et à 0,8 ng.

Pour déterminer les abondances par dilution isotopique, une partie de la solution échantillon est spikée avant l'élution.

## 4.2/ Spectrométrie de masse

### 4.2.1/ Le strontium

Les mesures ont été effectuées avec un spectromètre de masse Finnigan MAT 262 équipé de sept collecteurs. L'émission se fait en double filaments de Re. Le fractionnement est corrigé en normalisant le rapport  $^{88}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  mesuré à la valeur 8,375. Les résultats sont donnés relatifs à un rapport  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  égal à 0,71024 pour le sel NBS987. En général, un sel a été mesuré tous les 8 échantillons. Une analyse a une erreur ( $2\sigma$ ) inférieure à 0,002%. La reproductibilité estimée à partir des duplicates et des étalons est environ  $\pm 0,004\%$ .

Des mesures par dilution isotopique des teneurs en Sr de l'étalon BHVO1 (deux solutions indépendantes) sont données dans le tableau A1. La précision est meilleure que 2 %.

### 4.2.2/ composition isotopique du Nd

Une partie des mesures a été obtenue avec un spectromètre de masse Cameca TSN 206 à un collecteur. Les émissions ont été alors réalisées sur triple filaments en Re. Les autres mesures ont été effectuées avec le Finnigan MAT 262 sur double filaments de Re. Dans les deux cas, le fractionnement de masse a été corrigé en normalisant le rapport  $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  à la valeur de 0,7219. Les résultats sont donnés relatifs à un rapport  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0,511860$  pour l'étalon La Jolla.

Lors de l'utilisation du spectromètre MAT262, un sel a été mesuré tous les 8 échantillons. Une analyse a une erreur ( $2\sigma$ ) inférieure à 0,002 %. La reproductibilité estimée à partir des duplicatas et des étalons est environ  $\pm 0,004\%$ .

Dans le cas des mesures effectuées avec le spectromètre TSN206, l'erreur obtenue sur le run est indiquée. La reproductibilité des mesures est alors estimée à  $\pm 0,006\%$ .

#### 4.2.3/ Les terres rares.

Le spectromètre de masse utilisé est le TSN206. Les émissions se font sur double filaments, l'un en Re (ionisant) et l'autre en Ta (évaporation). Tous les éléments sauf le Lanthane sont émis sous forme métal. Le lanthane est lui émis sous forme oxyde. Des corrections de contribution sont effectuées pour La (contribution du Ce), Ce (contribution du Nd), et le Lu (contribution de l'Yb). Dans les conditions d'émission de l'oxyde de La, la contribution du Ce est réduite.

Deux mesures par dilution isotopique des teneurs en terres rares de l'étalon BHVO1 sont données dans le tableau A1. La précision est estimée à 3% pour le La et le Lu, à 2 % pour les autres éléments. L'erreur sur le rapport  $\text{Eu}/\text{Eu}^*$  est voisine de 1,5%.

	BCR1	BHVO1 <i>sol 1</i>	BHVO1 <i>sol 2</i>
Sr	-	379,5	380,3
La	25,0	14,94	14,80
Ce	53,8	37,68	37,48
Nd	28,82	24,26	24,21
Sm	6,59	5,96	6,00
Eu	1,97	2,04	2,05
Gd	6,69	6,00	6,04
Dy	6,40	5,19	5,18
Er	3,65	2,49	2,49
Yb	3,40	1,88	1,91
Lu	0,52	0,281	0,275
<i>(La/Yb)<sub>n</sub></i>	4,86	5,25	5,12
<i>Eu/Eu*</i>	0,92	1,05	1,05

Tableau A1: résultats obtenus sur les étalons par dilution isotopique

## 5/ Isotopes de l'oxygène

Les extractions et les analyses isotopiques ont été réalisées à Rennes. L'O est extrait à partir de 8 ou 9 mg d'échantillon placés dans des tubes en Ni, et mis à réagir à 600°C avec du BrF<sub>5</sub> pendant une nuit (Clayton et Mayeda 1963). L'oxygène est purifié dans la ligne par l'intermédiaire de pièges successifs bloquant les gaz condensables à la température de l'azote liquide. L'oxygène réagit dans une enceinte à graphite et catalyseur de platine. Du CO<sub>2</sub> est alors produit. Il est purifié et piégé dans un tube porte-échantillon à la température de l'azote liquide. Le rendement de l'extraction est mesuré au cours de l'extraction ce qui permet de contrôler sa qualité (perte de gaz ou réaction incomplète, gain de gaz indiquant une pollution atmosphérique importante).

La composition isotopique de l'oxygène du CO<sub>2</sub> est mesurée avec un spectromètre de masse VG Sira 10 à trois collecteurs. Les résultats sont exprimés dans la notation conventionnelle  $\delta$ .

Les résultats obtenus sur deux étalons sont:

NBS28 :  $\delta^{18}\text{O} = +9,56 \pm 0,04 \text{ ‰}$  (n=10)

Circe 93:  $\delta^{18}\text{O} = +5,66 \pm 0,02 \text{ ‰}$  (n=13)

Circe 93 est un étalon interne. C'est un verre basaltique dont la composition isotopique a été déterminée plusieurs fois par F. Pineau à Paris et à La Jolla. Un  $\delta^{18}\text{O}$  égal à  $5,68 \pm 0,14 \text{ ‰}$  a alors été obtenu.

Deux extractions ont été réalisées par échantillon. La reproductibilité est la plupart du temps meilleure que  $0,1 \text{ ‰}$ .



**Annexe B****Résultats analytiques**

Les résultats analytiques obtenus au cours de ce travail sont réunis ici, et présentés sous forme de tableaux. Les teneurs en éléments majeurs sont données en pourcentages pondéraux, celles des traces en ppm. Pour les compositions isotopiques du Sr et du Nd, tous les duplicatas ont été obtenus à partir de solutions différentes.

**Mer Rouge:**

tab. B1: Teneurs en terres rares et compositions isotopiques.

**Republique de Djibouti:**

Tab. B2: Eléments majeurs et traces (fluo. X). Basaltes récoltés au cours de la campagne Cyaden.

Tab. B3: Eléments majeurs et traces par (fluo. X). basaltes du Dalha (B6, B11, B16) et des Mablas (B36 et 115-10 (?)). B35 est un basalte silicifié de la série d'Adoléi.

Tab. B4: Eléments traces obtenus par INAA (J.L. Joron).

Tab. B5: Sr et terres rares obtenus par dilution isotopique.

Tab. B6: Compositions isotopiques du Sr, du Nd et de l'O.

**Chaîne de l'Erta'Ale (Ethiopie):**

Tab. B7: Eléments majeurs et traces (fluo. X).

Tab. B8: Eléments traces obtenus par INAA et dilution isotopique.

Tab. B9: Compositions isotopiques du Sr, du Nd et de l'O.

**Volcanisme récent d'Injibara (Ethiopie):**

Tab. B10: Compositions isotopiques du Sr et de l'O.

**Harrat Rahat et Harrat Khaybar (Arabie Saoudite):**

Tab. B11: Harrat Rahat, éléments majeurs et traces (fluo. X).

Tab. B12: Harrat Khaybar, éléments majeurs et traces (fluo. X).

Tab. B13: Terres rares (dilution isotopique) et compositions isotopiques du Sr et du Nd.

	V84	V68	66-1	V43	HA6	V45
La	0,72	2,53	5,14	12,18	20,54	20,67
Ce	2,67	7,80	12,13	29,15	43,52	43,18
Nd	3,51	7,91	8,08	17,80	24,69	21,20
Sm	1,56	2,94	2,52	4,63	5,89	4,33
Eu	0,67	1,08	0,91	1,60	2,00	1,52
Gd	2,47	4,28	3,39	5,24	5,82	4,05
Dy	3,27	5,31	4,25	5,64	5,29	3,85
Er	2,15	3,40	2,78	3,45	2,73	2,19
Yb	2,00	3,19	2,69	3,00	2,24	1,89
Lu	-	-	0,43	0,45	0,34	-
(La/Sm) <sub>n</sub>	0,28	0,52	1,24	1,60	2,13	2,91
(La/Yb) <sub>n</sub>	0,24	0,52	1,26	2,68	6,05	7,22
Eu/Eu*	1,05	0,94	0,96	1,00	1,06	1,12
<sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr	0,70290				0,70360	0,70339
<sup>143</sup> Nd/ <sup>144</sup> Nd(1)	0,513155±30	0,513097±17	0,513046±21	0,513002±12	0,512945±20	0,512922±20
<sup>143</sup> Nd/ <sup>144</sup> Nd(2)	0,513141				0,512968	0,512948

Tableau B1: Teneurs en terres rares et compositions isotopiques de six basaltes de la Mer Rouge  
(1: composition isotopique obtenue avec le TSN206; 2: composition isotopique obtenue avec le MAT262)

	103-3	105-1	107-4	110-4	DR1-4	DR1-7	DR1-15	102-2	114-4	114-5	116-5	117-3	117-6	124-1	GH1	GH3	LG1	LG2	LG3
SiO2	46,10	48,71	47,34	49,93	49,43	49,81	49,49	45,25	43,65	45,47	45,48	44,01	41,33	45,49	45,50	46,24	46,01	47,09	46,76
TiO2	1,91	1,41	1,91	1,35	1,40	1,40	1,41	3,58	2,84	2,73	3,05	2,72	2,83	3,42	2,84	2,92	1,76	2,86	2,28
Al2O3	14,62	14,43	14,27	14,53	14,46	14,63	14,55	14,38	14,92	14,77	14,31	14,46	15,36	13,88	14,06	14,46	19,96	14,41	13,20
Fe2O3	11,70	12,38	14,33	12,32	12,33	12,41	12,41	15,52	14,25	14,27	15,2	13,86	14,01	14,91	13,25	13,21	8,47	12,80	13,46
MnO	0,18	0,18	0,22	0,20	0,20	0,20	0,21	0,21	0,32	0,25	0,21	0,18	0,17	0,2	0,19	0,19	0,12	0,18	0,21
MgO	7,62	7,67	6,69	7,80	7,67	7,76	7,67	7,87	7,51	7,78	7,9	8,81	8,07	8,55	8,26	7,89	5,57	7,26	6,21
CaO	11,30	11,31	11,10	11,37	11,31	11,37	11,39	10,42	11,43	11,10	10,22	10,44	11,38	10,23	10,61	10,69	13,18	12,21	12,22
Na2O	2,60	2,59	2,69	2,33	2,37	2,42	2,36	2,41	2,54	2,46	2,47	2,58	2,26	2,48	2,54	2,45	2,41	2,57	2,60
K2O	0,16	0,15	0,27	0,18	0,22	0,22	0,21	0,24	0,27	0,34	0,32	0,18	0,23	0,34	0,52	0,50	0,24	0,29	0,34
P2O5	0,34	0,14	0,23	0,14	0,15	0,15	0,15	0,28	0,60	0,51	0,42	0,45	0,61	0,41	0,35	0,35	0,15	0,24	0,30
L.O.I.	2,06	0,80	0,92	-0,31	-0,29	-0,26	-0,17	-0,62	0,83	-0,29	-0,42	1,49	3,07	0,61	0,83	0,65	0,91	0,06	2,09
total	98,59	99,77	99,97	99,84	99,25	100,11	99,68	99,54	99,06	99,39	99,16	99,18	99,32	100,52	98,95	99,49	98,78	99,97	99,67
Ba		30	33	46	47	53	48	65		102	93		60	88		180	67		155
Nb		10	12	10	10	10	10	19		28	23		23	21		21	11		19
Zr		82	113	81	87	85	85	141		219	172		170	146		161	91		133
Y		30	41	29	32	30	30	30		36	34		32	30		27	16		32
Sr		115	133	111	115	112	117	464		329	374		399	498		491	421		330
Pb		2,4	4,6	4,8	4,4	4,6	4,9	2,7		4,2	4,2		4,4	4		6,5	4,8		8,7
Co		48,6	51,8	49	48,9	48,6	49,2	55,6		49,7	54,8		20,2	53,7		46,6	28,8		47,3
Cr		168	131	200	187	196	188	272		243	286		228	401		328	143		29
Ni		101	57	111	103	107	102	147		111	139		122	168		137	59		37
V		364	457	353	354	356	355	430		341	372		373	390		353	211		377

Tableau B2: Compositions chimiques (majeurs et traces) obtenues par fluorescence X des laves échantillonnées pendant la campagne Cyaden. Tous ces basaltes proviennent de l'axe du Golfe de Tadjoura, exceptés les échantillons LG (Rift d'Asal) et GH (série initiale, Ghoubbet).

	B36-167	B35-157	115-10	B6-209	B6-214	B11-232	B11-234	B16-250
SiO2	51,11	57,29	50,06	47,03	47,88	47,13	46,98	46,22
TiO2	3,19	2,77	3,31	3,61	3,56	3,23	3,15	3,47
Al2O3	14,05	11,76	14,05	13,85	13,71	14,23	14,28	13,34
Fe2O3	13,74	12,77	13,23	16,62	16,49	15,32	15,13	15,37
MnO	0,24	0,12	0,18	0,26	0,25	0,21	0,21	0,19
MgO	3,95	2,23	4,19	4,83	4,91	5,92	6,22	5,62
CaO	7,92	5,80	8,47	9,61	9,58	10,87	10,97	9,91
Na2O	3,41	3,10	3,55	3,36	3,41	2,94	2,93	2,64
K2O	0,96	1,87	1,21	0,58	0,75	0,53	0,48	0,51
P2O5	0,55	0,47	0,54	0,63	0,63	0,34	0,33	0,42
L.O.I.	0,81	1,68	0,59	0,25	-0,32	-0,26	-0,28	1,40
total	99,93	99,86	99,38	100,63	100,85	100,46	100,40	99,09
mg	0,40	0,29	0,42	0,40	0,41	0,47	0,49	0,46
Nb	26	22		35	35	23	23	28
Zr	266	227		216	214	158	155	182
Y	45	32		48	47	29	29	34
Sr	493	584		391	387	428	432	378
Rb	36	20		7	9	7	5	4
Co	38	38		48	45	46	47	48
V	320	263		418	435	415	406	463
Ni	7	19		14	13	58	58	46
Cr	<1	17		17	7	142	137	129
Ba	498	596		281	275	230	229	232
Ga	24	16		24	24	22	22	22
Cu	23	24		54	54	146	119	148
Zn	128	98		128	125	105	100	117
Th	4	2		3	4	1	2	1
Pb	6	4		2	2	3	3	3

Tableau B3: Compositions chimiques (majeurs et traces) obtenues par fluorescence X des basaltes djiboutiens antérieurs à l'ouverture du Golfe. Série du Dalha (B6, B11, B16), des Mablars (115-10(?) et B36), et d'Adoléi (B35 est un basalte silicifié).

	nature	Cr	Co	Ni	Sc	Rb	Ba	Th	U	Ta	Zr	Hf	La	Eu	Tb
<b>Golfe de Tadjoura, axe actif</b>															
103-1gI	T-MORB	225	48,9	119	42,1	3,2	37,5	0,66	0,15	0,56	53	2,17	5,79	1,17	0,66
103-3	E-MORB	233	45,9	123	36,0	-	41,9	0,92	0,94	1,24	142	3,37	14,6	1,69	0,75
105-1	T-MORB	182	49,4	115	41,5	3,2	26,8	0,64	0,41	0,51	84	2,10	5,25	1,25	0,68
106-1gI	T-MORB	-	46,8	107	40,2	3,8	42,9	0,66	0,14	0,57	107	2,2	5,6	1,15	0,69
106-2	T-MORB	-	48,8	116	41,3	4,0	41,3	0,65	0,43	0,58	82	2,2	6,0	1,16	0,70
106-3	T-MORB	-	48,7	117	41,3	4,2	36,7	0,62	0,33	0,57	81	2,3	5,6	1,13	0,69
107-4	T-MORB	148	48,6	63	46,1	3,0	21,3	0,81	1,35	0,69	135	3,05	7,17	1,67	0,92
109-1	T-MORB	260	47,5	129	39,3	1,35	17,8	0,55	0,51	0,46	77	2,10	4,85	1,18	0,64
110-1	E-MORB	248	49,4	122	42,9	-	19,8	0,61	0,27	0,73	120	2,73	8,03	1,45	0,74
110-4	T-MORB	212	47,8	119	40,3	3,5	30,4	0,56	0,37	0,5	50	2,01	5,37	1,17	0,65
DR1-2	T-MORB	-	48,3	114	42,0	3,9	37,1	0,65	0,67	0,56	68	2,2	5,7	1,21	0,69
DR1-3	T-MORB	-	48,7	114	41,1	3,5	39,6	0,64	0,12	0,57	86	2,2	5,9	1,13	0,68
DR1-3gI	T-MORB	-	47,6	107	41,2	4,1	38,3	0,67	0,16	0,57	106	2,3	6,0	1,20	0,69
DR1-4	T-MORB	202	49,8	123	41,8	3,3	39,4	0,70	0,77	0,58	79	2,23	5,58	1,23	0,67
DR1-6	T-MORB	188	48,0	119	40,0	4,1	39,0	0,68	0,20	0,56	88	2,27	5,81	1,24	0,67
102-2	TB	218	56,6	172	36,1	1,2	65,1	0,36	0,14	1,25	171	3,74	10,5	2,11	0,84
113-2	TB	237	43,6	117	38,6	-	95,0	0,89	1,38	1,65	172	3,94	17,5	2,24	0,52
113-5	TB	214	39,0	102	28,6	4,8	68,3	0,65	3,38	0,90	120	2,34	9,50	1,24	0,52
114-1	TB	-	50,0	125	36,7	3,9	120	0,96	0,30	2,10	245	5,2	23,0	2,5	1,09
114-3	TB	222	49,8	114	37,9	4,4	103	0,95	0,46	2,19	234	5,26	23,4	3,01	1,09
114-4	TB	241	49,5	127	37,1	2,9	80,6	0,94	0,42	2,16	237	5,46	23,9	2,77	1,12
114-5	TB	248	51,1	137	36,4	3,9	102	0,85	0,35	2,07	251	5,13	22,7	2,70	1,04
115-9	TB	254	46,9	108	39,4	-	79,1	0,93	0,78	1,28	156	3,40	14,6	1,73	0,77
116-3	TB	149	51,3	110	36,9	3,6	102	0,67	0,22	2,00	244	5,18	20,1	2,71	1,08
116-4	TB	-	49,2	92	38,2	4,2	104	0,74	0,23	2,19	273	5,4	21,3	2,8	1,16
116-5	TB	-	55,2	156	35,2	2,7	84	0,58	0,24	1,66	215	4,2	15,2	2,2	0,95
117-3	TB	566	71,6	274	34,4	1,2	43,3	0,80	0,55	1,74	217	4,42	18,7	2,32	0,94
117-6	TB	212	46,6	132	35,1	2,3	64,0	0,76	2,08	1,61	200	4,04	17,5	2,38	0,88
117-9	TB	193	48,9	91	39,4	2,9	98,6	0,85	0,70	2,30	276	5,49	22,9	3,18	1,17
DR2-1	TB	197	51,6	113	38,3	3,3	109	0,84	0,30	2,19	281	5,75	25,0	2,63	1,12
119-2	TB	252	52,6	202	28,7	4,7	73,4	0,83	2,37	2,20	229	4,96	20,3	2,49	1,00
122-1	TB	-	42,6	104	40,3	3,8	165	1,00	0,28	2,57	309	5,7	27,9	3,0	1,25
124-1	TB	245	52,5	155	35,4	3,6	91,9	0,62	0,15	1,65	169	3,89	12,2	2,33	0,88
124-2	TB	-	50,7	120	36,7	2,8	108	0,66	0,12	2,06	166	4,1	15,8	2,55	1,05
124-3	TB	-	50,0	113	37,9	2,3	105	0,63	0,21	2,04	223	4,4	15,8	2,6	1,05
124-4	TB	193	50,2	114	36,6	2,3	94,5	0,66	0,26	1,72	168	4,05	12,3	2,45	0,90
124-5	TB	-	49,6	107	38,9	3,6	113	0,62	0,15	2,10	218	4,4	16,5	2,8	1,09

Tableau B4: Séries volcaniques djiboutiennes. Nouvelles analyses obtenues par activation neutronique (Analyste: J.L. Joron).  
(TB: basalte transitionnel; Qz-T: tholéite à quartz; Pl-TB: basalte transitionnel riche en plagioclases cumulatifs)

nature	Cr	Co	Ni	Sc	Rb	Ba	Th	U	Ta	Zr	Hf	La	Eu	Tb
<b>Rift d'Asal</b>														
120-1	-	48.5	169	32.6	4.3	188	0.83	0.19	1.65	178	4.1	16.9	2.2	0.85
127-1	130	30.6	69	23.4	4.7	51.9	0.77	4.48	0.52	53	1.50	6.16	0.86	0.38
LG1	-	34.5	73	28.2	2.3	78.0	0.46	0.18	0.73	104	2.0	6.4	1.2	0.47
LG2	229	47.4	92	43.4	3.7	97.4	0.68	0.19	1.15	136	3.21	9.62	1.93	0.74
LG3	7	47.3	43	38.4	7.3	146	1.19	0.49	1.31	134	3.38	13.8	1.86	0.81
<b>Série initiale</b>														
GH1	379	52.8	196	34.4	6.9	177	1.08	0.24	1.66	180	4.05	15.9	2.12	0.81
GH2	-	50.4	168	34.5	6.0	178	1.02	0.24	1.62	171	3.9	15.5	2.0	0.80
GH3	307	51	163	35.5	4.4	188	1.1	0.32	1.68	181	3.94	15.9	2.28	0.81
<b>Série du Dalha</b>														
B6-209	53	45.4	10.6	40.4	5.9	274	2.78	0.29	2.81	197	5.94	30.92	3.18	1.29
B6-214	50	45.4	11.3	40.8	8.3	258	2.84	0.56	2.74	226	6.18	29.95	3.07	1.26
B11-232	157	49.1	64	41.6	4.7	217	1.44	0.33	1.83	143	4.16	18.63	2.3	0.84
B11-234	158	50.8	69	42.7	3	212	1.53	0.32	1.79	123	4.05	18.65	2.31	0.83
B16-250	135	48.5	52	43.8	4.2	228	1.93	0.33	2.27	165	5.25	23.91	2.74	1.01
<b>Séries antérieures</b>														
B35-157	58	32	18	24.5	18.2	597	3.06	0.39	1.55	192	5.73	29.48	2.14	0.96
B36-167	38	36.5	2.8	31.1	31.5	492	4.44	0.68	1.89	298	7.37	34.7	3.21	1.24
115-10	2	35.2	20	29.4	16.1	583	3.53	0.76	1.87	319	7.16	33.4	3.01	1.15
<b>Etalon de reference</b>														
GSN	55	65	34	7.3	180	1380	40.8	7.74	2.81	250	6.5	70	1.6	0.54

Tableau B4 (suite): Séries volcaniques djiboutiennes. Nouvelles analyses obtenues par activation neutronique (Analyste: J.L. Joron). (TB: basalte transitionnel; Qz-T: tholéite à quartz; PI-TB: basalte transitionnel riche en plagioclases cumulatifs)

	Sr	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Gd	Dy	Er	Yb	Lu	(La/Yb) <sub>n</sub>	Eu/Eu*
<b>Golfe de Tadjoura</b>													
<b>zone 1</b>													
DR1-2		5,67	14,14	9,60	3,08	1,14	4,03	4,95	3,14	3,08	0,44	1,22	1,00
DR1-3		5,74	13,76	9,55	3,08	1,12	4,14	4,89	3,08	3,01	0,46	1,26	0,97
DR1-3gl		5,82	13,05	9,58	3,09	1,11	4,14	4,85	3,01	2,97	0,46	1,29	0,96
103-1gl		5,56	-	9,64	2,96	1,09	3,85	4,90	2,94	2,81	-	1,31	1,00
106-1gl		6,08	14,77	10,52	3,22	1,17	4,12	5,12	3,23	3,17	0,49	1,27	0,99
106-2		5,79	14,46	9,72	3,09	1,14	4,12	4,98	3,15	3,08	0,48	1,24	0,99
107-4		7,28	18,71	13,79	4,30	1,55	5,62	6,65	4,22	3,94	0,62	1,22	0,97
110-4		5,32	-	9,48	2,94	1,10	3,80	4,76	3,02	2,85	0,45	1,23	1,02
<b>site A3</b>													
A3D3	109,4	1,68	4,90	4,33	1,58	0,63	2,30	2,96	1,88	1,77	0,28	0,63	1,02
A3D19		2,76	7,44	5,88	1,97	0,80	2,86	3,64	2,42	2,30	-	0,79	1,04
<b>zone 2</b>													
102-2	435,3	10,06	27,72	20,39	5,52	2,03	5,83	5,66	2,98	2,47	0,37	2,69	1,11
102-2gl	426,8	10,21	27,66	20,41	5,45	2,04	5,84	5,64	2,98	2,50	0,38	2,70	1,12
114-1		24,76	59,96	33,58	7,86	2,61	7,84	7,49	4,01	3,50	0,52	4,67	1,03
114-5		22,63	53,49	32,31	7,46	2,47	7,50	7,04	3,78	3,02	0,48	4,95	1,02
116-4		22,51	55,92	33,16	7,92	2,73	8,20	7,74	4,14	3,60	0,53	4,13	1,05
116-5		16,81	42,65	26,95	6,63	2,33	6,97	6,57	3,54	3,17	0,47	3,50	1,06
117-6		16,99	42,07	26,01	6,58	2,15	6,21	5,83	3,10	2,61	-	4,30	1,04
<b>zone 4</b>													
124-1gl	492,7	12,12	32,54	23,49	6,02	2,26	6,30	5,95	3,05	2,53	0,38	3,16	1,13
124-2	486,8	17,75	43,93	30,14	7,46	2,69	7,43	6,80	3,51	2,85	-	4,11	1,12
124-2gl	486,9	16,34	42,40	30,07	7,37	2,67	7,56	6,74	3,50	2,80	0,42	3,85	1,10
124-3		16,71	43,62	29,98	7,22	2,59	7,38	6,85	3,52	3,02	0,43	3,65	1,10
124-5		16,97	44,36	29,67	7,46	2,71	7,66	7,03	3,56	3,04	0,45	3,69	1,11
<b>Rift d'Asal</b>													
120-1		16,74	41,50	26,37	6,17	2,23	6,33	5,30	2,63	2,12	0,31	5,21	1,10
LG1		6,98	17,68	11,86	3,05	1,18	3,21	3,15	1,77	1,44	-	3,20	1,16
7047	460,6	27,76	68,86	39,82	9,08	3,06	8,88	7,62	3,90	3,44	0,50	5,33	1,05
6870	359,9	15,54	38,24	23,36	5,38	1,88	5,31	4,65	2,72	2,31	0,35	4,44	1,09
6881	544,2	48,41	118,1	71,59	16,46	5,38	16,64	14,89	7,62	6,29	0,88	5,08	1,00
<b>séries initiales</b>													
GH3		15,74	38,48	24,09	5,69	2,03	5,68	5,28	2,71	2,21	0,33	4,70	1,10
TF715	329,2	13,58	32,30	20,41	5,32	1,81	5,40	5,15	2,83	2,40	0,37	3,74	1,04
TF746A	244,1	19,26	47,04	30,23	7,71	2,63	8,41	8,47	4,83	4,30	0,65	2,96	1,01
<b>série de Dalha</b>													
B6-214		29,57	66,67	38,56	8,72	2,96	8,78	8,08	4,27	3,58	0,55	5,45	1,04
B11-234		18,02	42,47	24,74	5,82	2,13	5,81	5,26	2,75	2,23	0,33	5,34	1,13
B16-250		22,41	51,45	30,11	6,93	2,45	6,89	6,15	3,22	2,63	0,40	5,63	1,10
<b>série des Mablàs</b>													
B36-167		33,76	75,44	41,37	9,08	2,99	8,81	7,66	3,97	3,28	0,48	6,80	1,03

Tableau B5: Teneurs en terres rares et en Sr (obtenues par dilution isotopique) des basaltes djiboutiens

	nature	$\delta^{18}O$	$\frac{87Sr}{86Sr}$	$\frac{143Nd}{144Nd}$
<b>Golfe de Tadjoura</b>				
<b>-axe actif</b>				
103-1gl	T-MORB	5,51±0,05	0,70315	0,513028±20 0,513052±29
103-3	basalte transitionnel			0,512966±17
105-1	T-MORB			0,513046±22
106-1gl	T-MORB	5,56±0,01	0,70312	0,512977±19
106-2	T-MORB			0,513011±15
107-4	T-MORB			0,513041±15
110-4	T-MORB	5,92±0,02	0,70319	0,513029±17
DR1-2	T-MORB			0,512975±21
DR1-3gl	T-MORB	5,47±0,05	0,70313	0,512970±24
DR1-3	T-MORB			0,513000±21
A3D3	N-MORB		0,70309	0,513052
A3D5	T-MORB			0,512974±21
A3D19	N-MORB			0,512966±17
102-2gl	basalte transitionnel	4,70±0,06	0,70353 0,70354	0,512912±16 0,512926±26
102-2	basalte transitionnel	4,97±0,02		
114-1	basalte transitionnel	5,45±0,02	0,70363	0,512927±17
114-5	basalte transitionnel	4,99±0,04	0,70359	0,512957±19
116-5	basalte transitionnel	5,39±0,02	0,70359	0,512894±17
116-4	basalte transitionnel	4,98±0,01	0,70375	0,512888±23
117-6	basalte transitionnel			0,512912±27
122-1	basalte transitionnel			0,512876±26
124-1gl	basalte transitionnel	4,75±0,03	0,70353	
124-2gl	basalte transitionnel	4,59±0,04	0,70354	0,512870±23
124-3	basalte transitionnel	4,83±0,06	0,70353	0,512883±12
124-5	basalte transitionnel	4,98±0,08	0,70356	0,512905±14
<b>-séries initiales</b>				
TF746A	basalte transitionnel	5,72±0,04	0,70378	
TF727	basalte transitionnel	5,31±0,07	0,70390	
TF717	basalte transitionnel	5,39±0,02	0,70382	
TF715	basalte transitionnel	5,17±0,01	0,70404	
GH2	basalte transitionnel			0,512923±17 0,512916±27
GH3	basalte transitionnel	5,82±0,01	0,70368	0,512924±13

Tableau B6: Compositions isotopiques des laves djiboutiennes

	nature	$\delta^{18}O$	$\frac{87Sr}{86Sr}$	$\frac{143Nd}{144Nd}$
<b>Asal</b>				
120-1	basalte transitionnel		0,70357	0,512872±29
LG1	basalte transitionnel		0,70365	0,512946±23
LG2	basalte transitionnel	5,38±0,04	0,70361	
LG3	basalte transitionnel			0,512936±19
6883	basalte transitionnel	5,98±0,02	0,70382	
S314	basalte transitionnel	5,62±0,05	0,70456	0,512887
			0,70455	
6881	Hawaïite	6,22±0,01	0,70374	
6942	basalte transitionnel	5,58±0,01	0,70359	
6890	basalte transitionnel	5,17±0,10	0,70391	
6897	basalte transitionnel	5,22±0,04	0,70372	
S108	basalte transitionnel	5,65±0,07	0,70375	
6870	basalte transitionnel	5,31±0,03	0,70399	
7043	basalte transitionnel	5,23±0,03	0,70375	
7047	basalte transitionnel	5,34±0,03	0,70386	0,512907±17
<b>Série de Dalha</b>				
B6-214	basalte transitionnel	5,64±0,10	0,70386	
B11-232	basalte transitionnel	5,42±0,05	0,70390	
B11-234	basalte transitionnel	5,32±0,07	0,70390	0,512846
B16-250	basalte transitionnel		0,70408	
<b>Séries antérieures</b>				
IR57b	basalte transitionnel		0,70376*	
IR61e	basalte transitionnel		0,70613*	
IR67f	Trachybasalte?		0,70386*	
IR69d	Trachybasalte		0,70429*	
IR73b	basalte transitionnel		0,70372*	
IR75d	basalte transitionnel		0,70406*	
B35-157	tholéiite à quartz?		0,70573*	
			0,70573*	
B36-167	tholéiite à quartz	8,37±0,08	0,70664	0,512611
115-10	tholéiite à quartz	7,98±0,10	0,70571	0,512618

Tableau B6 (suite): Compositions isotopiques des laves djiboutiennes (\* échantillon ayant subi un lessivage acide).

	nature	volcan	SiO2	Al2O3	Fe2O3	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	TiO2	P2O5	L.O.I.	total	Nb	Zr	Y	Sr	Pb	Co	V	Ni	Cr	Ba	Ga	Cu	Zn
CH50	B (PB)	HG	47,16	14,02	11,06	0,17	10,96	11,87	2,12	0,28	1,60	0,22	-0,09	99,37	19	113	24	229	7	48	263	252	684	81	16	102	77
C230	B (PB)	Tat'Ali	47,29	13,49	11,01	0,18	10,84	11,34	2,17	0,63	1,94	0,28	-0,12	99,05	32	150	23	331	16	48	280	257	846	179	16	93	79
CH49	B (PB)	HG	47,89	14,20	11,01	0,18	10,31	12,09	2,03	0,23	1,43	0,17	0,26	99,80	14	83	22	190	6	48	308	196	709	75	15	120	77
D12	B (PB)	AD	45,67	14,55	10,61	0,17	10,10	11,15	2,80	0,89	2,28	0,43	0,72	99,37	43	194	26	485	20	42	256	221	456	227	18	72	78
CH48	B (PB)	HG	48,55	15,06	11,47	0,18	8,35	12,44	2,22	0,26	1,69	0,19	-0,03	100,38	15	91	24	215	6	45	337	117	344	73	16	132	81
G65	B (B)	EA	48,24	14,66	12,87	0,19	7,99	10,05	2,86	0,60	2,39	0,37	-0,42	99,80	32	175	33	345	14	48	322	138	315	154	20	88	94
F98	B (B)	Alayta	47,20	15,85	11,71	0,18	7,97	11,50	2,36	0,42	1,74	0,19	0,30	99,42	19	129	21	390	9	47	276	99	63	147	19	134	85
CH46	B (B)	HG	47,98	15,64	10,59	0,17	7,12	12,34	2,68	0,56	2,17	0,33	0,50	100,08	30	160	26	362	13	39	289	92	202	158	19	97	81
CH47	B (B)	HG	47,44	14,23	14,22	0,21	7,08	10,10	2,90	0,63	2,96	0,44	-0,47	99,74	31	197	37	324	14	47	390	108	263	180	22	85	102
CH59	B (B)	HG	48,66	15,20	11,46	0,18	6,72	11,81	2,51	0,50	2,20	0,29	0,36	99,89	27	156	27	337	12	42	282	60	134	143	20	145	83
D139	B (B)	BA	47,79	16,63	10,85	0,17	6,69	12,06	2,45	0,45	1,86	0,24	0,11	99,30	23	141	22	347	12	41	261	81	147	117	19	110	79
D135A	B (B)	BA	49,28	15,97	10,78	0,17	6,56	12,14	2,50	0,49	1,88	0,27	-0,32	99,72	27	149	26	301	11	39	287	64	145	113	19	117	82
ER1	B (B)	EA	49,19	13,98	12,16	0,19	6,32	11,38	2,71	0,60	2,25	0,34	-0,13	98,99	32	172	33	286	13	40	352	52	115	135	19	141	94
C122	B (B)	EA	48,62	14,61	12,47	0,19	6,29	10,92	2,68	0,67	2,60	0,39	0,11	99,55	37	199	33	351	16	39	358	62	159	162	20	107	91
F64	B (B)	AB	48,09	13,56	13,02	0,20	6,28	11,36	2,66	0,72	2,87	0,43	0,18	99,37	41	213	35	381	16	41	371	54	79	192	21	135	95
D133A	B (B)	BA	47,68	15,38	10,46	0,17	6,26	12,52	2,48	0,54	2,00	0,31	1,29	99,09	29	164	27	351	13	34	256	67	182	142	18	100	81
F75	B (B)	AB	46,55	13,44	12,28	0,19	6,15	12,27	2,54	0,70	2,73	0,40	1,47	98,72	41	217	33	497	16	37	335	50	92	185	21	149	90
D155	B (B)	BA	47,49	17,35	10,51	0,17	5,89	12,23	2,68	0,59	2,27	0,42	-0,06	99,54	36	167	29	384	14	36	303	63	175	143	21	79	82
ER14	B (B)	EA	49,35	16,50	10,79	0,17	5,88	12,21	2,63	0,50	1,94	0,28	-0,59	99,66	28	153	27	311	12	37	283	51	149	120	17	128	83
C117A	B (B)	GA	49,01	12,89	14,65	0,23	5,81	10,51	2,66	0,57	3,03	0,47	-0,04	99,79	37	193	44	223	16	39	417	44	77	158	20	164	101
D150	B (B)	BA	48,39	16,56	11,37	0,19	5,80	11,32	2,93	0,68	2,51	0,51	-0,45	99,81	40	190	36	371	16	36	324	60	168	170	20	77	91
D149	B (B)	BA	48,57	16,59	11,33	0,19	5,74	11,33	2,92	0,68	2,50	0,51	-0,46	99,90	40	191	33	369	16	37	322	59	153	178	21	75	90
ER13	B (B)	EA	49,41	17,09	10,31	0,17	5,73	12,29	2,65	0,49	1,85	0,29	-0,54	99,74	27	150	27	316	12	37	285	51	104	114	19	112	82
CH28	B (B)	AD	49,55	14,15	13,47	0,21	5,68	10,38	3,03	0,63	2,72	0,41	-0,45	99,78	38	191	34	328	15	42	391	30	8	147	21	100	97
D154	B (B)	BA	48,13	17,07	10,87	0,18	5,66	11,49	2,92	0,65	2,39	0,50	0,04	99,90	37	181	32	376	15	34	308	60	152	164	20	68	86
C126	B (B)	EA	48,80	16,12	11,66	0,18	5,65	11,70	2,63	0,52	2,19	0,30	-0,40	99,35	28	162	28	332	12	38	321	48	97	140	20	130	83
CH22	B (B)	AD	50,56	13,97	13,68	0,22	5,40	9,86	3,20	0,58	2,60	0,39	-0,60	99,86	34	179	40	256	13	43	419	31	12	138	21	111	102
CH31	B (B)	AD	50,61	13,94	13,74	0,21	5,30	9,84	3,25	0,59	2,63	0,40	-0,44	100,07	34	180	40	259	13	43	419	27	16	140	21	123	102
CH30	B (AB)	AD	50,59	13,92	13,77	0,22	5,26	9,81	3,17	0,59	2,62	0,41	-0,37	99,99	35	179	39	254	13	43	423	30	16	142	20	110	105
F80	B (B)	AB	48,60	18,89	9,53	0,15	5,03	12,09	2,65	0,56	1,99	0,31	-0,09	99,71	30	165	23	479	12	32	255	57	75	140	21	118	76
G42	B (FB)	AD	50,57	13,70	13,63	0,22	4,98	9,53	3,17	0,64	2,71	0,43	-0,18	99,40	38	200	44	258	15	42	412	29	54	160	20	89	105
D156	B (B)	BA	47,15	16,18	11,10	0,17	4,56	12,23	2,49	0,51	2,13	0,31	2,04	98,87	29	168	29	319	12	35	270	33	17	135	20	140	83
CH26	B (B)	GA	50,17	18,32	10,90	0,17	4,14	11,42	2,99	0,37	1,76	0,26	-0,31	100,19	21	128	28	258	7	32	312	29	35	109	21	168	76
CH62	B (B)	HG	50,50	16,07	12,10	0,20	3,72	9,58	3,42	1,03	2,71	0,62	-0,23	99,72	53	301	52	368	24	32	279	26	45	246	24	59	116

Tableau B7: Compositions chimiques (majeurs et traces) obtenues par fluorescence X des laves de la Chaîne de l'Erta'Ale. (la légende est donnée page suivante).

	nature	volcan	SiO2	Al2O3	Fe2O3	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	TiO2	P2O5	LO.I.	total	Nb	Zr	Y	Sr	Pb	Co	V	Ni	Cr	Ba	Ga	Cu	Zn
CH58	TB (DT)	AB	49,90	13,24	14,65	0,23	3,86	8,32	3,33	1,37	3,69	0,83	0,03	99,45	75	367	57	386	34	36	348	17	20	292	25	158	126
CH33	TB (AB)	BA	50,90	13,48	14,18	0,23	4,43	8,69	3,46	0,71	3,01	0,56	-0,32	99,33	42	225	49	270	16	37	406	16	13	162	22	43	123
D135	TB (AB)	BA	51,29	13,84	13,20	0,22	3,71	8,07	3,88	1,06	3,23	0,75	0,00	99,25	58	310	55	355	24	32	337	8	<1	246	24	38	113
CH64	BTA (DT)	HG	52,45	12,82	15,13	0,27	2,88	6,91	3,85	1,71	2,75	1,15	-0,91	99,01	88	484	90	305	44	32	145	7	<1	377	26	46	166
D147	BTA (DT)	BA	56,38	14,48	11,16	0,25	2,47	5,76	4,83	1,41	2,04	0,80	-0,39	99,19	74	395	68	370	34	17	90	6	<1	352	25	<1	141
D67	TA (RT)	HG	58,86	13,06	11,79	0,23	1,61	4,61	4,38	2,72	1,89	0,61	-0,08	99,68	118	738	102	235	76	21	42	4	<1	540	27	68	148
D73	TA (DT)	HG	58,88	12,85	11,88	0,24	1,58	4,46	4,34	2,76	1,90	0,61	-0,48	99,02	119	756	105	231	79	19	44	5	<1	539	26	67	169
D144	TA (RT)	BA	60,67	13,20	10,20	0,24	1,56	3,99	4,95	2,21	1,70	0,54	-0,23	99,03	101	593	90	236	56	16	55	4	2	488	25	6	147
D138	TA (RT)	BA	61,08	13,38	10,07	0,24	1,49	3,93	5,02	2,17	1,66	0,51	-0,27	99,28	100	594	88	254	54	14	53	6	<1	515	28	8	149
CH57	TD (RT)	AB	62,98	13,63	8,81	0,17	1,08	3,68	4,34	3,02	1,22	0,33	0,14	99,40	106	713	80	227	84	15	27	5	<1	606	25	47	129
D98	TD (RT)	AB	63,06	13,60	8,77	0,17	1,08	3,71	4,33	3,01	1,21	0,34	0,14	99,42	105	718	80	231	85	14	27	6	3	617	26	48	126
D87	TD (R)	AB	65,63	14,14	6,96	0,18	0,81	2,87	4,91	3,01	0,85	0,20	-0,06	99,50	107	712	76	229	80	8	18	5	2	612	26	9	129
F47	TD (RT)	AD	68,37	13,54	5,16	0,15	0,74	2,37	5,49	2,36	0,77	0,15	0,37	99,47	101	668	85	146	60	6	18	5	5	476	24	<1	103
D83	TD (R)	AB	66,41	14,11	6,56	0,17	0,58	2,57	5,01	3,13	0,73	0,16	0,33	99,76	110	739	78	218	82	5	5	4	1	634	26	6	130
D146	TD (AR)	BA	67,61	13,74	5,84	0,16	0,52	2,05	5,90	2,47	0,68	0,13	0,30	99,40	100	706	77	150	59	8	4	5	1	526	25	<1	110
F56	R (HR)	AD	70,64	12,86	4,07	0,14	0,47	1,56	5,73	2,54	0,63	0,09	0,78	99,51	107	756	89	98	63	4	5	6	1	468	22	2	91
CH20	R (HR)	AD	70,68	13,04	4,04	0,14	0,39	1,52	5,56	2,67	0,56	0,07	0,50	99,17	107	757	90	96	69	6	5	4	<1	505	22	<1	95

Tableau B7 (suite): Compositions chimiques (majeurs et traces) obtenues par fluorescence X des laves de la Chaîne de l'Ert'Ale.

nature: nomenclature TAS (Lebas et al. 1986) et entre parenthèses, nomenclature de terrain (d'après Cheminée 1973). (TAS: basalte (B), trachybasalte (TB), trachyandésite basaltique (BTA) trachyandésite (TA), trachydacite (TD), rhyolite (R). d'après Cheminée (1973): basalte picritique (PB), basalte (B), ferrobasalte (FB), basalte à andésine (AB), trachyte sombre (DT), trachyte rhyolitique (RT), rhyolite (R), rhyolite alcaline (AR), rhyolite hyperalcaline (HR).

Volcan: Ale Bagu (AB), Alu-Dalafilla (AD), Borale'Ale (BA), Ert'Ale (EA), Gada'Ale (GA), Hayli Gub (HG).

	Hf	Ta	U	Th	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Er	Yb	Lu	(La/Yb)n	Eu/Eu*
CH49	ID	2,27	0,87	0,28	0,88	8,65	19,93	3,23	1,16	3,61	-	3,92	2,28	2,02	0,30	2,82	1,05
	INAA				8,15	20	12,32	3,10			0,58			2,01		2,68	
CH48	ID	2,50	0,96	0,37	0,90	9,24	21,9	3,45	1,26	3,89	-	4,24	2,44	2,13	0,33	2,86	1,06
	INAA				9,03	22	13,1	3,49			0,65			2,20		2,71	
CH50	ID	3,09	1,31	0,28	1,24	11,73	27,36	3,67	1,28	3,91	-	3,91	2,18	1,88	0,29	4,12	1,04
	INAA				12,31	30	15,37	3,88			0,69			2,13		3,82	
CH26	ID	3,35	1,62	0,43	1,69	15,92	35,02	4,47	1,56	4,73	-	4,82	2,76	2,45	0,38	4,29	1,05
	INAA				16,06	35	19,31	4,18			0,72			2,21		4,80	
G42	ID	5,56	2,89	1,11	3,38	26,28	59,33	7,07	2,24	7,02	-	6,89	3,92	3,42	0,52	5,07	0,98
	INAA				25,81	60	31,4	6,82			1,09			3,29		5,18	
CH47	ID	5,51	2,53	0,71	2,28	24,01	55,72	7,01	2,37	6,93	-	6,64	3,59	3,05	0,47	5,20	1,05
	INAA				25,89	58	30,78	7,84			1,07			3,00		5,70	
D139	ID	3,61	1,76	0,54	1,98	17,92	39,83	4,73	1,6	4,63	-	4,33	2,3	1,92	0,29	6,16	1,06
	INAA				17,96	40	21,42	4,61			0,67			1,94		6,11	
C126	ID	4,23	2,10	0,73	2,33	22,43	48,6	5,69	1,91	5,63	-	5,21	2,76	2,34	0,35	6,33	1,04
	INAA				20,85	46	25,75	5,30			0,80			2,28		6,04	
D156	ID	4,38	2,23	0,69	2,76	23,23	50,29	5,78	1,87	5,64	-	5,27	2,85	2,42	0,36	6,34	1,01
	INAA				22,6	48	26,23	5,73			0,81			2,29		6,52	
ER13	ID	3,94	2,02	0,61	2,27	19,48	41,29	4,79	1,6	4,66	-	4,38	2,33	2,02	0,31	6,37	1,05
	INAA				19,74	48	21,74	4,87			0,75			2,18		5,98	
C122	ID	5,53	2,96	1,01	3,42	28,91	63,93	6,85	2,21	6,49	-	5,82	3,01	2,55	0,39	7,49	1,02
	INAA				29,85	65	32,64	6,78			0,94			2,46		8,01	
F80	ID	4,28	2,44	0,86	2,77	24,97	53,83	5,40	1,84	4,89	-	4,27	2,18	1,80	0,27	9,16	1,11
	INAA				24,44	55	26,63	5,33			0,72			1,80		8,97	
F75	INAA	5,72	3,32	1,17	3,81	32,43	69	7,44			0,96			2,39		8,96	
D12	ID	4,91	3,50	1,05	3,83	30,03	61,98	5,85	1,89	5,21	-	4,45	2,28	1,90	0,29	10,44	1,06
	INAA				30,95	62	29,7	5,92			0,78			2,05		9,97	
D135	ID					47,49	104,3	11,04	3,35	10,62	-	9,5	4,88	4,22	0,65	7,43	0,96
CH58	ID					59,55	134,9	12,75	3,77	11,43	-	9,9	5,1	4,25	0,65	9,25	0,96
D67	ID				98	-	95,49	17,72	4,66	16,33	-	16,99	9,35	8,24	1,31	7,85	0,85
F56	ID				76,7	158,3	69,27	13,82	2,88	12,60	-	13,47	8,22	7,97	1,29	6,35	0,67

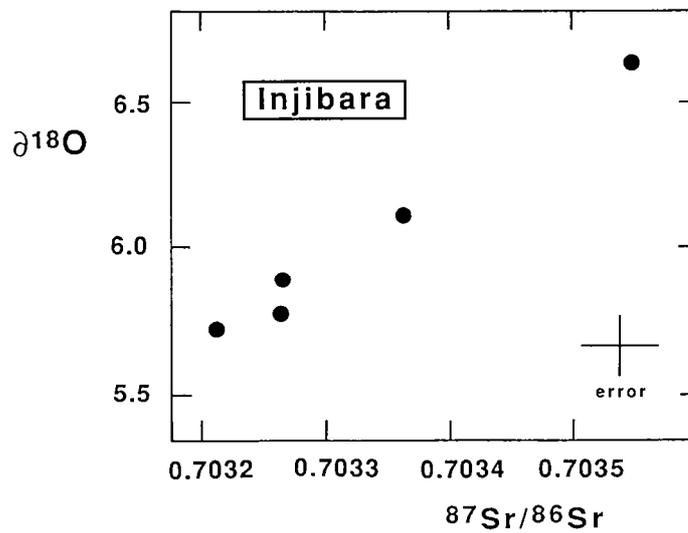
Tableau B8: teneurs en terres rares et en Th, Ta, U et Hf (obtenues par dilution isotopique et activation neutronique) des laves de la Chaîne de l'Erta'Ale (Ethiopie)

	$\delta^{18}\text{O}$	$\frac{87\text{Sr}}{86\text{Sr}}$	$\frac{143\text{Nd}}{144\text{Nd}}$
CH50	+5,54 ± 0,07	0,70360	0,512972
C230	+5,88 ± 0,02		
C230 (Ol)	+5,10 ± 0,01		
CH49	+5,56 ± 0,14	0,70353	0,512990
D12	+5,40 ± 0,09	0,70366	0,512883
CH48	+5,63 ± 0,08	0,70362	0,512969
CH47	+5,27 ± 0,01	0,70362	0,512935
		0,70361	
D139		0,70368	0,512924
ER1	+5,71 ± 0,01		
C122		0,70371	0,512895
ER13 (gl)	+5,44 ± 0,04	0,70354	0,512918
ER13 (pl)	+5,64 ± 0,02		
CH28	+5,77 ± 0,09		
C126		0,70358	0,512916
CH22	+5,54 ± 0,08		
F80		0,70367	0,512875
G42	+5,82 ± 0,07	0,70378	0,512910
D156		0,70363	0,512928
CH26		0,70359	0,512905
CH58	+5,96 ± 0,10	0,70369	0,512883
CH33	+6,09 ± 0,10		
D135	+6,32 ± 0,12	0,70374	0,512916
CH64	+5,60 ± 0,06	0,70357	
D147	+6,10 ± 0,13		
D67	+5,83 ± 0,10	0,70355	0,512916
D73	+5,63 ± 0,11		
D144	+5,72 ± 0,02	0,70368	
D138	+5,68 ± 0,13		
CH57	+5,19 ± 0,07	0,70366	
CH57 (pl)	+5,05 ± 0,02		
D98	+5,35 ± 0,01	0,70377	
D87	+5,68 ± 0,13		
F47	+6,46 ± 0,10		
D83	+5,61 ± 0,05		
D146	+6,37 ± 0,05	0,70383	
F56	+6,25 ± 0,02	0,70388	0,512902
CH20	+6,42 ± 0,01		

Tableau B9: compositions isotopiques des laves de l'Erta'Ale.

	nature	$\delta^{18}\text{O}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
IJ71	basalte alcalin	$+5,78 \pm 0,05$	0,70326
IJ14	basalte alcalin	$+5,90 \pm 0,11$	0,70327
IJ48	basalte alcalin	$+5,73 \pm 0,11$	0,70321
IJ37	basalte alcalin	$+6,12 \pm 0,05$	0,70336
IJ43	hawaïite	$+6,64 \pm 0,07$	0,70355

Tableau B10: Compositions isotopiques du Sr et de l'O des laves récentes d'Injibara (Plateau Ethiopeien, Sud du Lac Tana).



	SiO2	Al2O3	Fe2O3	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	TiO2	P2O5	LOI	total	Nb	Zr	Y	Sr	Rb	Co	V	Ni	Cr	Ba	Ca
SAH10-27	45,26	15,60	12,04	0,17	8,86	9,35	2,30	0,70	1,91	0,26	3,83	100,28	20	129	22	384	11	51	217	205	326	176	20
SAH10-40	44,52	13,60	12,19	0,17	12,64	8,57	2,60	0,68	1,50	0,22	2,54	99,23	17	105	19	347	10	68	186	405	518	142	15
SAH10-53	46,07	15,18	12,15	0,16	9,97	9,29	2,62	0,58	1,30	0,20	2,15	99,67	15	113	24	316	28	54	208	312	413	134	18
SAH13-44	45,20	14,89	11,57	0,16	10,80	7,84	2,29	0,37	1,32	0,16	5,19	99,79	12	80	18	228	5	63	214	245	445	101	18
SAH13-78	45,10	14,41	12,32	0,17	10,89	9,10	2,34	0,74	1,47	0,20	3,24	99,98	17	93	18	445	13	59	187	309	339	188	15
SAH13-80	45,07	14,62	12,06	0,17	10,63	9,10	2,26	0,65	1,57	0,20	3,25	99,58	18	97	19	410	11	56	211	265	335	179	18
SAH17-21	46,43	13,78	13,40	0,19	13,26	8,66	2,83	0,55	1,55	0,19	-0,31	100,53	17	103	19	358	8	67	188	449	428	128	17
SAH17-87	44,02	13,49	12,66	0,18	12,93	8,96	1,78	0,65	1,29	0,16	3,19	99,31	16	83	17	346	11	71	198	372	480	147	14
SAH20-27	46,23	14,77	12,20	0,18	10,80	9,70	2,93	0,59	1,41	0,25	0,29	99,35	18	104	20	390	8	56	208	323	442	143	18
SAH20-109	44,37	14,56	11,98	0,17	9,10	8,47	2,30	1,19	1,79	0,34	5,06	99,33	25	186	18	793	18	54	197	236	316	208	15
SAH20-122	46,32	15,41	11,40	0,17	9,38	8,79	2,41	0,45	1,39	0,20	3,43	99,35	16	102	20	374	6	54	234	195	344	163	19
SAH21-146	46,54	15,59	11,67	0,16	9,64	8,87	2,44	0,67	1,56	0,21	2,48	99,83	15	103	18	346	12	52	185	205	314	142	18
SAH21-117	45,15	15,36	11,76	0,16	9,82	8,62	1,99	0,71	1,56	0,19	4,03	99,35	19	100	20	634	14	50	234	223	314	802	16
JCB203	43,35	15,21	12,31	0,16	8,08	9,51	3,22	2,10	3,38	0,42	1,52	99,26	54	260	29	734	36	44	229	99	148	300	21
JCB204	43,23	15,09	12,82	0,17	9,53	9,76	2,89	1,64	3,23	0,37	0,59	99,32	40	182	23	741	26	52	246	134	203	271	18
JCB205	45,31	17,46	11,65	0,17	5,17	11,10	3,63	1,32	2,71	0,44	0,72	99,68	32	183	30	704	23	32	231	41	88	392	21
JCB206	45,28	17,64	11,35	0,17	5,00	11,32	3,61	1,51	2,59	0,45	1,07	99,99	34	179	30	683	25	38	243	34	74	285	20
JCB207	47,27	16,01	12,66	0,18	8,46	10,63	2,89	0,38	1,68	0,19	-0,36	99,99	52	213	27	732	25	45	252	85	118	340	19

Tableau B11: Compositions chimiques (majeurs et traces) obtenues par fluorescence X des basaltes de Harrat Rahat (Arabie Saoudite)

	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	TiO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	LOI	total	Nb	Zr	Y	Sr	Rb	Co	Cr	V	Ni	Ba	Ga
JCB400	47,27	16,01	12,66	0,18	8,46	10,63	2,89	0,38	1,68	0,19	-0,36	99,99	11	111	21	385	6	50	212	233	134	134	20
JCB410	47,58	15,52	12,45	0,18	9,70	9,60	3,02	0,56	1,67	0,22	-0,27	100,23	15	138	24	367	9	57	397	223	246	141	19
JCB415	47,80	16,55	12,34	0,19	5,42	8,27	4,34	1,24	2,19	0,55	0,53	99,42	25	264	34	589	15	41	24	176	42	275	23
JCB419	47,28	16,38	11,79	0,17	8,08	10,59	3,07	0,53	1,80	0,27	-0,15	99,81	15	147	23	460	7	46	246	224	86	152	20
JCB420	48,23	16,38	11,73	0,17	8,01	10,16	3,10	0,59	1,65	0,24	-0,25	100,01	16	153	24	405	7	48	274	236	98	148	19
JCB421	47,41	15,40	12,26	0,18	9,80	10,22	2,99	0,53	1,73	0,26	-0,12	100,66	16	133	23	360	8	55	373	248	262	125	20
JCB422	47,49	15,55	11,98	0,18	8,91	10,91	2,83	0,39	1,57	0,20	-0,15	99,86	10	117	25	370	5	51	335	252	124	151	18
JCB423	48,86	16,32	12,71	0,20	5,01	7,78	4,74	1,29	2,14	0,59	0,14	99,78	31	319	37	509	16	37	109	166	53	263	23
JCB424	47,08	16,46	14,11	0,20	4,96	8,18	4,31	1,16	3,22	0,58	-0,30	99,96	31	260	35	625	18	42	30	277	28	200	23
JCB426	47,92	15,40	12,64	0,18	7,94	10,60	3,16	0,63	1,99	0,32	-0,56	100,22	19	147	24	410	8	50	296	282	107	142	22
JCB427	47,62	16,84	12,03	0,17	6,88	10,46	3,40	0,72	2,02	0,33	-0,40	100,07	21	157	24	476	11	48	94	271	83	145	21
JCB431	46,62	15,98	12,53	0,18	8,11	10,73	2,81	0,35	1,67	0,21	0,03	99,22	11	105	22	394	4	51	215	249	122	165	19
JCB443	48,81	16,68	12,16	0,20	3,93	7,60	4,89	1,47	2,33	0,89	0,41	99,37	32	276	40	618	23	32	39	153	30	353	22
JCB449	48,25	15,60	14,11	0,23	4,28	7,03	4,79	1,46	3,23	0,85	-0,49	99,34	35	319	43	606	20	34	12	199	10	302	24
JCB453	47,45	16,19	11,98	0,18	6,76	8,87	4,03	1,02	2,22	0,51	0,40	99,61	27	272	30	580	13	40	211	203	107	205	21
JCB458	42,86	14,56	12,45	0,18	9,15	9,65	3,98	0,84	3,07	0,61	1,71	99,06	64	240	26	834	16	48	216	226	143	425	20
JCB464	44,56	15,67	11,37	0,17	8,88	12,08	2,68	0,57	1,81	0,23	1,28	99,30	23	130	24	423	11	48	277	214	188	167	18
JCB465	46,74	16,48	11,40	0,18	7,43	8,03	3,38	0,69	2,10	0,45	2,38	99,26	24	271	32	460	13	46	193	148	111	174	19
JCB466	45,12	16,20	14,96	0,22	5,99	8,03	3,32	0,66	3,10	0,47	1,68	99,75	20	230	43	663	8	51	26	211	37	173	20
JCB467	44,03	15,04	12,86	0,19	8,98	10,34	3,47	1,32	2,85	0,37	0,48	99,93	43	162	25	574	20	52	255	230	176	284	19
JCB468	42,74	14,70	12,58	0,17	8,51	9,66	3,27	1,91	3,27	0,51	2,12	99,44	65	229	26	773	37	47	188	240	130	379	20
JCB470	46,98	14,61	13,42	0,19	11,21	9,15	2,69	0,46	1,53	0,18	-0,37	100,05	11	105	19	317	7	63	446	206	304	122	18
JCB471	45,92	14,52	13,83	0,19	11,40	9,29	2,51	0,49	1,59	0,17	0,17	100,08	12	106	19	312	7	59	400	192	304	123	19
JCB473	42,71	13,81	12,28	0,19	9,53	12,32	3,04	0,87	2,23	0,47	2,13	99,58	36	190	23	620	15	55	447	213	285	280	18
JCB477	44,80	14,49	11,28	0,19	11,85	10,43	3,60	0,94	1,47	0,57	0,02	99,64	49	190	26	734	20	51	397	207	347	380	16
JCB478	43,19	15,09	12,23	0,18	8,58	10,48	3,79	0,88	2,97	0,57	1,65	99,61	65	219	25	821	22	44	206	256	131	376	20
JCB479	41,96	13,60	12,68	0,18	10,14	11,12	3,26	1,49	2,78	0,54	1,69	99,44	57	208	24	704	27	51	306	221	246	353	19
JCB480	42,66	14,16	12,68	0,18	8,73	10,97	3,16	1,16	2,93	0,56	2,53	99,72	62	234	26	934	32	48	244	211	158	392	20
JCB481	44,48	14,31	13,26	0,19	11,15	9,83	2,96	0,85	2,24	0,27	0,03	99,57	25	105	20	471	11	59	405	231	253	222	18
JCB484	44,29	15,63	12,23	0,17	7,73	10,77	2,75	1,06	2,58	0,29	2,25	99,75	34	130	23	587	16	45	141	208	96	282	19
JCB494	46,90	15,31	12,10	0,17	9,29	9,13	3,74	1,08	2,27	0,46	-0,24	100,21	32	211	23	594	15	53	379	241	222	204	20
JCB495	45,56	14,88	12,96	0,18	11,36	9,87	2,51	0,45	1,71	0,19	-0,04	99,63	13	101	21	373	7	59	410	215	316	139	18
JCB496	47,01	15,53	11,70	0,17	8,03	9,63	3,75	1,08	2,18	0,45	-0,50	99,03	33	214	24	590	17	49	287	235	149	225	21

Tableau B12: Compositions chimiques (majeurs et traces) obtenues par fluorescence X des laves de Harrat Khaybar (Arabie Saoudite)

	SiO2	Al2O3	Fe2O3	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	TiO2	P2O5	LOI	total	Nb	Zr	Y	Sr	Pb	Co	Cr	V	Ni	Ba	Ga
JCB498	47,46	15,71	12,54	0,18	7,60	10,43	3,06	0,58	1,91	0,26	0,00	99,73	15	134	24	400	9	45	184	254	94	158	19
JCB499	45,66	15,67	12,03	0,17	9,80	11,15	2,82	0,38	1,83	0,27	0,00	99,78	14	132	24	428	5	52	357	258	212	96	18
JCB502	48,16	16,11	11,09	0,17	8,04	10,55	3,15	0,71	1,58	0,29	-0,28	99,57	23	157	24	447	14	45	259	233	125	228	19
JCB503	47,65	16,64	10,63	0,17	6,51	7,71	5,14	1,70	2,18	0,97	-0,21	99,09	70	355	35	1045	39	37	173	169	106	485	18
JCB506	47,29	15,68	10,55	0,17	9,23	8,52	4,36	1,25	1,79	0,71	0,07	99,62	52	282	30	868	27	44	298	194	235	418	18
JCB507	46,37	15,34	11,15	0,18	9,60	7,35	4,77	1,48	2,22	0,88	-0,02	99,32	63	350	32	998	32	48	326	179	279	400	18
500	45,63	15,53	12,18	0,18	6,79	9,39	3,64	1,04	2,37	0,52	1,86	99,13	30	237	30	681	12	45	243	197	147	285	20
JCB511	54,55	16,21	11,39	0,26	1,55	4,30	6,35	2,72	1,32	0,65	0,10	99,40	45	426	53	404	31	14	7	13	6	825	26
252	62,15	17,04	5,65	0,16	0,11	1,41	6,95	5,24	0,25	0,07	0,30	99,33	90	969	65	38	76	3	5	2	<1	96	34
253	61,51	17,19	5,59	0,16	0,21	1,67	6,61	5,32	0,31	0,09	0,49	99,15	75	828	55	52	66	5	2	<1	4	246	31
255	71,96	10,95	2,90	0,06	0,00	0,53	5,88	3,90	0,10	0,02	2,72	99,02	271	2319	216	14	286	3	1	<1	7	6	52
256	60,60	17,36	4,97	0,18	0,09	1,49	7,78	4,64	0,07	0,04	2,06	99,28	159	2050	102	43	115	6	2	<1	6	7	48
260	60,93	17,41	6,47	0,19	0,34	2,18	6,39	4,62	0,43	0,16	0,46	99,58	50	560	40	183	43	6	3	<1	3	656	27
429	71,15	11,42	3,71	0,10	0,11	1,08	5,85	3,99	0,13	0,03	1,49	99,06	283	2330	206	45	241	4	1	1	8	46	53
432	73,39	11,06	3,45	0,10	0,06	0,40	5,76	3,89	0,12	0,02	0,86	99,11	327	2636	232	13	268	3	2	<1	8	8	55
456	60,42	18,00	6,20	0,17	0,52	2,85	6,66	3,78	0,57	0,22	0,20	99,59	44	460	34	328	39	5	3	5	5	730	25
512	61,46	17,13	4,58	0,17	0,08	1,06	7,98	4,68	0,05	0,03	1,79	99,01	178	2121	124	30	126	5	5	<1	6	<1	51
444	62,53	14,06	6,61	0,26	0,04	1,40	7,65	4,28	0,09	0,06	2,09	99,07	382	3956	255	168	156	5	<1	<1	9	47	70

Tableau B12 (suite): Compositions chimiques (majeurs et traces) des laves de Harrat Khaybar (Arabie Saoudite)

- N°23 - A. CHAUVIN** - Intensité du champ magnétique terrestre en période stable de transition, enregistrée par des séquences de coulées volcaniques du quaternaire. 217 p., 100 fig., 13 tab. (1989). 100F.
- N°24 - J.P. VUICHARD** - La marge austroalpine durant la collision alpine : évolution tectonométamorphique de la zone de Sesia-Lanzo. 307 p., 143 fig., 26 tab., 6 pl. hors-texte. (1989). 170F.
- N°25 - C. GUERROT** - Archéen et Protérozoïque dans la chaîne hercynienne ouest-européenne : géochimie isotopique (Sr-Nd-Pb) et géochronologie U-Pb sur zircons. 180 p., 68 fig., 29 tab., 1 pl. (1989) 90F.
- N°26 - J.L. LAGARDE** - Granites tardi carbonifères et déformation crustale. L'exemple de la Méséta marocaine. 353 p., 244 fig., 15 pl. (1989) 210F.
- N°27 - Ph. BARDY** - L'orogène cadomien dans le Nord-Est du Massif Armoricaïn et en Manche Occidentale. Etude tectonométamorphique et géophysique. 395 p., 142 fig., 7 tab., 1 pl. hors-texte. (1989). 175F.
- N°28 - D. GAPAIS** - Les Orthogneiss : Structures, mécanismes de déformation et analyse cinématique. 377 p., 184 fig., 3 tab., (1989). 275F.
- N°29 - E. LE GOFF** - Conditions pression-température de la déformation dans les orthogneiss : Modèle thermodynamique et exemples naturels. 321 p., 146 fig., 42 tab. (1989). 150F.
- N°30 - D. KHATTACH** - Paléomagnétisme de formations paléozoïques du Maroc. 220 p., 97 fig., 35 tab., (1989). 100F.

- N°31 - A. HAIDER - Géologie de la formation ferrifère précambrienne et du complexe granulitique encaissant de Buur (Sud de la Somalie). Implications sur l'évolution crustale du socle de Buur. 215 p., 18 fig., 42 tab., 7 pl. (1989). 130 F.
- N°32 - T. DANIEL - Traitement numérique d'image appliqué à l'analyse texturale de roches déformées. 186 p., 121 fig., 4 tab., (1989). 210 F.
- N°33 - C. LECUYER - Hydrothermalisme fossile dans une paléocroûte océanique associée à un centre d'expansion lent : Le complexe ophiolitique de Trinity (N. Californie, U.S.A). 342 p., 109 fig., 73 tab., (1989). 200 F.
- N°34 - P. RICHARD - Champs de failles au dessus d'un décrochement de socle: modélisation expérimentale. 382 p., 137 fig., (1989). 400 F.
- N°35 - J. de BREMOND d'ARS - Estimation des propriétés rhéologiques des magmas par l'étude des instabilités gravitaires. Pétrologie du complexe plutonique lité de Guernesey. 370 p., 128 fig., 64 tabl., (1989). 180 F.
- N°36 - A. LE CLEAC'H - Contribution à l'étude des propriétés physiques des minéraux à haute pression : Spectroscopie et calcul des grandeurs thermodynamiques de la lawsonite, des épidotes et des polymorphes de SiO<sub>2</sub>. 190 p., 72 fig., 37 tabl., (1989). 100 F.
- N°37 - O. MERLE - Cinématique des nappes superficielles et profondes dans une chaîne de collision. 280 p., 165 fig., 3 tabl., (1990). 160F.
- N°38 - P. ALLEMAND - Approche expérimentale de la mécanique du rifting continental. 205 p., 106 fig., 13 tabl., (1990). 160F.

- N°39 - Ch. BASILE - Analyse structurale et modélisation analogique d'une marge transformante : l'exemple de la marge de Côte-d'Ivoire - Ghana. 230 p., 161 fig., 7 tabl., (1990). 130F.
- N°40 - M. AUDIBERT - Déformation discontinue et rotations de blocs. Méthodes numériques de restauration. Application à la Galilée. 250 p., 80 fig., 5 tabl., (1991). 150F.
- N°41 - G. RUFFET - Paléomagnétisme et  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  : étude combinée sur des intrusions Précambriennes et Paléozoïques du Trégor. (Massif Armoricaïn) . 261 p., 80 fig., 19 tabl., (1991). 120F.
- N°42 - P. SUZANNE - Extrusion latérale de l'Anatolie : Géométrie et mécanisme de la fracturation. 262 p., 100 fig., 12 pl., 5 tabl., (1991). 210F.
- N°43 - G. FIQUET - Propriétés thermodynamiques de minéraux du manteau supérieur. Calorimétrie à haute température et spectroscopie Raman à haute pression et haute température. 274 p., 101 fig., 53 tabl., (1991). 130F.
- N°44 - J. MARTINOD - Instabilités périodiques de la lithosphère (Flambage, Boudinage en compression et en extension). 283 p., 117 fig., 3 tabl., 2 pl. couleur., (1991). 170F.
- N°45 - M.O. BESLIER - Formation des marges passives et remontée du manteau: Modélisation expérimentale et exemple de la marge de la Galice. 257 p., 86 fig., 5 tab., 2 pl. noir/blanc, 2 Pl. couleur., (1911). 180F.
- N°46 - J.B.L. FRANCOLIN - Analyse structurale du Bassin du Rio Do Peixe. (Brésil), 250 p., 83 fig., 3 tab., 9 pl. couleur, (1992). 300F.

**N° 47 - S. TOURPIN** - Perte des mémoires isotopiques (Nd, Sr, O) et géochimiques (REE) primaires des komatiites au cours métamorphique : exemple de la Finlande Orientale. 185 p., 53 fig., 23 tabl., (1992). **100F.**

**N° 48 - J.A. BARRAT** - Genèse des magmas associés à l'ouverture d'un domaine océanique : Géochimie des laves du Nord-Est de l'Afrique (Mer Rouge - Afar) et d'Arabie. 175 p., 47 fig., 23 tabl., (1992). **100F.**



## BON DE COMMANDE

à retourner à : Mme FALAISE

Centre Armoricaïn d'Etude Structurale des Socles

Mémoires et Documents du CAESS

Université de Rennes I - Campus de Beaulieu

35042 - RENNES Cédex (France)

Tél : 99.28.60.80 Fax : 99.28.67.80

NOM .....

ORGANISME .....

ADRESSE .....

Veillez me faire parvenir les ouvrages suivants :

N°	Auteur	Nb exemplaires	P.U.	Total
Frais d'envoi : 20,00F par volume			Total	
par volume supplémentaire : 5,00 F			Frais d'envoi	
			Montant total	

Veillez établir votre chèque au nom de Monsieur l'Agent Comptable  
de l'Université de Rennes I et le joindre à votre bon de commande.

Vertical text or artifacts along the right edge of the page, possibly a page number or header.

**Imprimé au CAESS**

**Dépot Légal**

**4ème trimestre 1992**

## RESUME

L'existence d'un point chaud localisé en Afar est confirmée. Principalement deux composants mantelliques interviennent dans la genèse des laves du Sud de la Mer Rouge et d'Afar : un manteau appauvri en LREE et une source présentant des caractéristiques du pôle HIMU. Certains basaltes des plateaux éthiopiens et d'Afar (en particulier ceux émis avant l'ouverture du Golfe de Tadjoura) sont contaminés par la croûte continentale. Les résultats analytiques présentés ici, suggèrent que certains basaltes djiboutiens récents et des laves acides d'Afar sont contaminés par des gabbros hydrothermalisés. A aucun moment ne sont émis de façon massive des basaltes aux caractéristiques attribuables au manteau lithosphérique.

Les basaltes d'Arabie ne peuvent pas être intégrés de façon simple au modèle de point chaud unique associé à l'ouverture de la Mer Rouge. L'existence d'un autre point chaud localisé au Nord de Djeddah est une hypothèse à envisager.

### Mots clés:

Basaltes, hétérogénéités, contamination crustale, manteau lithosphérique, géochimie isotopique, éléments en traces, Afar, Golfe de Tadjoura.