

MICHEL TREUIL - JEAN LOUIS JORON (*)

UTILISATION DES ELEMENTS HYGROMAGMATOPHILES POUR LA SIMPLIFICATION DE LA MODELISATION QUANTITATIVE DES PROCESSUS MAGMATIQUES. EXEMPLES DE L'AFAR ET DE LA DORSALE MEDIOATLANTIQUE

Introduction

Nous reportons dans ce travail les premiers résultats de l'étude géochimique des principales unités volcanologiques de l'Afar que nous avons entreprise dans le cadre de la RCP 180 du CNRS (France) et du CNR (Italie).

Les résultats concernent une trentaine d'éléments appartenant aux principales familles géochimiques, qui ont été dosés dans des échantillons de roches aphyriques représentatifs des liquides magmatiques. Les dosages ont été effectués par activation neutronique en utilisant des méthodes purement instrumentales en irradiant par des neutrons thermiques (Réacteur EL3, Saclay) et par des neutrons épithermiques (échantillons placés dans des containers en cadmium à l'intérieur du réacteur Osiris, Saclay), Chayla et al. (1973) et des méthodes faisant appel à des séparations chimiques simples; Treuil et al. (1973).

Les premiers résultats nous ont permis de préciser le comportement remarquable dans les séries différenciées des éléments incompatibles et hygromagmatophiles (Rb, Cs, lanthanides, U, Th, Zr, Hf, Ta). Les propriétés géochimiques de ces éléments ont été mises à profit pour tester et quantifier les modèles pétrogénétiques rendant compte de l'évolution du magmatisme de cette région et établir une comparaison avec le magmatisme de l'Islande et de la dorsale médio-atlantique.

I. - Consideration générales

La connaissance de plus en plus précise des lois des distributions des éléments en traces dans les roches et les minéraux a permis de les exploiter pour la modéli-

(*) Laboratoire de Géochimie, Institut de Physique du Globe de Paris - Laboratoire associé au C.N.R.S. N.° 196 - 4, Place Jussieu - 75005 Paris.
Groupe des Sciences de la Terre; Laboratoire Pierre Süe - C.E.N. Saclay B.P. n.° 2 - Gif/Yvette 91.

sation quantitative des phénomènes pétrogénétiques. Toutefois, l'utilisation des éléments en traces comme marqueurs de l'évolution des processus magmatiques se heurte encore à un grand nombre de difficultés:

1. Les concentrations des éléments dans les échantillons de roches volcaniques résultent de la superposition des différents processus successifs responsables de la formation de ces roches.

2. Il est difficile d'effectuer un échantillonnage représentatif du ou des systèmes magmatiques et de leurs phases minérales essentielles aux différents stades de leur évolution.

3. On ne sait pas repérer d'une manière rigoureuse à quel stade de l'évolution correspond chaque échantillon. On ne dispose pas en effet d'une grandeur mesurable représentative du degré d'avancement de la réaction qui, dans les modèles théoriques, est exprimée par la fraction f de la masse de la phase liquide du système à chaque instant de son évolution par rapport à la masse totale du système initial.

4. Les coefficients de partage sont souvent mal définis et difficilement mesurables à cause des conditions physico-chimiques qu'ils impliquent (thermodynamiques, cinétiques, compositions chimiques, etc...) et de la complexité des mécanismes d'incorporation des éléments dans les différentes phases. Il en résulte que dans les expressions mathématiques des modèles, le coefficient de répartition global D est une fonction compliquée de f .

Par contre, les modèles invoqués pour rendre compte du comportement des éléments s'appuient sur quelques processus essentiels dont les lois sont maintenant bien établies (Schilling et Winchester, 1967; Gast, 1968; Shaw, 1970). En particulier, les variations des concentrations des éléments dans les liquides magmatiques peuvent être exprimées par des relations mathématiques simples. Pour éclairer notre exposé, nous rappellerons ici les expressions essentielles, en renvoyant le lecteur, pour plus de détails, aux articles des auteurs cités ci-dessus.

1) Au cours de la différenciation par cristallisation fractionnée d'un liquide magmatique, la concentration d'un élément quelconque dans le liquide est donnée par la loi de Rayleigh:

$$C = C^i \times f^{(D-1)} \quad I_1$$

C^i désigne la concentration de l'élément dans le liquide initial,

f représente la fraction de la masse de la phase liquide par rapport à la masse totale du système initial, à l'instant considéré,

D est le coefficient global de répartition de l'élément entre le solide et le liquide.

2) Au cours de la fusion à l'équilibre d'un système solide, on admet que le liquide formé reste à l'équilibre avec le solide, la variation de la concentration d'un élément quelconque dans le liquide satisfait la relation:

$$C = C^o \times \frac{1}{D^o + f(1-D)} \quad I_2$$

C^0 désigne la concentration initiale de l'élément dans le solide,

D^0 représente le coefficient de répartition global solide/liquide de l'élément au début de la fusion.

3) Dans le cas d'un processus de fusion fractionnée, le liquide du système est soustrait en permanence de ses conditions d'équilibre avec le solide, la concentration d'un élément quelconque satisfait alors la relation:

$$C = C^0 \times \frac{1}{D} (1-f)^{\frac{1}{D}-1} \quad I_3$$

4) Il est possible d'invoquer encore un processus de fusion de zone, dans ce cas, la concentration d'un élément quelconque dans le liquide, pour un passage du flux de chaleur, est donné par l'expression:

$$\frac{C}{C^0} = 1 - (1-D) \exp\left(\frac{-Dx}{1}\right) \quad I_4$$

l représente l'épaisseur du solide soumis à la fusion,

x est la coordonnée de la zone fondue repérée par rapport au point de début de fusion.

5) On peut envisager également le mélange de liquides primaires formés à partir de zones différentes du manteau ou de la croûte. La loi de mélange de deux composants est exprimée par la relation:

$$C_M = C_P \times P + C_D (1-P) \quad I_5$$

P désigne la fraction de mélange des deux masses W_P et W_D des deux liquides primaires, soit:

$$P = \frac{W_P}{W_P + W_D}$$

C_M , C_P , C_D représentent respectivement les concentrations de l'élément dans le mélange et dans les liquides primaires.

La contamination d'un liquide magmatique par assimilation (fusion et mélange) d'une certaine quantité de solide sera exprimée par une relation identique à I_5 .

6) La modification de la composition d'un liquide magmatique peut être effectuée par des phénomènes de transferts gazeux. Dans le cas d'une évolution du système à l'équilibre ces modifications sont exprimées encore par la relation de Rayleigh I_3 , mais ces transferts sont généralement plus complexes par suite de manifestations brutales et discontinues, provoquant ainsi pour les éléments qu'ils affectent, des variations discontinues de leurs concentrations.

Il est important de souligner que le solide est constitué par différentes phases minérales dont les proportions et l'ordre de fusion ou de cristallisation dépendent de la composition et des différents paramètres qui contrôlent l'évolution du système.

L'échantillonnage et la discussion des modèles sont, de ce fait, beaucoup plus délicats à effectuer pour le solide. Aussi, il est logique de chercher à repérer tout d'abord le comportement des éléments dans le liquide, c'est la raison pour laquelle notre étude porte principalement sur des échantillons de roches aphyriques.

II. - Lois du comportement des éléments incompatibles et hygromagmatophiles dans les séries différenciées.

Critères géochimiques de la différenciation par cristallisation fractionnée

1) ELEMENTS INCOMPATIBLES ET HYGROMAGMATOPHILES

On qualifie généralement d'incompatibles un ensemble d'éléments qui s'enrichissent dans les termes volcaniques les plus différenciés.

Sont contenus dans cet ensemble, les alcalins rares (rubidium et césium), le baryum et un certain nombre d'éléments de transition dont les ions sont caractérisés par des rayons ioniques et surtout des potentiels ioniques élevés tels que les lanthanides, zirconium, hafnium, niobium, tantale, uranium, thorium. Cette concentration dans les roches volcaniques les plus différenciées par rapport aux basaltes peut atteindre un facteur de 100 à 1000. Ainsi le césium, le hafnium, le lanthane et le thorium ont des concentrations qui peuvent être respectivement inférieures à 0,05 ppm, 1 ppm, 5 ppm, 0,1 ppm, dans les tholéiites. Par contre, ces mêmes éléments atteignent respectivement des concentrations supérieures à 5 ppm, 30 ppm, 100 ppm, 10 ppm, dans les rhyolites hyperalcalines ou les pantellerites par exemple.

On peut interpréter ce comportement par les difficultés d'incorporation des ions de ces éléments dans les sites cristallins des minéraux essentiels des roches volcaniques à cause de la grande taille de ces ions et de leur charge.

Cependant, ce caractère incompatible ne nous apparaît pas suffisant pour expliquer les propriétés de ces éléments dans les systèmes magmatiques car :

1) Les dimensions de certains de leurs ions ne sont pas très différentes de celles des majeurs. Ainsi, le rayon ionique de Th^{4+} est de 0,94 Å, or le thorium n'entre pas dans les plagioclases. Le rayon ionique de Ta^{5+} est de 0,73 Å et pourtant le tantale n'entre pas dans les minéraux ferro-magnésiens des séries volcaniques océaniques.

2) L'influence de la forte charge des ions n'est pas toujours défavorable à la substitution d'un élément majeur de plus faible charge. Ainsi Yama (1972) montre que Sr^{++} et Ba^{++} se substituent mieux à Na^+ qu'à Ca^{++} dans les feldspaths.

3) La substitution isomorphe n'est pas le seul mécanisme possible d'entraînement des éléments dans les phases solides. L'adsorption ou le piégeage dans les imperfections du réseau cristallin peuvent également intervenir.

Il découle de ces considérations que le maintien en solution de ces éléments au cours de la différenciation nécessite une grande stabilité et donc une grande solubilité dans le liquide silicaté. Cette stabilité peut être illustrée par exemple par les résultats suivants :

1) Les apatites sont bien connues pour leurs teneurs importantes en Terres Rares, uranium et thorium. Or, nous avons observé dans certaines séries de l'Afar que la cristallisation de l'apatite ne provoque pas de diminutions des concentrations des Terres Rares dans le liquide. Ce résultat est confirmé par l'étude des traces des produits de fission de l'uranium, Gaven et al. (1973), qui révèle une uniformité de distribution de cet élément dans le verre et l'absence d'enrichissement dans les apatites.

2) Les expériences de Dietrich (1968) de cristallisation de zircons à partir de bains silicatés fondus, montrent que cette cristallisation peut être inhibée en ajoutant dans le liquide des petites quantités de fluorure de sodium.

Nous sommes donc conduits à exprimer la solubilité et donc la grande stabilité de ces éléments dans les liquides magmatiques en les qualifiant d'*éléments hygromagmatophiles*.

On peut penser, conformément à l'idée de Ringwood (1955), que cette solubilité est due à la formation de complexes dans les liquides silicatés. Cette idée est compatible avec les modèles actuels de structure des liquides silicatés. On peut admettre très schématiquement pour ces liquides, des degrés de polymérisation variables, comme le propose Hess (1971), ou les concepts de Ubbelohde (1965) et de Boon (1970), de groupement cristallisables et anticristallisables. Ceci implique qu'à côté des espèces tridimensionnelles de degré de polymérisation élevé, il existe dans le liquide des espèces moléculaires discrètes, véritables complexes stables et dont les dimensions interdisent leur entraînement par les phases qui cristallisent. La formation de ces molécules discrètes peut être provoquée, comme l'explique Kushiro (1974) pour rendre compte de ses résultats expérimentaux, par une rupture de la polymérisation par les cations monovalents alcalins, ou par le très fort pouvoir polarisant des cations fortement chargés, conformément aux propriétés des éléments incompatibles et hygromagmatophiles que nous venons de définir.

2) CORRELATIONS LINEAIRES ENTRE ELEMENTS HYGROMAGMATOPHILES DANS LES SERIES DIFFERENCIEES: CONDITION NECESSAIRE ET SUFFISANTE D'UN PROCESSUS DE CRISTALLISATION FRACTIONNEE

— Les chaînes axiales de l'Afar nous ont fourni des exemples remarquables de séries volcaniques obtenues par différenciation d'un liquide basaltique par un simple processus de cristallisation fractionnée.

La mise en évidence et le choix des séries les plus caractéristiques, telles que celles de l'Ert'a Ale ou de Boina, ont pu être effectués sur la base de critères volcanologiques et pétrologiques (continuité de l'évolution des appareils volcaniques et des différents termes pétrographiques, succession des différentes phases minérales essentielles rendant parfaitement compte de cette évolution), Treuil et al. (1971), Treuil et Varet (1973), Barberi et al. (1974).

— Le comportement des éléments hygromagmatophiles dans ces séries se traduit par deux propriétés essentielles.

1) Un enrichissement progressif de ces éléments dans le liquide tout au long de la différenciation.

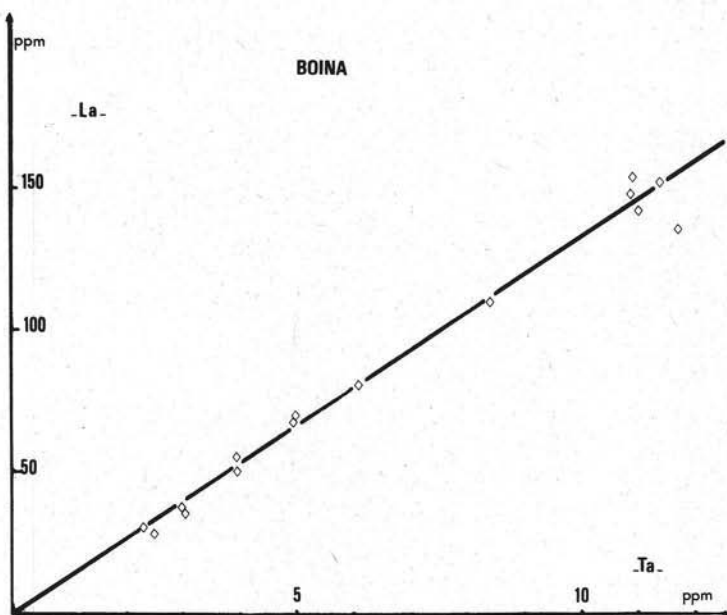
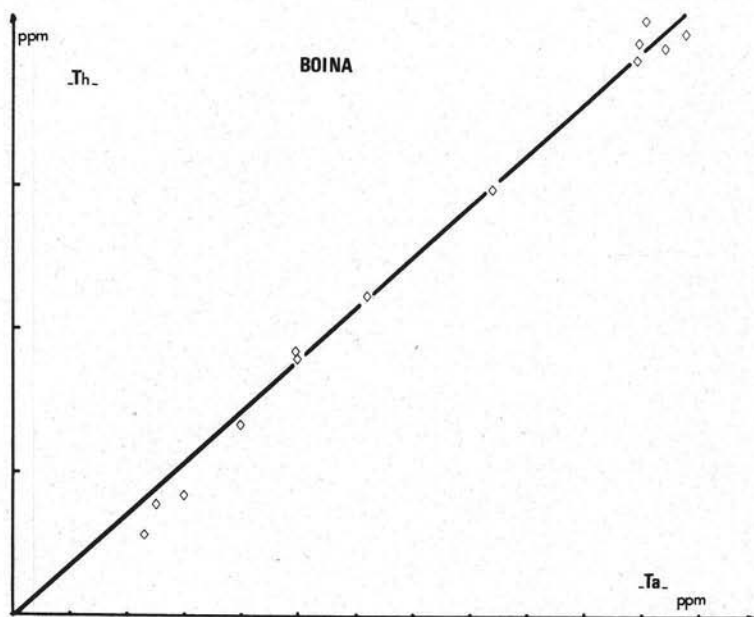


Fig. 1. — Corrélations linéaires entre éléments hygromagmatophiles de la série de Boina (Afar).

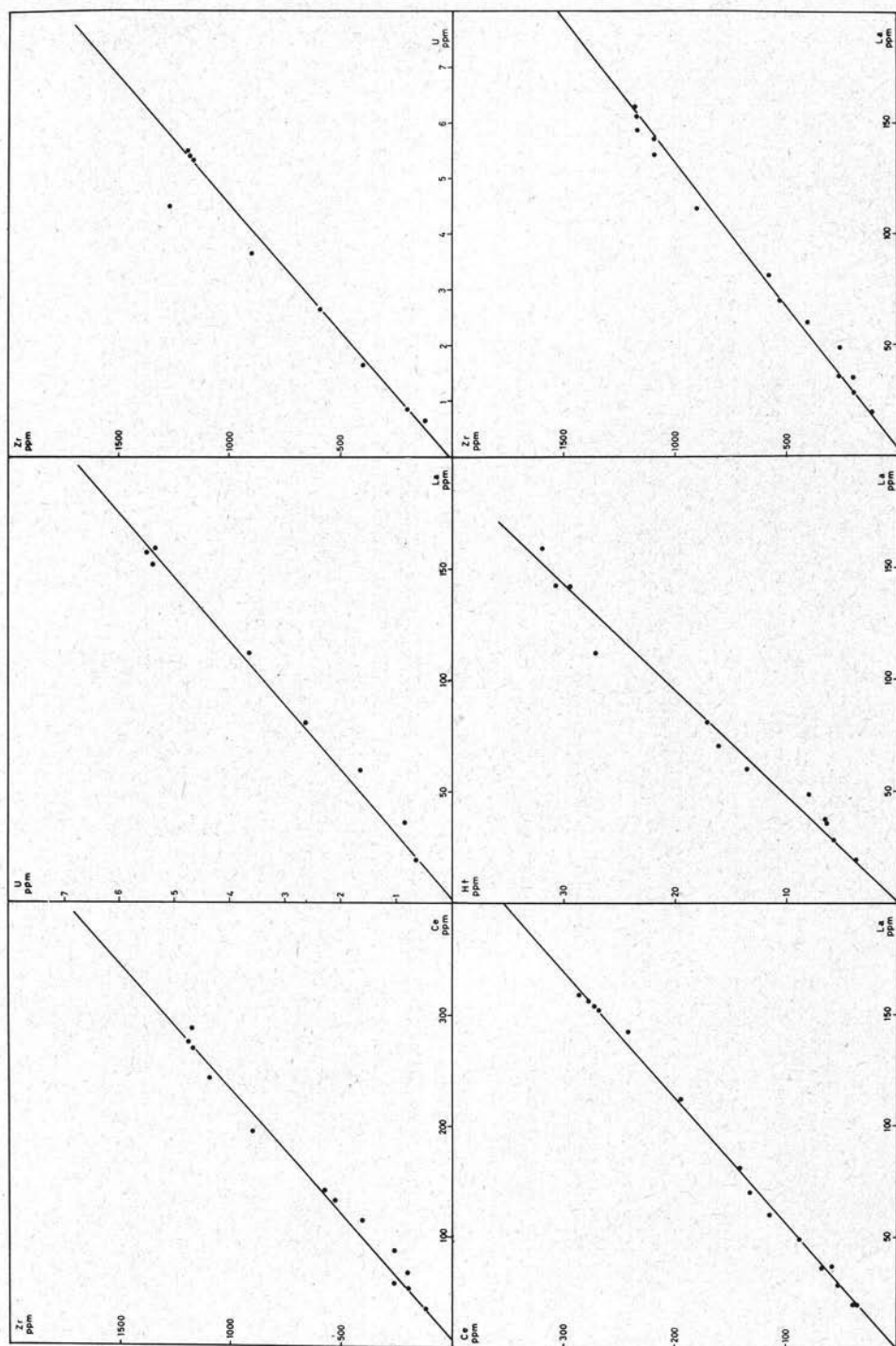


Fig. 2. — Corrélations linéaires entre éléments hygromagmatophiles de la série de Boine.

2) L'existence, pour des échantillons d'une même série, de corrélations linéaires entre ces éléments pris deux à deux avec des droites de corrélation passant par l'origine. Cette deuxième propriété est illustrée par les figures 1, 2, 3.

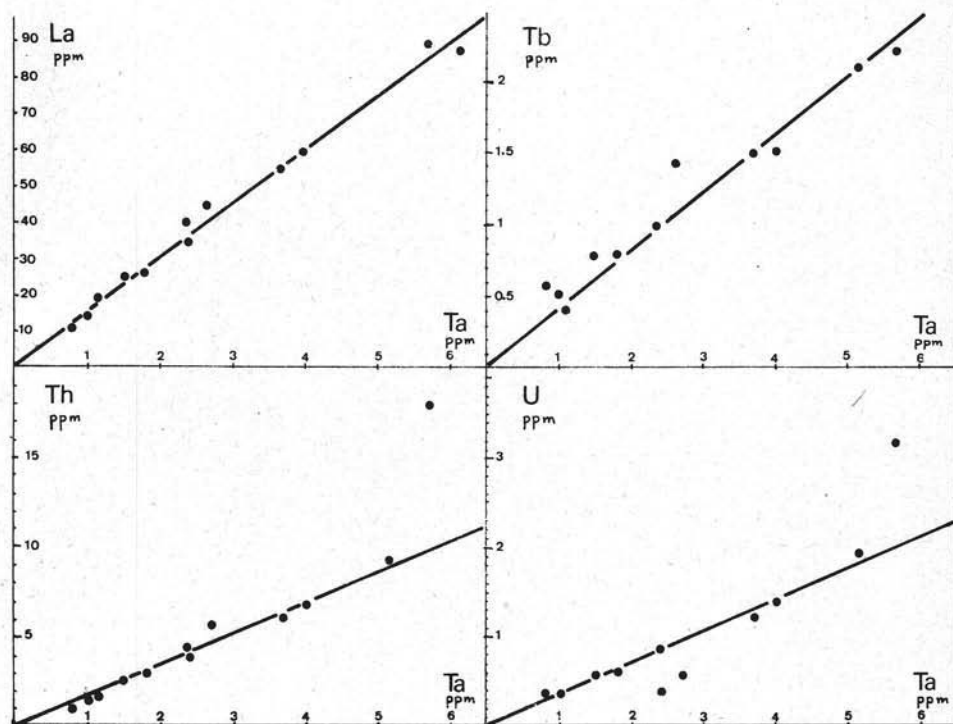


Fig. 3. — Corrélations linéaires entre éléments hygromagmatophiles dans les échantillons de la chaîne de P Ertà Ale.

Quantitativement ces deux propriétés s'interprètent parfaitement si on admet que le coefficient de répartition solide/liquide D de ces éléments est très nettement inférieur à 1.

Dans ces conditions, $D < 1$, la relation de Rayleigh I_1 se simplifie et devient:

$$Ch = C^i h \times \frac{1}{f} \quad II_1$$

La relation II_1 est d'autant mieux satisfaite que l'élément est plus hygromagmatophile, c'est-à-dire que D est petit. Il en résulte que deux éléments hygromagmatophiles doivent vérifier la relation linéaire:

$$Ch_1 = \frac{C^i h_1}{C^i h_2} \times Ch_2 \quad II_2$$

Ainsi pour un ensemble de roches volcaniques d'une même série différenciée par cristallisation fractionnée, les concentrations Ch_1 et Ch_2 de deux éléments hygromagmatophiles, mesurées dans des échantillons convenables représentatifs du liquide, vérifient la relation II_2 , et les points représentatifs dans un diagramme rectangulaire $Ch_1 = F(Ch_2)$, se disposent suivant une droite passant par l'origine.

— Il est possible de montrer que cette propriété est spécifique d'un processus de cristallisation fractionnée.

Dans le cas d'un modèle de *mélange* ou de *contamination*, les concentrations C^1_M et C^2_M de deux éléments quelconques satisfont, d'après I_5 , la relation :

$$C^1_M = \frac{C^1_P - C^1_D}{C^2_P - C^2_D} C^2_M + \frac{C^1_D C^2_P - C^1_P C^2_D}{C^2_P - C^2_D} \quad II_3$$

Il en découle que dans ce cas :

1) Une corrélation linéaire doit être observée pour tous les éléments et n'est donc pas spécifique des éléments hygromagmatophiles.

2) La droite de corrélation ne passe par l'origine que si $C^1_D C^2_P - C^1_P C^2_D = 0$, c'est-à-dire si les rapports des concentrations des deux éléments dans le magma P et le magma D sont identiques, propriété qui ne peut être qu'exceptionnelle.

Dans le cas d'un modèle de *fusion fractionnée*, la relation I_3 n'est pas simplifiable pour D petit, pour deux éléments quelconque on obtient :

$$C_1 = \frac{C_1^0}{C_2^0} \times \frac{D_2}{D_1} \times C_2 (1-f) \quad II_4$$

On n'obtient dans ce cas de corrélation linéaire que si $D_1 = D_2$, condition qui implique que les coefficients de partage des deux éléments restent rigoureusement égaux tout au long du processus. Ceci ne pourrait être raisonnablement envisagé que pour des couples d'éléments de propriétés extrêmement voisines tels que Zr-Hf, Nb-Ta, mais ne saurait l'être pour des éléments de propriétés plus distinctes tels que La-Ta, Th-Nb, etc...

La figure n.° 4 montre que, même pour des éléments de propriétés aussi proches que les lanthanides, les coefficients de partage varient fortement d'un élément à l'autre et d'un minéral à l'autre.

Pour un modèle de *fusion de zone*, on constate pour les mêmes raisons, que la relation I_4 ne peut pas conduire à des corrélations linéaires entre éléments hygromagmatophiles.

Le cas de la *fusion partielle* à l'équilibre doit être examiné plus attentivement. La relation I_2 montre que les approximations doivent tenir compte d'une part de la grandeur de D devant 1 et d'autre part de la grandeur de D devant f. Or par définition, $0 < f < 1$, ce qui nous conduit à distinguer deux cas :

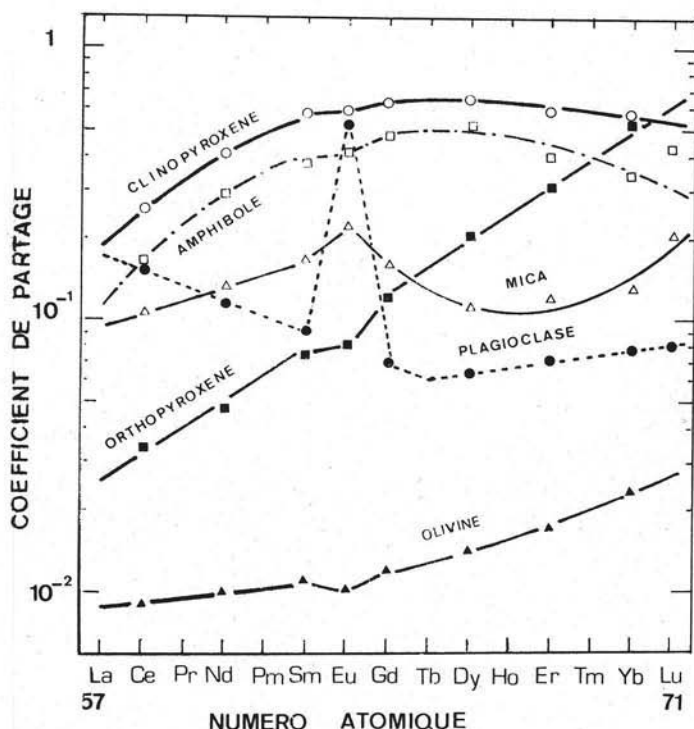


Fig. 4. — Coefficients de partage solide/liquide des lanthanides pour les minéraux essentiels des roches volcaniques. D'après Schilling (1969).

1°) $D \ll 1$ et $D \ll f$. Nous dirons que dans ce cas l'élément est fortement hygromagmatophile et nous désignerons sa concentration par Ch^+ . La relation I_2 se ramène alors à :

$$Ch^+ = \frac{C^0 h^+}{f} \quad II_5$$

d'où naturellement pour deux éléments fortement hygromagmatophiles :

$$\frac{Ch_{1+}}{Ch_{2+}} = \frac{C^0 h_{1+}}{C^0 h_{2+}} \quad II_6$$

On peut donc, dans le cas de la fusion partielle, observer des corrélations linéaires entre éléments fortement hygromagmatophiles.

2°) $D < 1$. Dans ce cas l'élément est faiblement hygromagmatophile, nous désignerons sa concentration par Ch^- . Dans la relation I_2 seul le produit fP est négligeable devant la somme $D^0 + f$, et on obtient :

$$Ch^- = C^0 h^- \times \frac{1}{D^0 h^- + f} \quad II_7$$

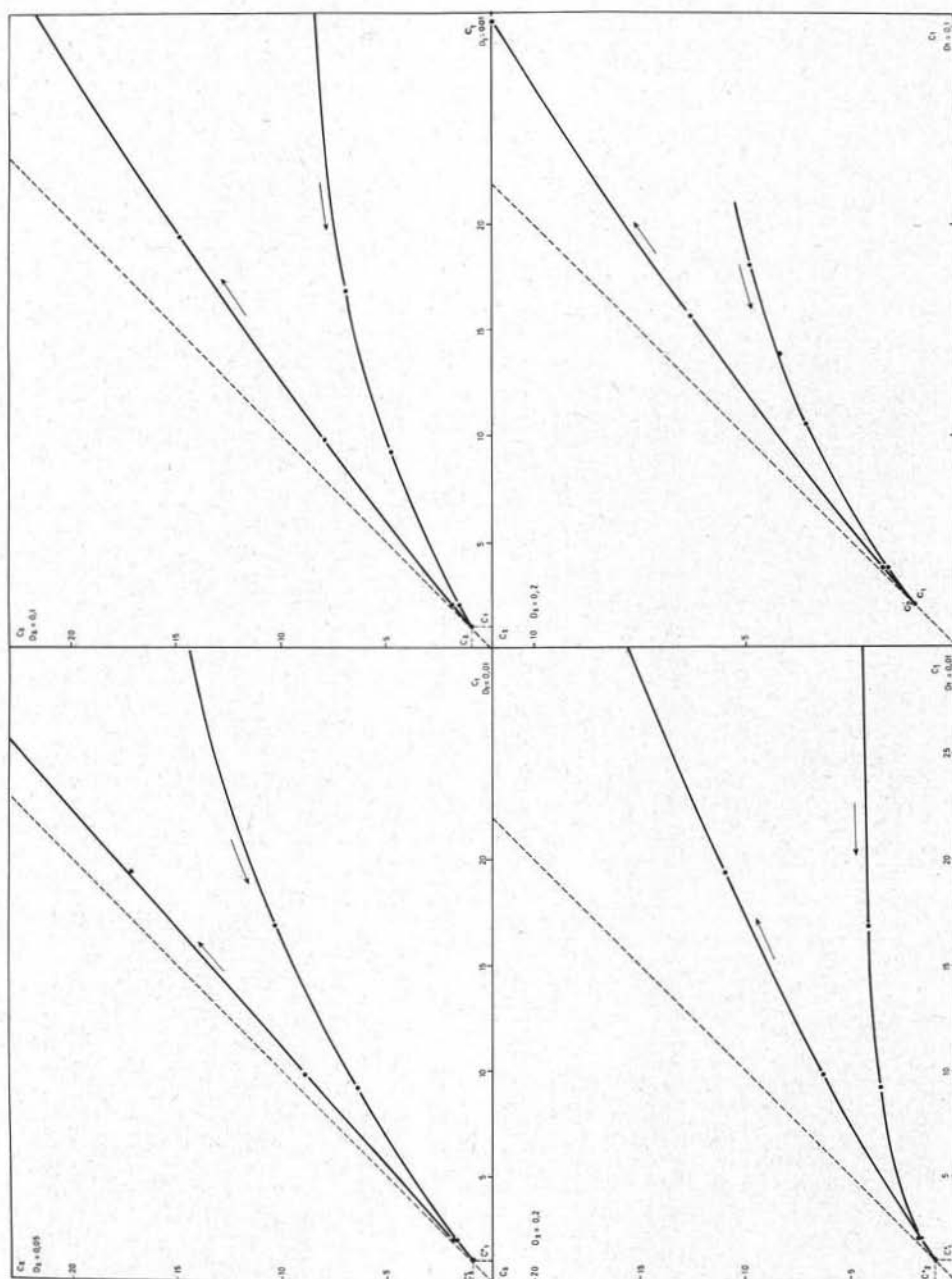


Fig. 5. — Courbes théorique des modèles de cristallisation fractionnée (courbe haute) et de fusion partielle (courbe basse), dans des diagrammes $Ch^- = F(Ch^+)$ établis pour différents couples de valeurs des coefficients de répartition D des éléments hygromagmatophiles: les flèches indiquent les sens d'évolution des processus.

Il est évident d'après II_7 que deux éléments faiblement hygromagmatophiles ne peuvent pas au cours d'un processus de fusion partielle présenter de corrélation linéaire avec une droite de corrélation passant par l'origine.

L'étude des corrélations entre couples d'éléments hygromagmatophiles de degré différent permet de distinguer les variations dues à un processus de cristallisation fractionnée de celles dues à un processus de fusion partielle. Il est possible de démontrer clairement cette distinction par les courbes théoriques $Ch^- = F(Ch^+)$ obtenues en considérant pour l'élément fortement hygromagmatophile (Ch^+) un coefficient de répartition global Dh^+ inférieur à 0,01. La figure n.º 5 re-

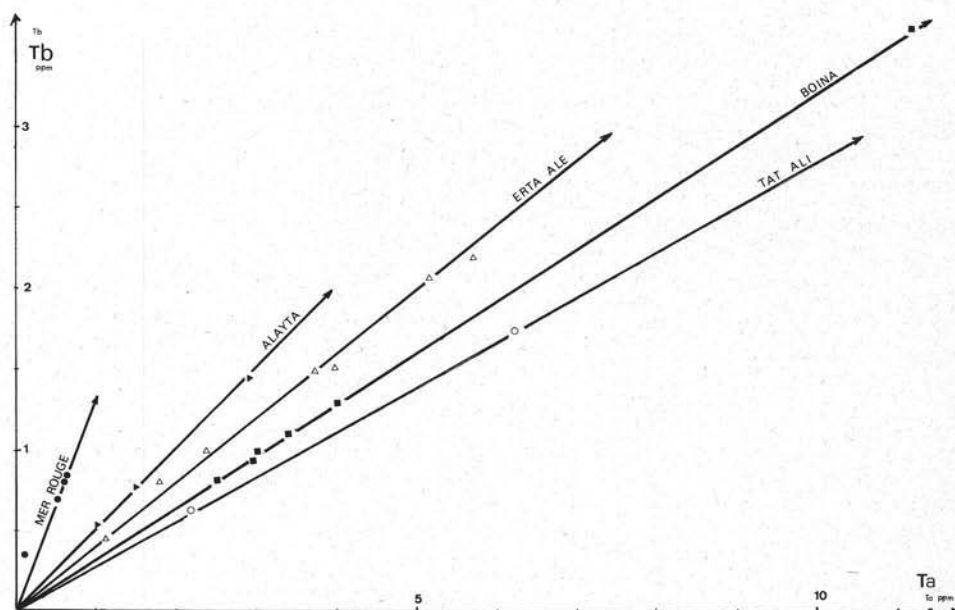


Fig. 6. — Droites de corrélations des principales séries différenciées des chaînes axiales de l'Afar.

présente les courbes tracées pour différentes valeurs du coefficient de répartition global Dh^- de l'élément faiblement hygromagmatophile. La distinction entre les deux processus apparaît clairement dès que $Dh^- > 0,02$, et les écarts à la corrélation linéaire pour la cristallisation fractionnée ne dépassent pas les incertitudes analytiques tant que $Dh^- < 0,2$. Aussi pratiquement, nous considérerons comme fortement hygromagmatophile un élément dont $Dh < 0,02$, et comme faiblement hygromagmatophile un élément dont $0,02 < Dh < 0,2$. La mise en évidence des propriétés de ces éléments peut être effectuée pratiquement en construisant les diagrammes $Ch_1 = F(Ch_2)$, étant entendu qu'un élément peut être hygromagmatophile dans tel cas particulier et ne pas l'être dans un autre, les corrélations linéaires

sont un moyen simple de déceler dans chaque cas les éléments fortement et faiblement hygromagmatophiles.

Nous pouvons donc conclure de cette discussion des modèles, qu'une corrélation linéaire vérifiée pour des éléments hygromagmatophiles de degré différent est une condition nécessaire et suffisante de différenciation par cristallisation fractionnée.

Conformément aux observations volcanologiques et pétrographiques cette propriété permet de démontrer que les séries de Boina ou de l'Ertà Ale sont bien les produits de la cristallisation fractionnée d'un magma basaltique. Il en est ainsi également pour les principales séries étudiées des chaînes axiales de l'Afar comme l'illustre la figure 6.

3) INDICE DE DIFFERENCIATION ET TRACEURS GEOCHIMIQUES DES PHASES MINERALES QUI CONTROLANT LA DIFFERENCIATION

a) Définition d'un indice de différenciation

La relation I_6 permet d'écrire pour un élément hygromagmatophile:

$$f = C^h \times \frac{1}{Ch}$$

C^h , concentration initiale de l'élément dans le liquide étant une constante, la grandeur $\frac{1}{Ch}$ est donc proportionnelle au degré d'avancement de la différenciation.

Nous proposons donc de prendre comme *indice de différenciation*, l'inverse de la concentration d'un élément fortement hygromagmatophile dans le liquide mesurée dans des échantillons de roches aphyriques ou dans la mesostase, soit:

$$Id = \frac{1}{Ch^*} \quad IIs$$

Nous avons montré, Treuil et Varet (1973), Allègre et al. (1974), que dans certains cas, la détermination de C^h et donc la mesure de f sont possibles. Nous disposons ainsi d'un moyen simple pour décrire complètement l'évolution du processus.

b) Etude de la cristallisation fractionnée

En reportant en fonction de Id ou de f , les concentrations des autres éléments dans les échantillons aphyriques, nous pouvons tracer les courbes représentatives de la loi de Rayleigh I_1 traduisant le comportement des éléments au cours de la cristallisation fractionnée. Ces courbes sont caractérisées par des variations de pente ou des discontinuités qui s'interprètent par des variations importantes de D aux instants correspondant au début ou à la fin de la cristallisation des différentes phases qui contrôlent l'évolution du processus.

Pour la série de Boina, *Figure n.º 7 et n.º 8*, les principales discontinuités sont observées pour $f = 0,65$, $f = 0,40$, $f = 0,30$, elles soulignent quatre phases essentielles de l'évolution de la cristallisation fractionnée:

1) La première phase correspond à la séparation des *olivines* marquée par les fortes diminutions du nickel, du chrome et du magnésium.

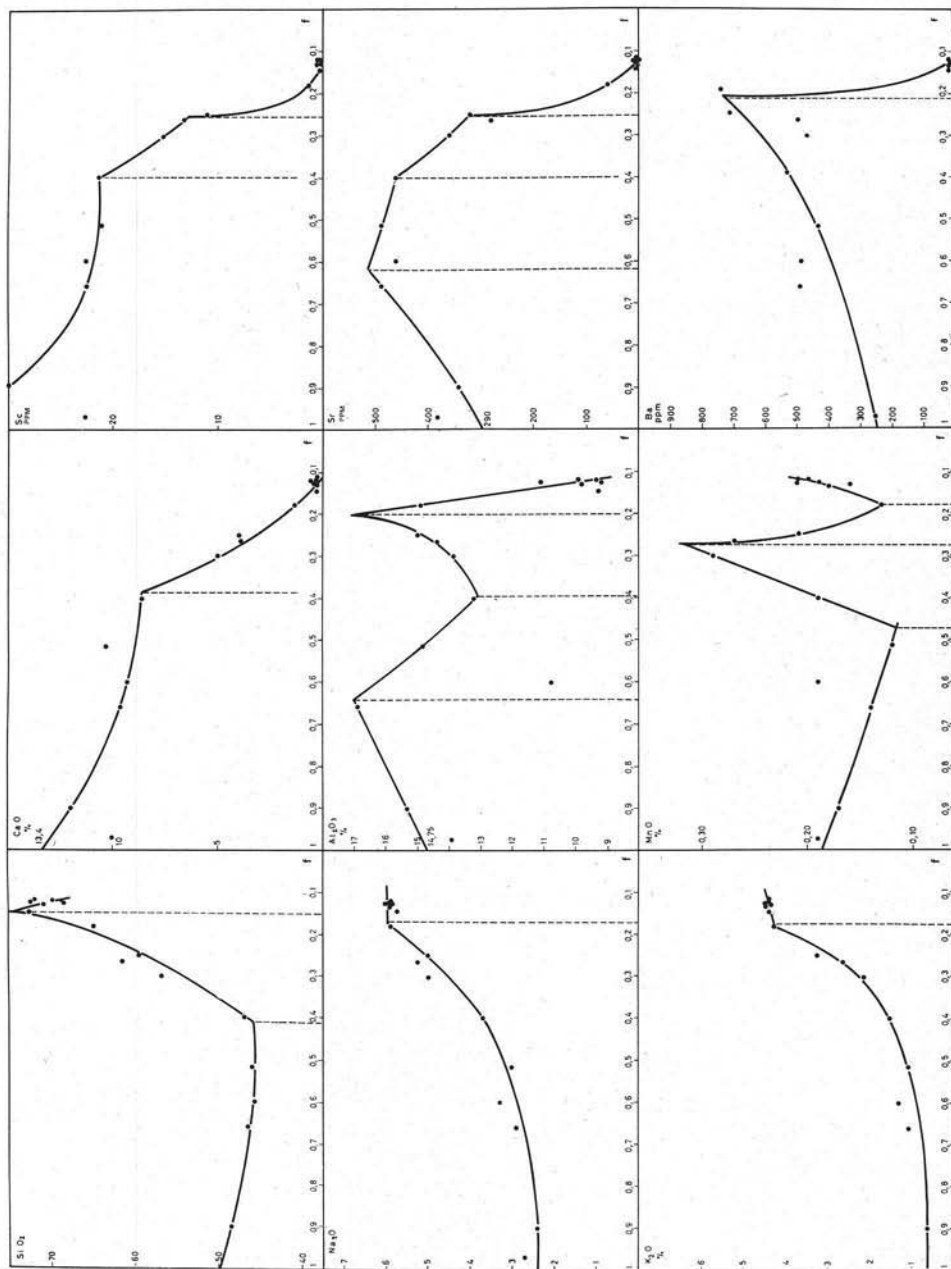


Fig. 7.

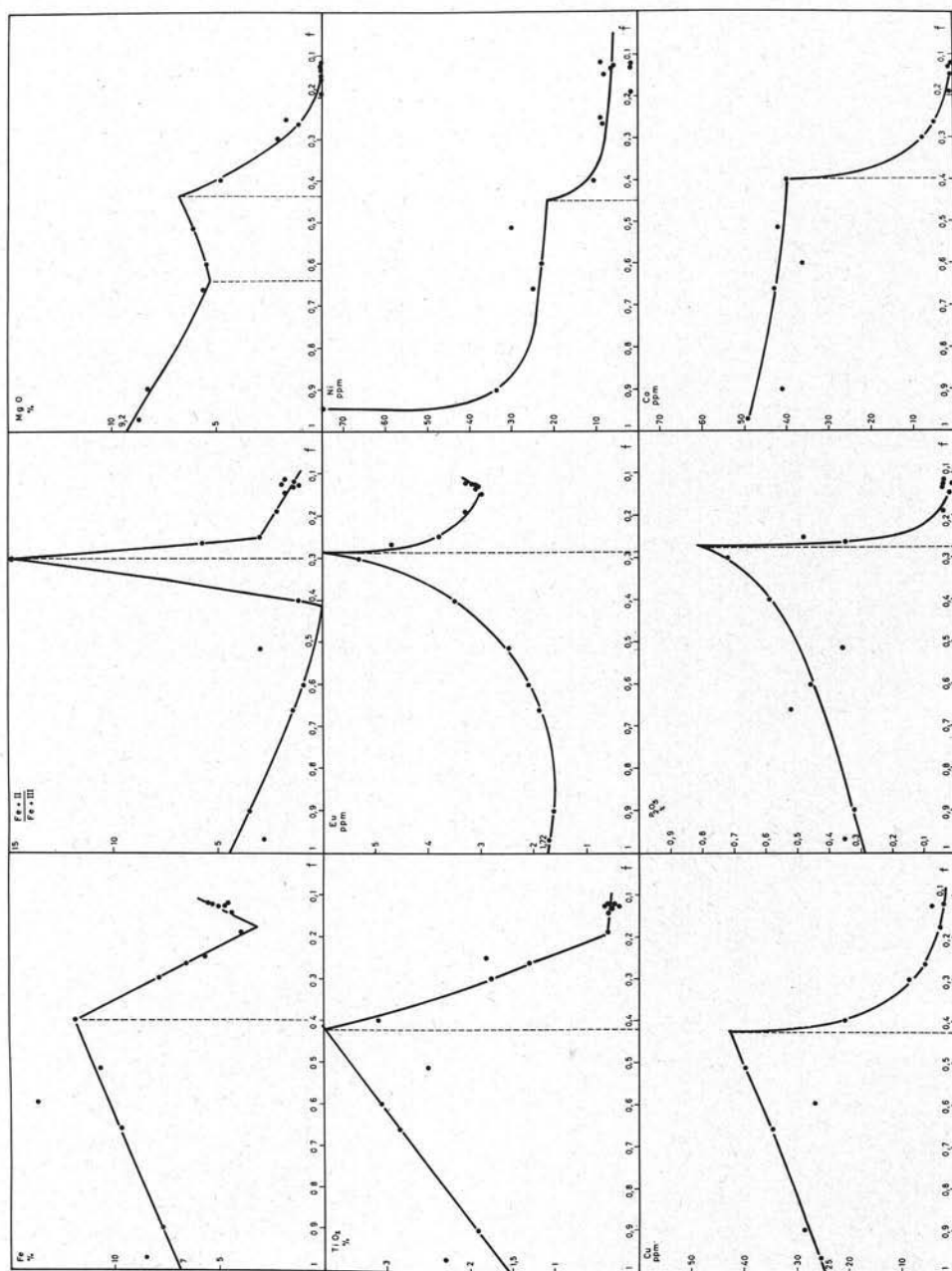


Fig. 7 et 8. — Diagrammes de variations des concentrations des éléments dans le liquide en fonction de f : $C = F(f)$ au cours de la différenciation de la série de Boina. f est calculé à partir des éléments C^{h+} .

les plus fortement hygromagmatophiles, $C = \frac{Ch^+}{Ch^+}$.

Dans ce cas La, Ce, Zr ont été retenus à cause du plus grand nombre de déterminations analytiques. C^{h+} est calculé à partir des courbes de variation du chrome et du nickel dont la décroissance et très rapide au début de la différenciation (Treuil, 1973).

2) La deuxième phase correspond à la séparation des *olivines* et des *plagioclases* comme l'indique la diminution de l'aluminium et du calcium.

3) Puis les décroissances brutales du scandium, du fer, du titane et du cuivre résultent de la cristallisation des *pyroxènes* et des *oxydes* et des *sulfures* qui provoquent par effet de bilan un enrichissement important de la silice dans le liquide.

4) Enfin la diminution rapide et simultanée du rapport $\text{Fe}^{II+}/\text{Fe}^{III+}$ et de l'euprium indique une brutale variation de la fugacité de l'oxygène qui coïncide avec la cristallisation d'un feldspath de plus en plus alcalin puis d'anorthose qui piège préférentiellement Eu^{II+} et qui détermine l'évolution d'un liquide hyperalcalin. Ces observations sont en parfait accord avec la nature et l'ordre d'apparition des phases minérales observées dans les faciès porphyriques, Barberi et al. (1974).

4) VARIATIONS DE LA FUGACITE DE L'OXYGENE AU COURS DE LA CRISTALLISATION FRACTIONNEE D'UN LIQUIDE MAGMATIQUE. EXEMPLE DE LA SERIE DE BOINA

Dans la série de Boina, l'euprium manifeste un comportement qui le différencie nettement des autres lanthanides, on peut relever les points essentiels suivants:

- Une augmentation de sa concentration dans le liquide comme les autres lanthanides au début de la différenciation, puis une brutale diminution à partir de $f = 0,30$, *Figure n.º 8*.

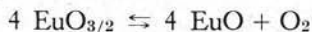
- La décroissance se traduit par une anomalie fortement négative dans les échantillons de roches hyperalcalines. Cette anomalie s'accroît à partir de $f = 0,30$, puis de stabilise à la fin de la différenciation, *Figure n.º 9*.

- Corrélativement, on observe une anomalie fortement positive dans les feldspaths alcalins des échantillons de roches hyperalcalines qui disparaît pratiquement à la fin de la différenciation, *Figure n.º 9*.

- Un parallélisme étroit entre la courbe de variation de l'euprium et celle du rapport $\text{Fe}^{II+}/\text{Fe}^{III+}$, *Figure n.º 10*.

— A la discontinuité de la courbe de l'euprium correspond également une discontinuité de celle du phosphore. L'hypothèse que l'euprium soit sélectivement piégé par l'apatite doit être cependant rejetée car les autres lanthanides ne sont pas affectées et nous avons montré la forte anomalie de l'euprium dans les feldspaths.

Il résulte de ces observations que le comportement de l'euprium est étroitement contrôlé par les variations de la fugacité de l'oxygène et l'incorporation préférentielle de Eu^{++} dans les feldspaths. Ces résultats sont conformes aux idées de Towell et al. (1965) de Philpotts (1970) et aux résultats expérimentaux de Drake (1972). Nous pouvons en déduire des précisions sur les variations de la fugacité de l'oxygène au cours de la cristallisation fractionnée. Pour cela, on admet que la proportion de Eu^{++} et Eu^{+++} dans le liquide est réglée par l'équilibre:



En considérant que le rapport des coefficients d'activités de Eu^{+++} est constant,

la loi d'action de masse appliquée à cet équilibre permet d'écrire:

$$\log fO_2 = \log K - 4 \log \frac{[Eu^{++}]_L}{[Eu^{+++}]_L} \quad II_9$$

$[Eu^{++}]_L$ et $[Eu^{+++}]_L$ désignent respectivement les concentrations de ces deux espèces dans le liquide magmatique.

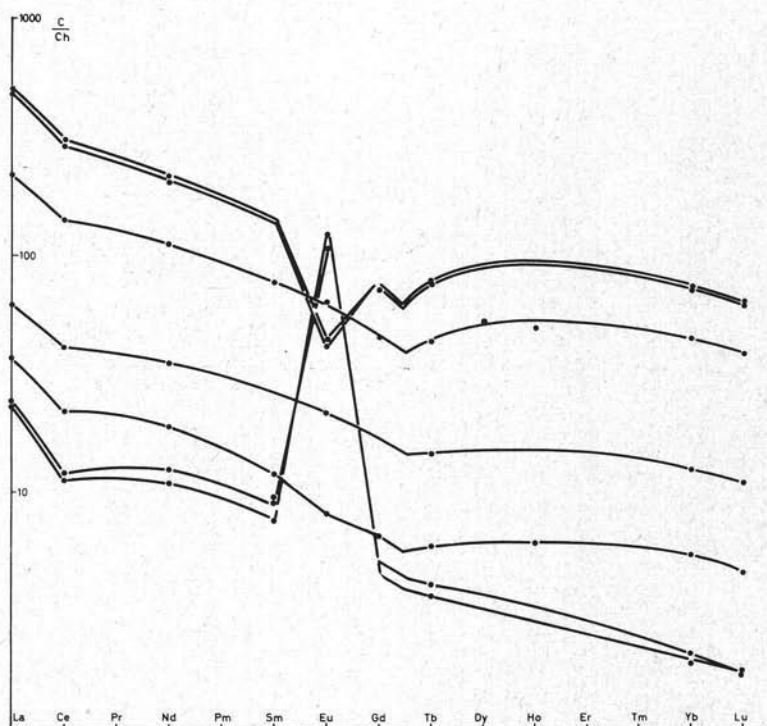


Fig. 9. — Diagramme Coryell-Winchester des lanthanides des échantillons de la série de Boina. Les trois courbes les plus basses représentent 3 échantillons de feldspaths alcalins. Les deux courbes les plus basses correspondent à deux feldspaths cristallisés au stade de la transition du domaine des liquides trachytiques au domaine des liquides hyperalcalins, ils présentent une forte anomalie positive en europium, il apparaît corrélativement une forte anomalie négative dans les liquides hyperalcalins. Le troisième feldspath ne présente plus d'anomalie en europium, il correspond à la fin de la différenciation des liquides hyperalcalins, corrélativement l'anomalie de l'europium cesse de s'accroître dans les liquides correspondants.

Ces grandeurs peuvent être déterminées en mesurant les concentrations totales $[Eu]_L$ et $[Eu]_S$ de l'europium respectivement dans le liquide (roche aphyrique, mesostase) et dans une phase du solide, les feldspaths par exemple. On établit alors la relation:

$$\frac{[\text{Eu}^{+++}]_L}{[\text{Eu}^{++}]_L} = - \frac{[\text{Eu}]_S - [\text{Eu}]_L \times D_{\text{Eu}^{3+}}}{[\text{Eu}]_S - [\text{Eu}]_L \times D_{\text{Eu}^{++}}} \quad \text{II}_{10}$$

Le coefficient de partage feldspath/liquide, $D_{\text{Eu}^{3+}}$, de Eu^{3+} est déterminé aisément par interpolation des valeurs mesurées pour les autres ions lanthanidiques.

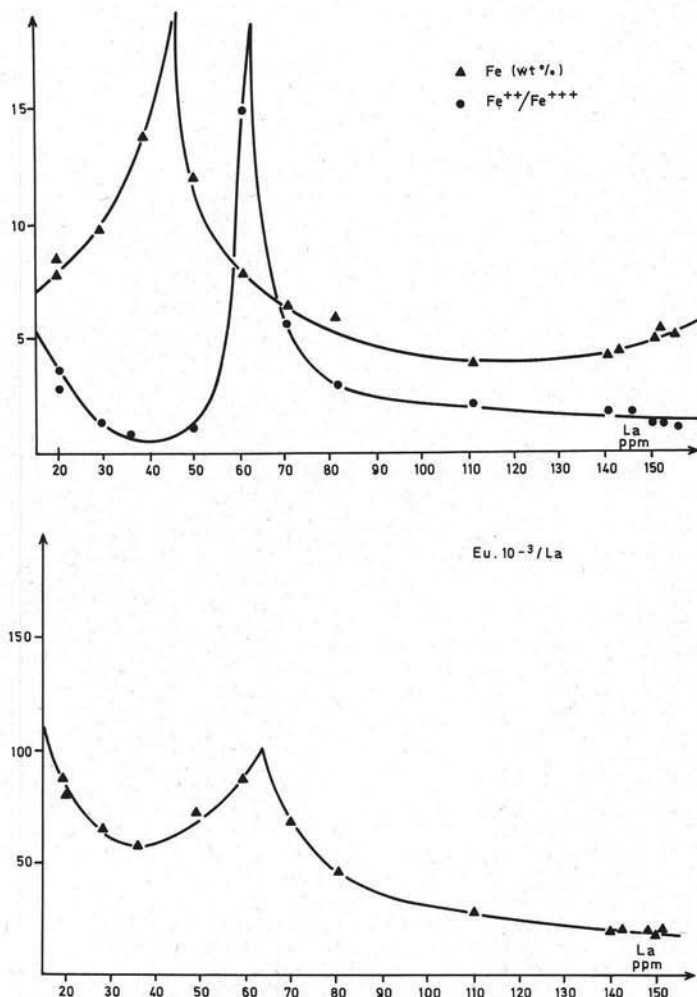


Fig. 10. — Courbes de variations du rapport Eu/La (mesurant les variations anormales de l'euprimum) et du rapport $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+}$ dans les liquides de la série de Boina.

Quant à $D_{\text{Eu}^{++}}$, coefficient de partage feldspath/liquide de Eu^{++} , il peut être admis comme très voisin de celui Sr^{++} à cause des grandes similitudes des rayons ioniques de ces deux ions. En reportant II_{10} dans II_9 , on obtient finalement l'expression de

la fugacité de l'oxygène suivante:

$$\log fO_2 = \log K - 4 \log \frac{[Eu]_S - [Eu]_L \times D_{Eu}^{3+}}{[Eu]_S - [Eu]_L \times D_{Eu}^{++}} \quad II_{11}$$

Le calcul peut être effectué en admettant en première approximation que K varie peu avec la température, et en identifiant II_1 avec la relation expérimentale de Drake (1972), on a:

$$\log fO_2 = -10,8 - 4,47 \log \frac{[EuO]_L}{[EuO_{3/2}]_L} \quad II_{12}$$

D'où il vient finalement:

$$\log fO_2 = -10,8 - 4,47 \log \frac{[Eu]_S - [Eu]_L \times D_{Eu}^{3+}}{[Eu]_S - [Eu]_L \times D_{Eu}^{++}} \quad II_{13}$$

Dans la série de Boina nous avons mesuré les coefficients de partage feldspath liquide dans les échantillons correspondant au début de la cristallisation des feldspaths alcalins ($f = 0,30$) et à la fin de la différenciation.

Nous obtenons:

$$D_{Eu}^{++} = D_{Sr}^{++} = 5,5$$

$$D_{Eu}^{+++} = 0,060$$

La mesure de $[Eu]_S$ et $[Eu]_L$ dans les deux cas nous permet de calculer fO_2 .

Nous trouvons respectivement:

$$\log fO_2 = -10,7 \text{ pour } f = 0,30$$

et $\log fO_2 = -4,2$ à la fin de la différenciation.

D'après la courbe $[Eu]_L = F(f)$, *Figure n.° 10*, nous pouvons suivre la variation de fO_2 tout au long de la cristallisation fractionnée. Elle est voisine de 10^{-4} atm au début de la différenciation, elle augmente légèrement jusqu'à $f = 0,40$ puis elle chute brutalement et passe par un minimum pour $f = 0,30$ où elle atteint la valeur de $10^{-10,7}$ atm, puis elle croît à nouveau rapidement jusqu'à la valeur de 10^{-4} atm.

Une approche plus rigoureuse, Treuil (1974), peut être effectuée en tenant compte des variations de K avec la température précisées par les expériences plus récentes de Weill et Drake, 1973.

En reportant les valeurs de fO_2 dans les diagrammes fO_2 , T , des associations minérales tampons tels que par exemple quartz, fayalite, magnetite (Q, F, M), il est possible d'en déduire les températures de cristallisation. Ainsi pour Boina, à $f = 0,30$, la température de début de cristallisation des feldspaths alcalins est évaluée à 1040°C , valeur très proche de celle (1025°C) donnée par Carmichael (1967a) comme température d'équilibre des oxydes de fer et de titane avec les liquides

hyperalcalins. Par ailleurs, la forte variation de la fugacité de l'oxygène dans le domaine $0,35 > f > 0,25$ semble être une propriété générale des séries hyperalcalines comme le montrent les fortes anomalies négatives de l'euporium dans les pantellerites de séries identiques telles que celles de Pantelleria (Villari, 1973) ou de Mayor Island, Nouvelle-Zélande (Ewart et al., 1968). Cette propriété souligne l'absence à ce stade de l'évolution, d'un « tampon » de fO_2 qui peut expliquer que la cristallisation d'une quantité relativement faible de solide aboutisse à des modifications importantes des propriétés du liquide. L'existence de cette « zone non tamponnée » peut fournir une interprétation du « gap » entre termes basiques et termes hyperalcalins souvent invoqué par différents pétrographes comme la preuve d'une impossibilité de passage des uns aux autres par un simple processus de cristallisation fractionnée.

III. - Critères géochimiques de la genèse des liquides basaltiques primaires.

Discussion des modèles

Outre les basaltes transitionnels et séries associées des chaînes axiales, notre étude géochimique a également porté sur une partie du volcanisme de la série stratoïde qui comporte à la fois des basaltes alcalins typiques et des basaltes à caractère tholéitique, ainsi que sur quelques échantillons des basaltes du plateau prélevés dans la région de Injibara où un volcanisme fissural quaternaire de composition variant depuis des basanites à néphéline jusqu'à des basaltes, recouvre les trappes du plateau éthiopien. Afin de nous permettre d'établir des variations significatives, nous avons limité notre étude au volcanisme actuel. Nous avons également pris en considération les résultats géochimiques de Schilling (1970), qui a analysé quelques échantillons sous-marins prélevés le long des dorsales de la Mer Rouge et du Golfe d'Aden, ainsi que ceux de Gass et al. (1973), portant sur les îles du Sud de la Mer Rouge, et enfin ceux de Weaver et al. (1972) concernant les volcans du Rift est-africain.

1) CARACTERISATION DES LIQUIDES BASALTiques PRIMAIRES. CORRELATIONS ENTRE LEURS CARACTERES GEOCHIMIQUES ET LES PROPRIETES STRUCTURALES ET GEODYNAMIQUES DE L'AFAR ET DES REGIONS AVOISINANTES

Nous avons montré que le rapport $\frac{Ch^+}{Ch^-}$ de deux éléments hygromagmato-

philes de degré différent n'est pas modifié au cours de la cristallisation fractionnée. Conformément à l'équation II₂, ce rapport reste égal au rapport de ces éléments

dans le liquide initial $\frac{Ch^+}{Ch^-} = \frac{C^l h^+}{C^l h^-}$, il représente donc une grandeur géochi-

mique caractéristique de la composition des liquides primaires. Ces propriétés des éléments hydromagmatophiles offrent un moyen simple de repérer l'évolution des

liquides basaltiques primaires par simple mesure de leurs concentrations dans les échantillons aphyriques ou dans la mésostase ou mieux par détermination de la pente des droites de corrélation des séries différenciées. Le choix des éléments doit être effectué comme nous l'avons indiqué, d'après l'étude des corrélations obtenues pour quelques séries représentatives de la région ou du type de magmatisme étudiés. En ce qui concerne l'Afar, nous avons démontré que des couples tels que La/Sm, Ta/Tb, Nb/Zr, Th/Hf etc... conviennent parfaitement. Les valeurs de ces rapports

$\frac{Ch^+}{Ch^-}$ nous permettent de préciser les relations qui existent entre les propriétés géo-

chimiques des liquides basaltiques primaires et les caractères structuraux et géodynamiques de l'Afar et des régions avoisinantes.

a) *La comparaison de ces rapports et des caractères pétrographiques des basaltes et séries associées* a permis d'établir que le caractère alcalin de ces échantillons est

directement proportionnel au rapport $\frac{Ch^+}{Ch^-}$. Les échantillons tholéitiques sont

donc caractérisés par un rapport $\frac{Ch^+}{Ch^-}$ faible, au contraire les échantillons for-

tement alcalins ont des rapports $\frac{Ch^+}{Ch^-}$ élevés. Nous apportons ainsi une quanti-

fication géochimique précise des caractères pétrographiques des basaltes et séries associées.

b) *Le long de la dorsale de la Mer Rouge*

Les rapports $\frac{Ch^+}{Ch^-}$ représentés par les variations du rapport La/Sm d'après les

données de Schilling (1970, et les rapports Nb/Y et Nb/Zr d'après les données de Gass et al. (1973), croissent continuellement du Nord au Sud depuis les valeurs mesurées dans la région des saumures chaudes jusqu'à Grande Haniche la plus méridionale des îles étudiées (voir Figure n.º 20).

Les valeurs obtenues pour l'île de Jebel Teir sont voisines de celles que nous avons obtenues pour la région de Zula au Nord de l'Afar. Ainsi le volcanisme des îles Haniche présente donc un caractère alcalin plus élevé que celui des chaînes axiales de l'Afar.

c) *Le long du Rift est-africain*, nos résultats et ceux de Weaver et al. (1972), font

apparaître que le rapport $\frac{Ch^+}{Ch^-}$ augmente légèrement du Nord au Sud le long

du Rift depuis le Dama Ale en Afar.

d) *Le long du Golfe d'Aden*

Si on considère les valeurs du rapport $\frac{La}{Sm}$ des échantillons sous-marins du Golfe d'Aden étudiés par Schilling et des échantillons de la région Asal que nous avons analysés, on observe une diminution d'Ouest en Est du rapport $\frac{Ch^+}{Ch^-}$ et donc du caractère alcalin depuis Asal vers le Golfe d'Aden.

e) *En ce qui concerne l'Afar proprement dit*, les valeurs les plus faibles des rapports

$\frac{Ch^+}{Ch^-}$ sont observées le long d'une ligne passant au Nord de l'Afar dans la région

de Zula, puis au Sud de la chaîne de l'Ertale, la région est de la chaîne de l'Alayta, au voisinage de l'Ado Ale pour la série stratoïde, Manda Hararo, Dama Ale et Asal (Figures 11-12). Cette ligne joint donc la dorsale de la Mer Rouge à celle du Golfe d'Aden, et correspond donc sensiblement à la mégastructure d'expansion océanique Mer Rouge-Golfe d'Aden à travers l'Afar, dont l'existence est suggérée par les observations géologiques et géophysiques. De part et d'autre de cette ligne les rapports sont plus élevés, exception faite pour quelques échantillons de la région de Dabbayra et du plateau éthiopien.

f) *Dans la région de Manda Hararo et de Asal*, nous mesurons des valeurs

des rapports $\frac{Ch^+}{Ch^-}$ aussi faibles que ceux obtenus pour les échantillons tholeï-

tiques sous-marin des dorsales. Ceci se manifeste également par une courbe de distribution des lanthanides identique à celles observées pour les échantillons de la dorsale médio-océanique prélevés lors de la campagne MIDLANTE du CNEXO (Figure n.º 13). Ce résultat renforce considérablement l'hypothèse de l'absence de croûte continentale en ces endroits et de l'existence d'un domaine typiquement océanique en Afar.

Nous pouvons donc conclure qu'il existe un lien étroit entre les caractères géochimiques des liquides basaltiques primaires et leur position structurale. Il se

traduit par de faibles valeurs des rapports $\frac{Ch^+}{Ch^-}$ et donc par un caractère tholeï-

tique marqué des échantillons prélevés le long des axes d'expansion. Ces rapports augmentent et le caractère alcalin croît continuellement lorsqu'on s'éloigne de ces axes. De plus des variations sont observées le long de ces axes comme l'illustrent les résultats des échantillons de la Mer Rouge, dans le sens d'une augmentation

des rapports $\frac{Ch^+}{Ch^-}$ et donc du caractère alcalin lorsque le taux d'expansion diminue.

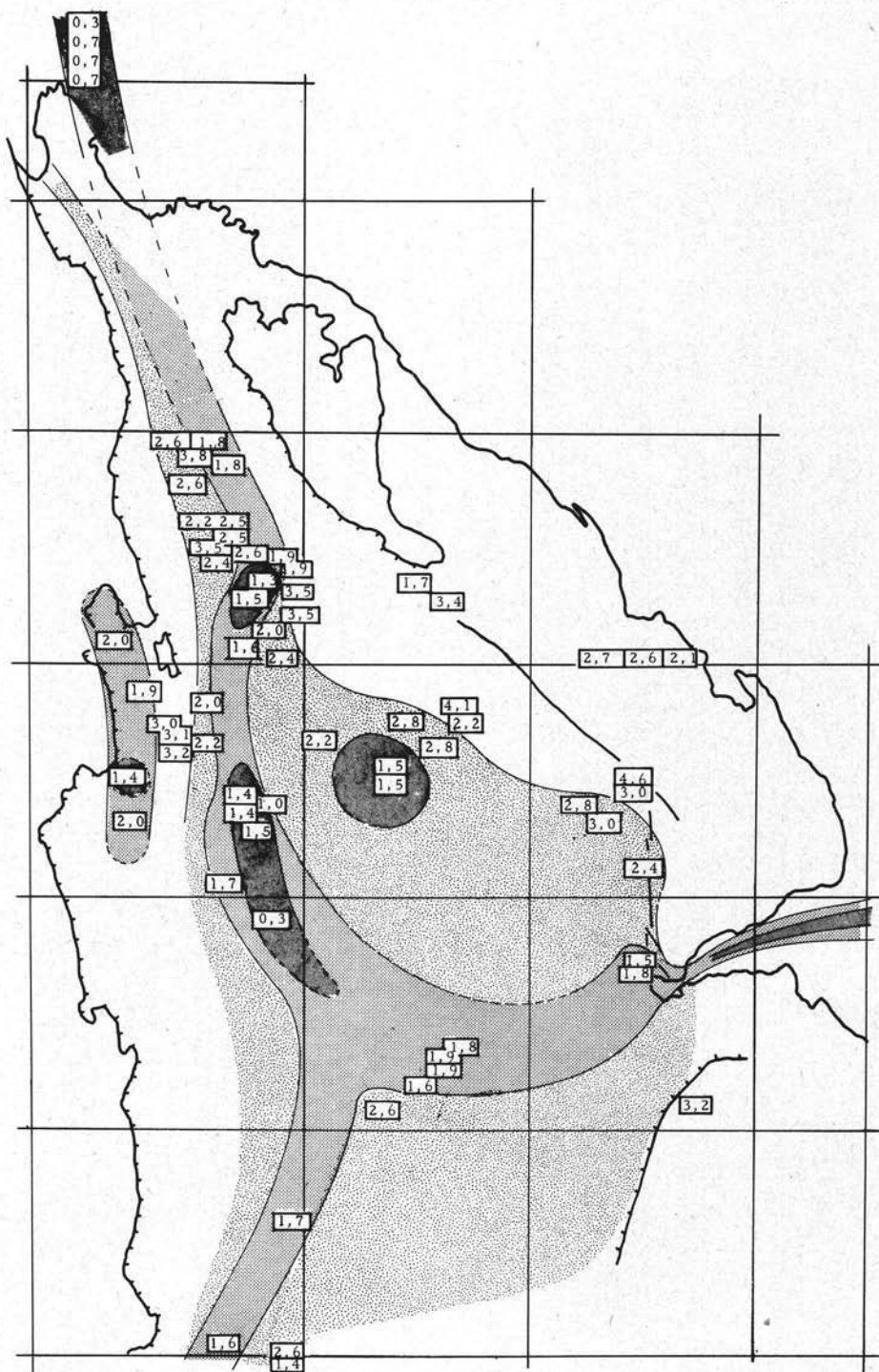


Fig. 11. — Variation du rapport Ta/Tb des échantillons de roches volcaniques de l'Afar.

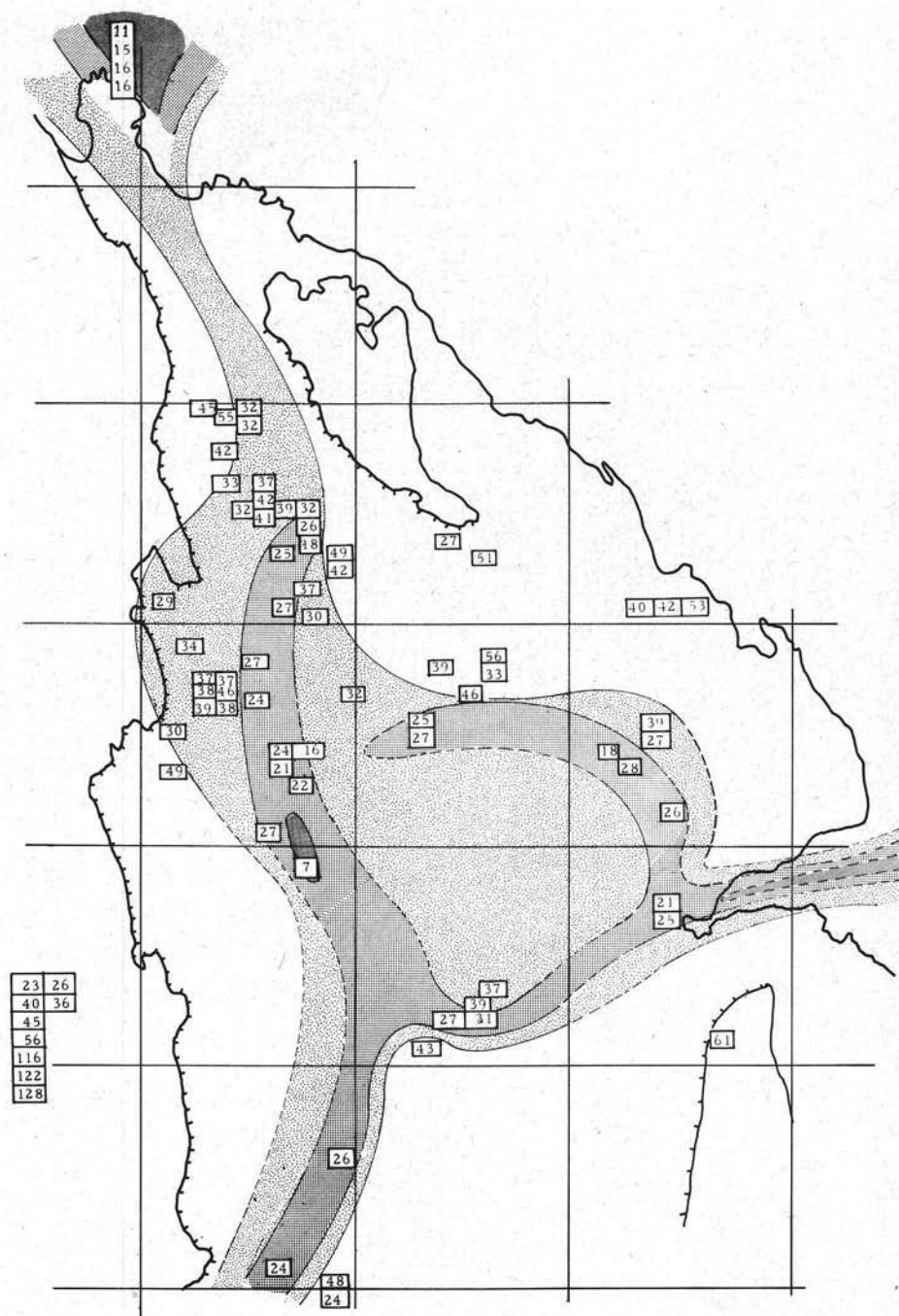


Fig. 12. — Variation du rapport La/Tb des échantillons de roches volcaniques de l'Afar.

Nous constatons que la distribution des valeurs $\frac{Ch^+}{Ch^-}$ de l'ensemble des échan-

tillons de cette région ne présente aucun caractère radial comme l'impliquerait le modèle simple de panache proposé par Schilling (1973) pour l'Afar. Contrairement à ce que laissait prévoir ce modèle, on trouve à l'endroit supposé du point chaud les échantillons les plus tholéitiques (Manda Hararo).

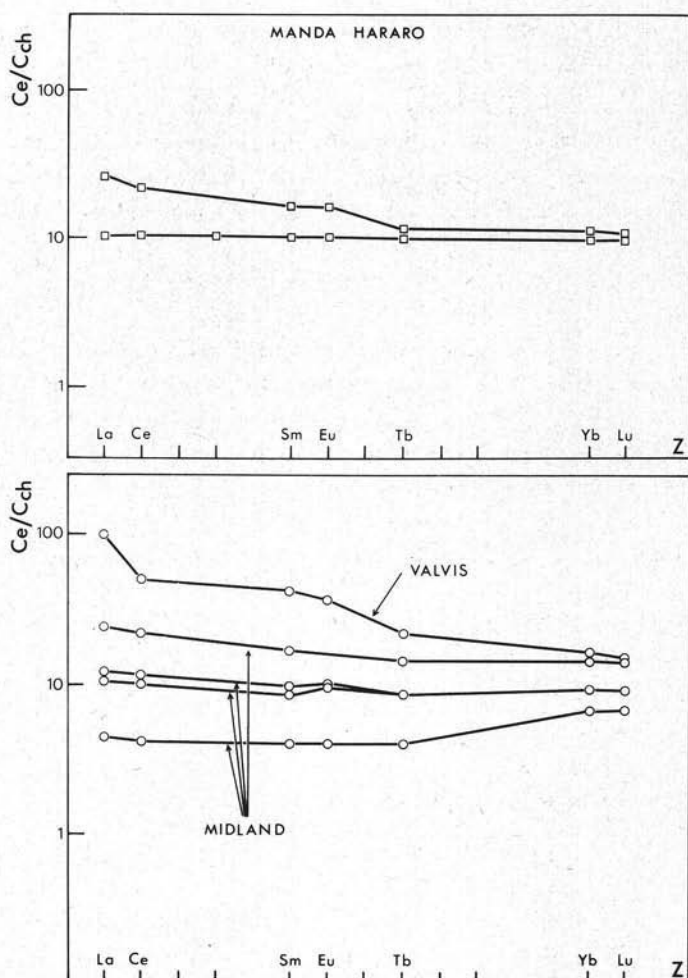


Fig. 13. — Diagramme Coryell-Winchester des lanthanides des échantillons de Manda Hararo (Afar) et de la zone « Midland » de la dorsale médio-atlantique au large des Açores.

2) TRACEURS GEOCHIMIQUES DES PROCESSUS DE GENESE DES LIQUIDES BASALTIQUES PRIMAIRES. DISCUSSION DES MODELES

L'interprétation des relations observées entre les propriétés géochimiques des liquides basaltiques primaires et la géodynamique de la lithosphère est à rechercher dans les modèles de genèse de ces liquides. Nous proposons dans ce qui suit, une méthode simplificatrice d'analyse des données géochimiques permettant de distinguer les variations dûes aux processus de genèse des liquides basaltiques primaires de celles dûes à la différenciation de ces liquides. La discussion s'appuie sur des diagrammes dans lesquels les fonctions correspondant aux principaux modèles prennent des formes mathématiques simples pour les éléments hygromagmatophiles.

a) *Diagrammes représentatifs des variations des concentrations des éléments hygromagmatophiles dans les liquides magmatiques*

Comme nous l'avons indiqué au paragraphe II, il est possible de distinguer les variations des concentrations des éléments hygromagmatophiles dûes à la fusion partielle ou au mélange. En fait, cristallisation fractionnée, fusion partielle, mélange, provoquent des écarts différents à la corrélation linéaire simple

$$\frac{Ch^+}{Ch^-} = cte \text{ qui peuvent être nettement distingués en utilisant quelques diagrammes}$$

très simples. Pour exposer le principe de leur construction, nous considérons que l'élément le plus fortement hygromagmatophile satisfait les équations II₁ et II₅ ce qui implique $Dh^+ < 0,01$. On lui associe un élément faiblement hygromagmatophile pour lequel nous prendrons la loi de Rayleigh I₁ sans simplification et l'expression I₂ de la fusion partielle en négligeant le produit fP devant $D^0h + f$ ($f < 1$ et $P < 1$) et $P < D^0h$, Shaw (1970).

Dans ces conditions, à partir des équations I des différents modèles on obtient :

— Pour la cristallisation fractionnée :

$$Ch^- = \frac{C^1h^-}{C^1h^+} \times Ch^+ \times \left[f^{Dh^-} \right] \quad III_1$$

$$\frac{Ch^+}{Ch^-} = \frac{C^1h^+}{C^1h^-} \times \left[\frac{1}{f^{Dh^-}} \right] \quad III_2$$

$$\frac{Ch^-}{Ch^+} = \frac{C^1h^-}{C^1h^+} \times \left[f^{Dh^-} \right] \quad III_3$$

$$\text{avec } f = \frac{C^1h^+}{Ch^+} \quad II_1$$

— Pour la fusion partielle:

$$\text{Ch}^- = \frac{\text{C}^0\text{h}^-}{\text{C}^0\text{h}^+} \times \text{Ch}^+ \times \left[\frac{f}{\text{D}^0\text{h}^- + f} \right] \quad \text{III}_4$$

$$\frac{\text{Ch}^+}{\text{Ch}^-} = \frac{\text{C}^0\text{h}^+}{\text{C}^0\text{h}^-} \times \left[1 + \frac{\text{D}^0\text{h}^-}{f} \right] \quad \text{III}_5$$

$$\frac{\text{Ch}^-}{\text{Ch}^+} = \frac{\text{C}^0\text{h}^-}{\text{C}^0\text{h}^+} \times \left[\frac{f}{f + \text{D}^0\text{h}^-} \right] \quad \text{III}_6$$

$$\text{avec } f = \frac{\text{C}^0\text{h}^+}{\text{Ch}^+} \quad \text{II}_5$$

— Pour le mélange:

$$\text{Ch}^- = \frac{\text{Ch}_P^- - \text{Ch}_D^-}{\text{Ch}_P^+ - \text{Ch}_D^+} \times \text{Ch}^+ + \left[\frac{\text{Ch}_D^- \cdot \text{Ch}_P^+ - \text{Ch}_P^- \cdot \text{Ch}_D^+}{\text{Ch}_P^+ - \text{Ch}_D^+} \right] \quad \text{III}_7$$

$$\frac{\text{Ch}^+}{\text{Ch}^-} = \frac{\text{Ch}_P^+ - \text{Ch}_D^+}{\text{Ch}_P^- - \text{Ch}_D^-} \times \left[\frac{\text{Ch}^+}{\text{Ch}^+ + \frac{\text{Ch}_D^- \cdot \text{Ch}_P^+ - \text{Ch}_P^- \cdot \text{Ch}_D^+}{\text{Ch}_P^- - \text{Ch}_D^-}} \right] \quad \text{III}_8$$

$$\frac{\text{Ch}^-}{\text{Ch}^+} = \frac{\text{Ch}_P^- - \text{Ch}_D^-}{\text{Ch}_P^+ - \text{Ch}_D^+} + \left[\frac{\text{Ch}_D^- \cdot \text{Ch}_P^+ - \text{Ch}_P^- \cdot \text{Ch}_D^+}{\text{Ch}_P^+ - \text{Ch}_D^+} \times \frac{1}{\text{Ch}^+} \right] \quad \text{III}_9$$

Les courbes représentatives de ces équations peuvent être tracées dans trois types de diagrammes:

$$\text{A) } \text{Ch}^- = F(\text{Ch}^-) \quad \text{Fig. 14}$$

$$\text{B) } \frac{\text{Ch}^+}{\text{Ch}^-} = F(\text{Ch}^+) \quad \text{Fig. 15}$$

$$\text{C) } \frac{\text{Ch}^-}{\text{Ch}^+} = F\left(\frac{1}{\text{Ch}^+}\right) \quad \text{Fig. 16}$$

Les termes entre crochets $[\]$, mesurant l'écart à la corrélation lineaire simple $\frac{\text{Ch}^+}{\text{Ch}^-} = \text{cte}$; la distinction entre les trois modèles résulte de l'inégalité formelle et quantitative de ces termes, comme le démontrent clairement les *figures 14, 15, 16*.

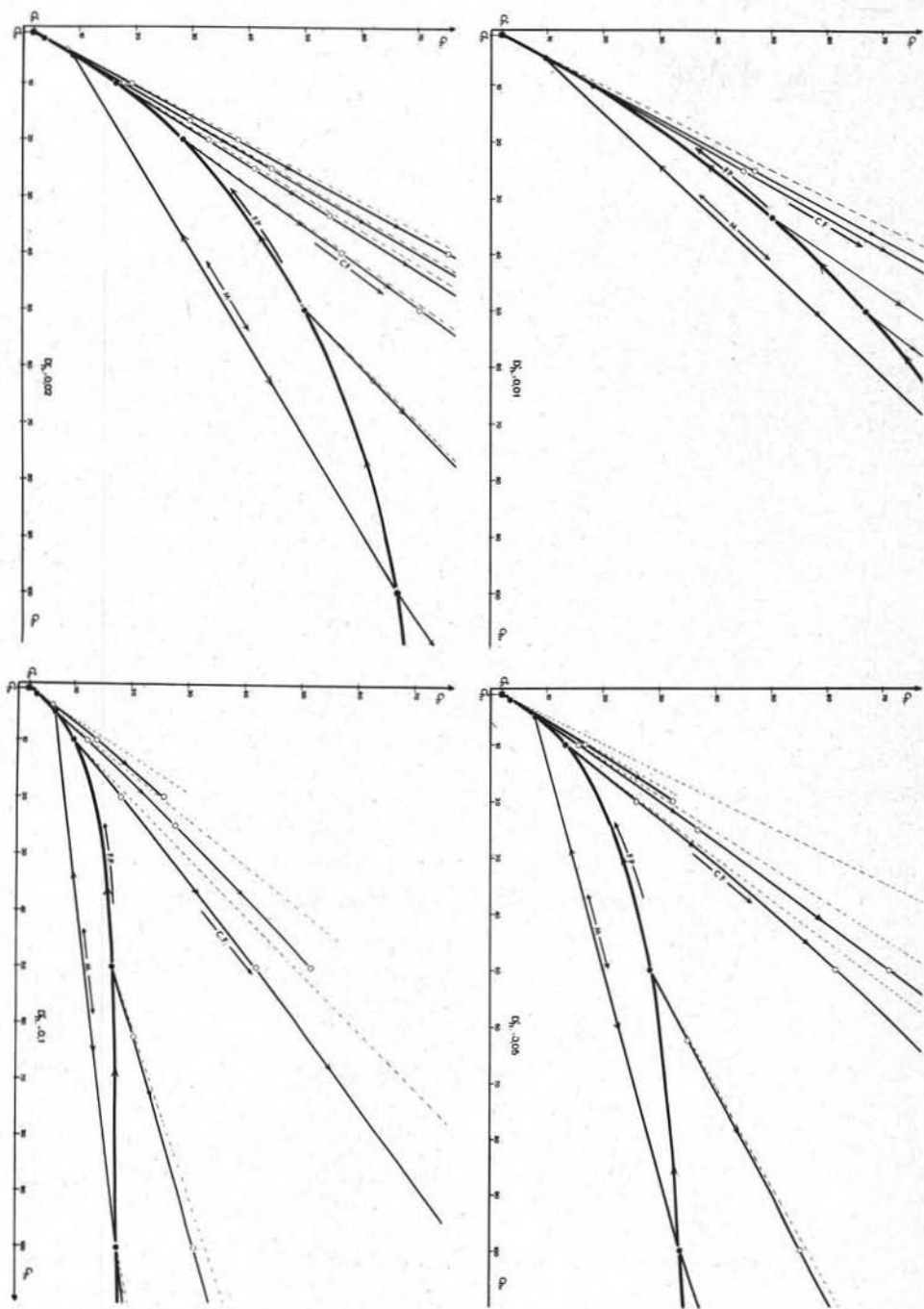


Fig. 14. — Diagrammes théoriques $Ch = F(Ch)$ des éléments hygromagmatophiles. Les courbes sont calculées pour les modèles de cristallisation fractionnée (C.F.), de fusion partielle (F.P.) et de mélange (M.).

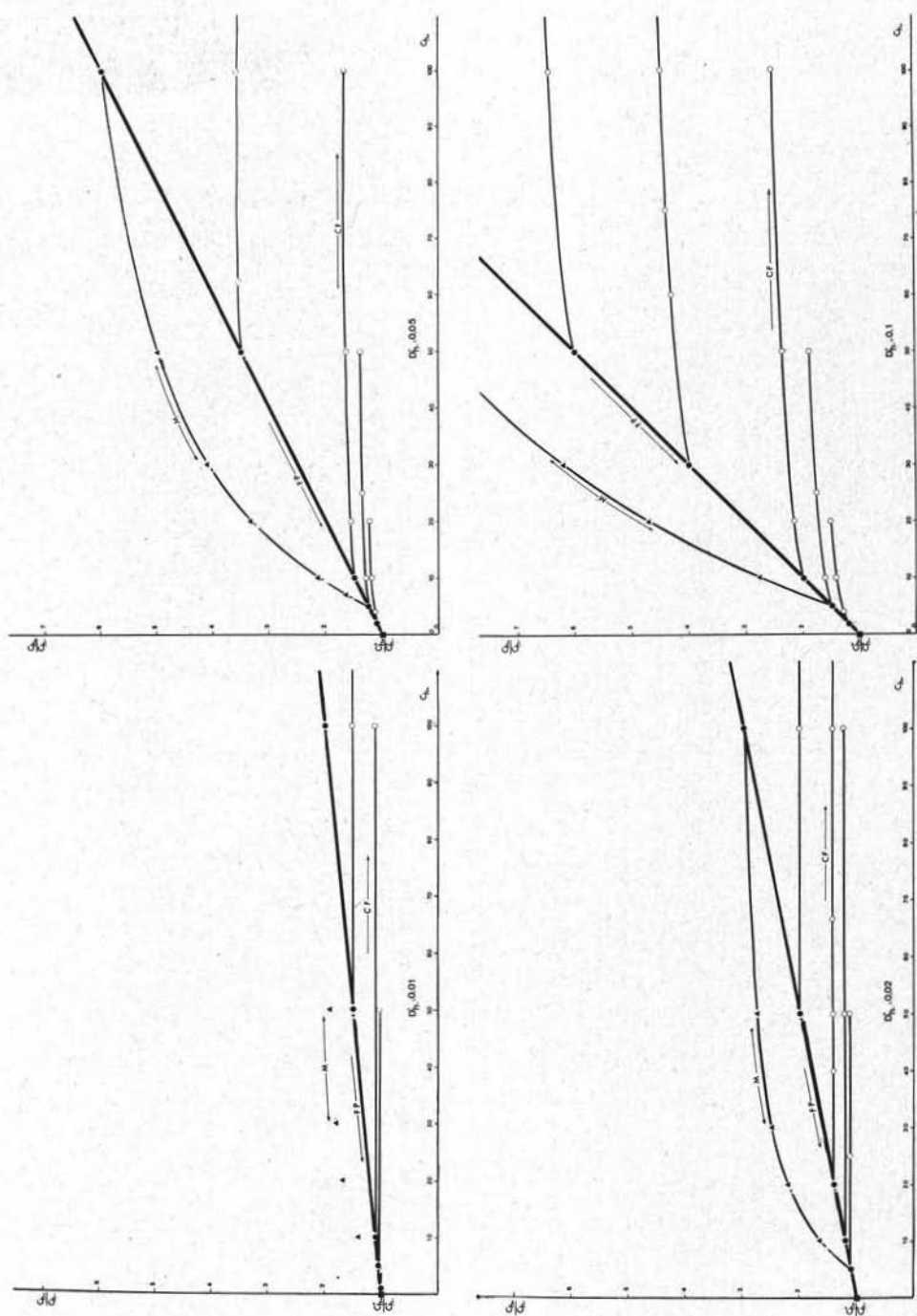


Fig. 15. — Diagramme théoriques $\frac{Ch^+}{Ch^-} = F(Ch^+)$ des éléments hygromagmatophiles. Les courbes sont calculées pour les modèles de cristallisation fractionnée (C.F.), de fusion partielle (F.P.) et de mélange (M.).

L'analyse est en particulier facilitée par la simplicité des fonctions; la loi de mélange est représentée par une droite ne passant pas par l'origine dans les diagrammes A (fig. 14) et C (fig. 16), la fusion partielle est également représentée par une droite ne passant pas par l'origine dans les diagrammes B (fig. 15) et enfin les écarts à la relation linéaire restent très faibles, et inférieurs ou du même ordre de grandeur que les incertitudes analytiques dans le cas de la cristallisation fractionnée, tant que $0,02 < D_h < 0,2$. Nous démontrons ainsi qu'une simplification de la modélisation quantitative des processus magmatiques peut s'appuyer sur les propriétés géochimiques spécifiques des éléments hygromagmatophiles.

a) Discussion des modèles appliquée au magmatisme de l'Afar

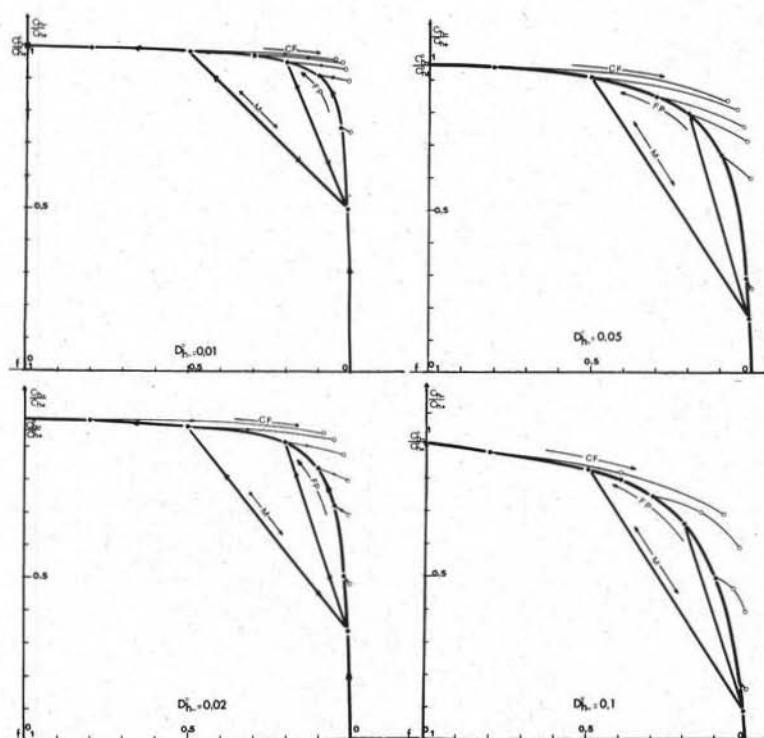


Fig. 16. — Diagrammes théoriques $\frac{Ch}{Ch^+} = F\left(\frac{1}{Ch^+}\right)$ des éléments hygromagmatophiles. Les courbes sont calculées pour les modèles de cristallisation fractionnée (C.F.), de fusion partielle (F.P.) et de mélange (M.).

Nous avons reporté dans des diagrammes du type A et B l'ensemble de nos données analytiques de l'Afar et des régions avoisinantes. Nous donnons à titre

d'exemple les diagrammes $Tb = F(Ta)$ (fig. 17), $\frac{Ta}{Tb} = F(Ta)$ (fig. 18) et $\frac{La}{Tb} = F(La)$ (fig. 19). Les résultats obtenus avec d'autres couples d'éléments, Ta,

Th, La, apparaissant comme les plus fortement hygromagmatophiles pour ce type de magmatisme, sont en parfait accord avec ceux que l'on peut déduire des diagrammes ci-dessus. Conformément à la discussion théorique précédente, nous distinguons en premier lieu dans ces diagrammes, les principales séries différenciées étudiées représentées par des droites de corrélation passant par l'origine dans le diagramme $Tb = F(Ta)$ et par des droites parallèles à l'axe des abscisses dans

les diagrammes $\frac{Ta}{Tb} = F(Ta)$ et $\frac{La}{Tb} = F(La)$. Nous constatons que la dispo-

sition de ces droites représentatives des séries, caractérisées par les valeurs relatives de leurs pentes ou de leurs ordonnées, traduit très bien la relation entre l'évolution des caractères géochimiques et la position structurale de ces séries. Dans les diagrammes $Ch = F(Ch^+)$ les pentes de ces droites décroissent, et dans les dia-

grammes $\frac{Ch^+}{Ch^-}$ les ordonnées croissent avec la distance à la zone d'expansion et en

fonction inverse du taux d'expansion.

Nous pouvons approcher l'évolution de la composition des liquides primaires au cours de leur formation, en traçant la courbe joignant les points représentatifs des échantillons les moins différenciés des différentes séries, caractérisés par les teneurs les plus faibles en éléments hygromagmatophiles. Cette enveloppe ne peut être définie d'une manière satisfaisante que si l'on dispose d'un grand nombre d'échantillons augmentant statistiquement la probabilité d'avoir des échantillons pas ou très peu différenciés. Cette méthode nous permet d'analyser le processus de genèse des liquides primaires.

Nous observons dans les diagrammes $Ch = F(Ch^+)$ (fig. 17), que les courbes ainsi définies ne peuvent pas être assimilées à des droites, ce qui est donc contraire à l'hypothèse de mélange simple et donc au modèle de panache invoqué par Schilling (1973). L'équation de ces courbes peut par ailleurs être précisée en se reportant

simplement aux diagrammes $\frac{Ch^+}{Ch} = F(Ch^+)$, fig. 18 et fig. 19.

Nous constatons qu'elles sont, conformément au modèle de fusion partielle, assimilables à des droites aux incertitudes analytiques près. Un léger écart à cette loi est sensible dans le domaine des très basses teneurs correspondant aux tholeïtes. Cet écart peut être interprété soit par des différences de compositions initiales du manteau se traduisant par une valeur différente de D^h pour ces échantillons, soit par une modification du modèle de fusion au niveau des dorsales. En particulier dans le cas de la fusion fractionnée, l'expression I_3 permet d'écrire:

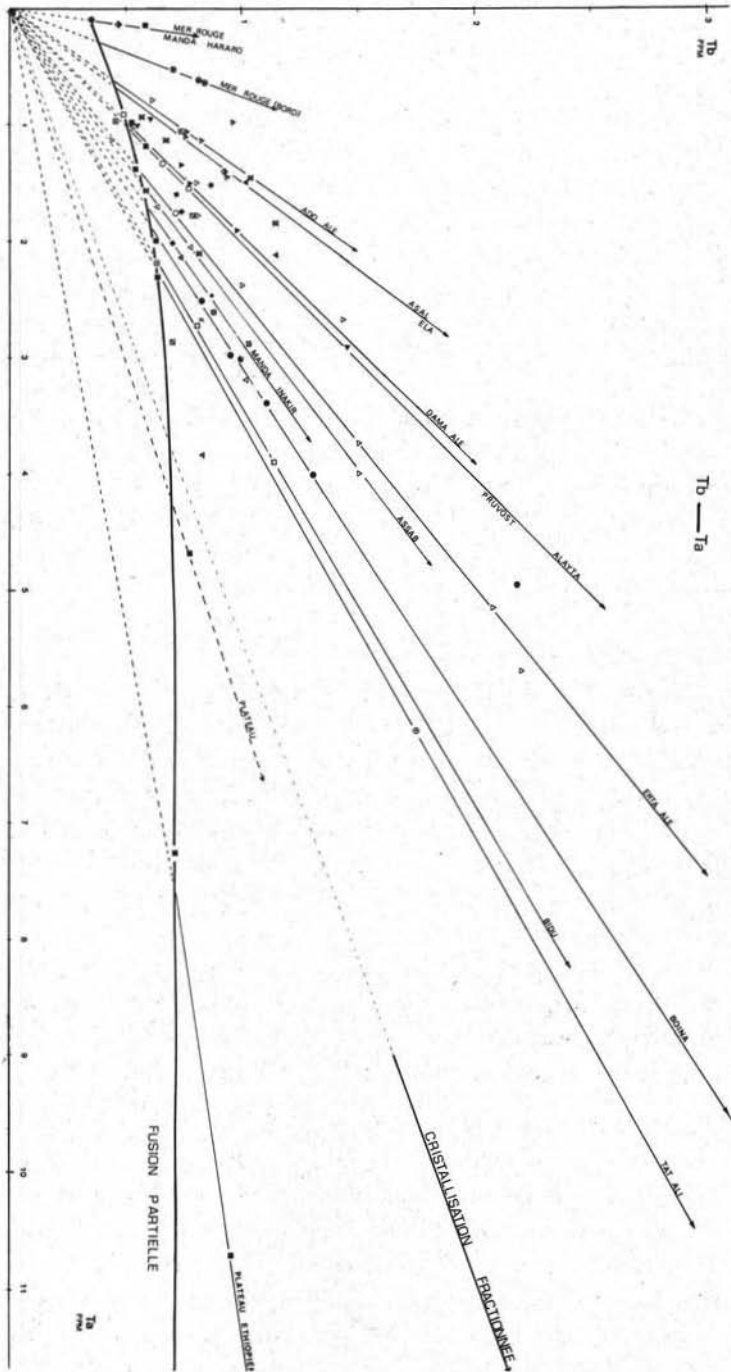


Fig. 17. — Diagramme $T_b = F(T_a)$ des échantillons de roches volcaniques de l'Afar.

$$\frac{\text{Ch}^+}{\text{Ch}^-} = \frac{\text{C}^{\circ}\text{h}^+}{\text{C}^{\circ}\text{h}^-} \times \frac{\text{Dh}^-}{\text{Dh}^+} \times (1-f)^{\frac{1}{\text{Dh}^+} - \frac{1}{\text{Dh}^-}}$$

Il en découle que le rapport $\frac{\text{Ch}^+}{\text{Ch}^-}$ dans cette hypothèse, tend vers zéro quand f tend vers 1. Comme $\frac{\text{Ch}^+}{\text{Ch}^-}$ est toujours positif, ce rapport est décroissant et tend vers zéro lorsque f tend vers 1, or nous observons que d'une manière systématique cet écart à la loi de fusion partielle se traduit bien dans le domaine restreint des très faibles teneurs par une décroissance vers zéro du rapport $\frac{\text{Ch}^+}{\text{Ch}^-}$.

En conclusion, nous pouvons préciser que le modèle le plus satisfaisant et le plus simple rendant compte des variations des propriétés géochimiques des liquides basaltiques primaires du magmatisme de l'Afar est celui d'une fusion partielle à l'équilibre d'un manteau chimiquement homogène, dont l'intensité croît avec le taux d'expansion. Le degré de fusion est maximum sur les dorsales où des écarts à cette loi peuvent s'expliquer par une émission massive et continue de laves soustrayant donc ainsi des quantités importantes de liquide de ses conditions d'équilibre avec le solide faisant évoluer le processus vers un modèle de fusion fractionnée.

c) Composition du manteau

L'équation III₅ de la courbe de fusion partielle, montre que l'ordonnée à l'origine est égale à $\frac{\text{C}^{\circ}\text{h}^+}{\text{C}^{\circ}\text{h}^-}$ et la pente à $\frac{\text{D}^{\circ}\text{h}^-}{\text{C}^{\circ}\text{h}^-}$.

Les diagrammes $\frac{\text{Ch}^+}{\text{Ch}^-} = F(\text{Ch}^+)$ peuvent donc être utilisés pour essayer de mesurer des grandeurs caractéristiques du manteau telles que les rapports des concentrations des éléments hygromagmatophiles, et fournir ainsi des indications sur la valeur et les variations de sa composition.

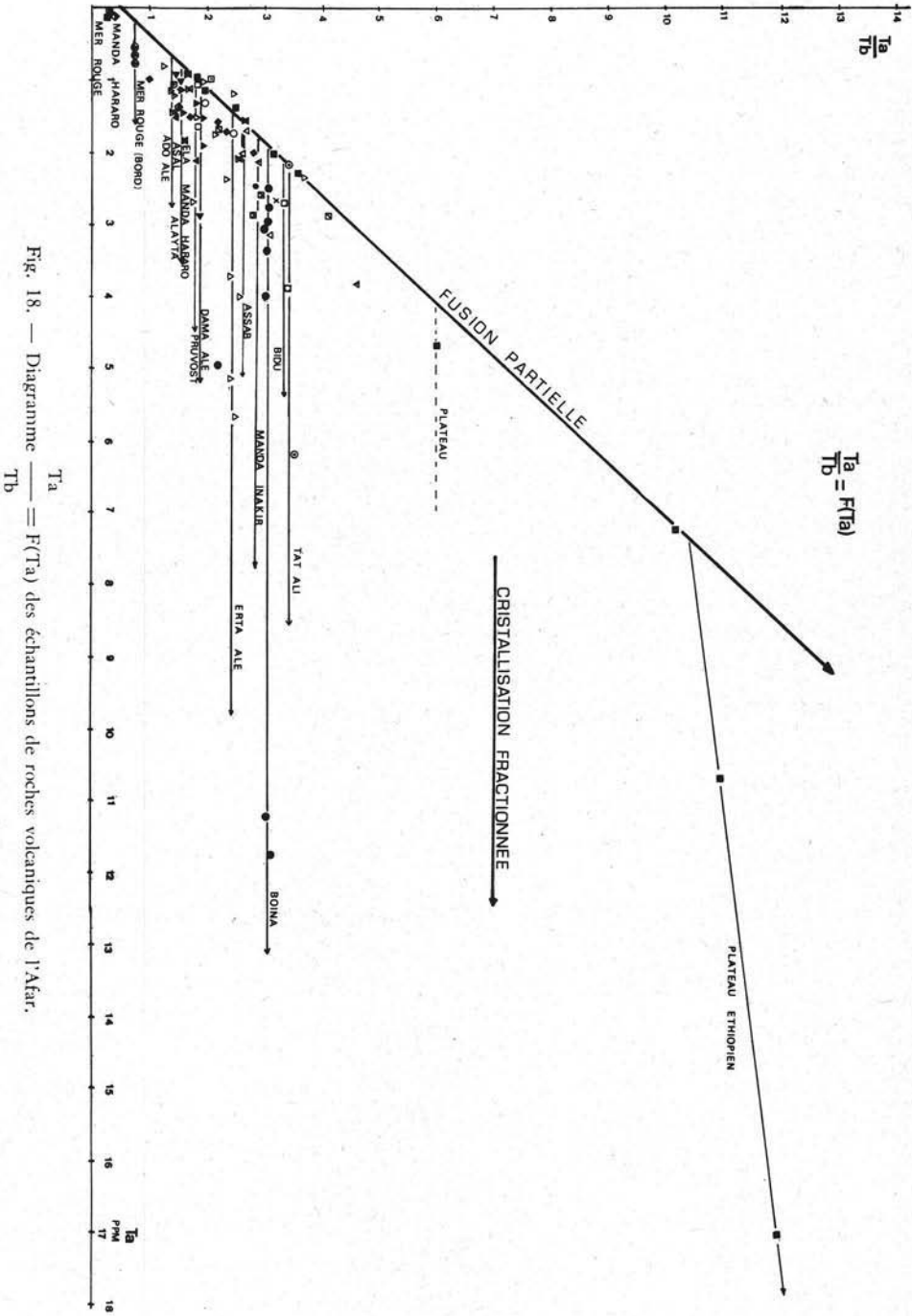
En utilisant les diagrammes $\frac{\text{Ta}}{\text{Tb}} = F(\text{Ta})$ (fig. 18), $\frac{\text{La}}{\text{Tb}} = F(\text{La})$ (fig. 19), $\frac{\text{Ta}}{\text{Sm}} = F(\text{Ta})$, $\frac{\text{La}}{\text{Sm}} = F(\text{La})$, $\frac{\text{Ta}}{\text{Eu}} = F(\text{Ta})$, nous obtenons pour l'Afar :

$$\text{C}^{\circ}\text{Tb} = 2 \text{ C}^{\circ}\text{Ta}, \text{ C}^{\circ}\text{Sm} = 3,7 \text{ C}^{\circ}\text{Ta}, \text{ C}^{\circ}\text{La} = 10 \text{ C}^{\circ}\text{Ta} \text{ etc...}$$

Nous avons calculé les valeurs suivantes des concentrations dans le manteau :

$$\text{C}^{\circ}\text{Ta} = 0,045 \text{ ppm}, \text{ C}^{\circ}\text{La} = 0,648 \text{ ppm}, \text{ C}^{\circ}\text{Sm} = 0,167 \text{ ppm}$$

$$\text{C}^{\circ}\text{Eu} = 0,10 \text{ ppm}, \text{ C}^{\circ}\text{Tb} = 0,094 \text{ ppm}, \text{ C}^{\circ}\text{Th} = 0,064 \text{ ppm}$$



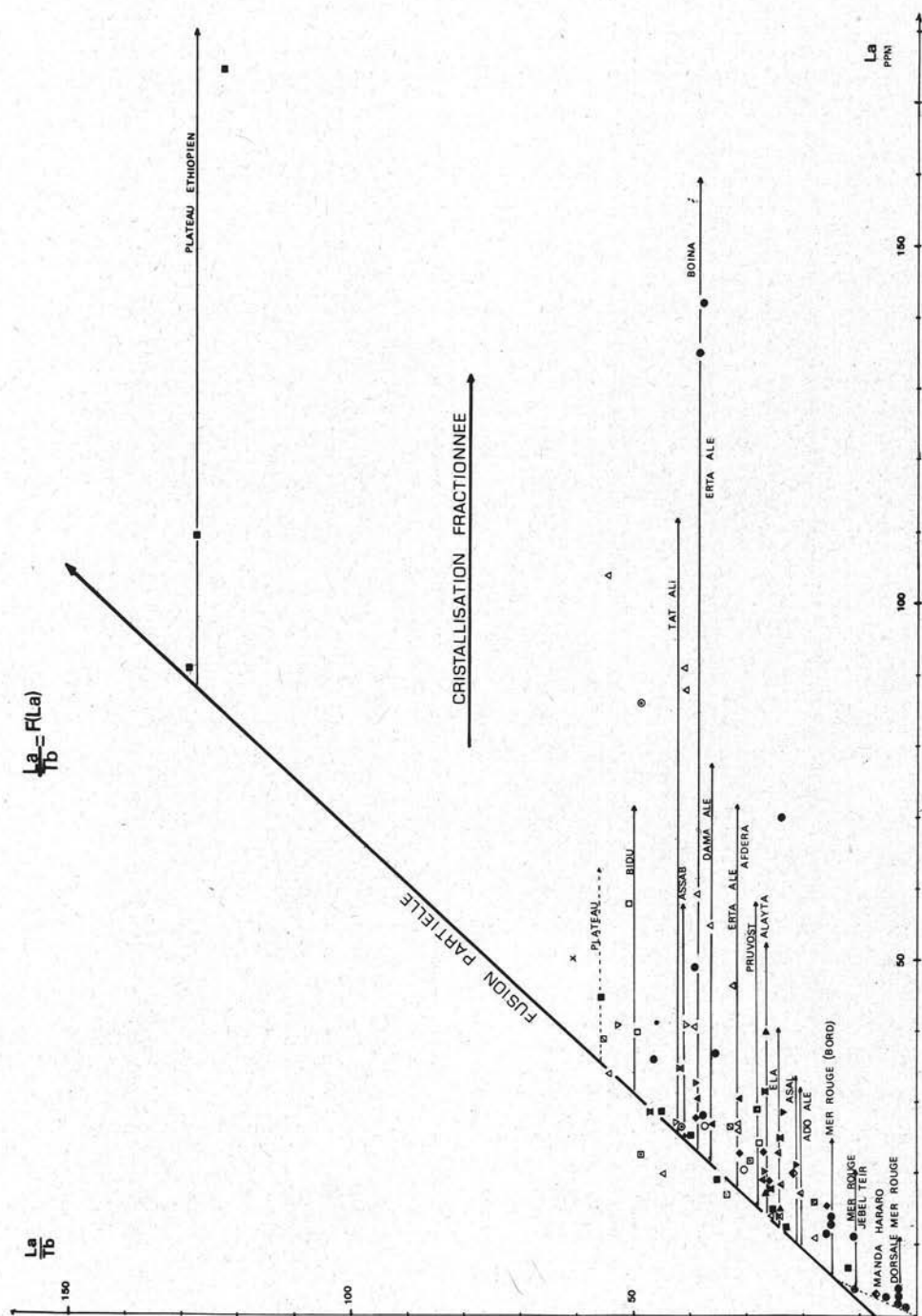


Fig. 19. — Diagramme $\frac{La}{Tb} = F(La)$ des échantillons des roches volcaniques de l'Afar.

Nous pouvons en déduire également que *la distribution des lanthanides dans le manteau est représentée dans un diagramme Coryell-Winchester par une courbe très plate et d'ordonnée voisine de 2*. Pour ces calculs, nous admettons une loi de variations des coefficients de distribution des lanthanides déduite des résultats de Masuda (1966), qui permet d'écrire:

$$D^{\circ}\text{Tb} = D^{\circ}\text{Sm} + 0,10.$$

Cette courbe permet de préciser qu'il n'est pas possible de passer par un simple processus de fusion partielle à l'équilibre d'un solide initial ayant cette distribution à un liquide présentant une courbe de distribution des lanthanides identique à celle des tholéïtes appauvries en terres légères, puisque dans ce modèle la composition du liquide tend vers la composition du solide lorsque le degré de fusion croît. En revanche, le liquide peut évoluer vers une composition de tholéïte dans le cas d'une fusion fractionnée.

Le modèle le plus simple qui peut être envisagé à l'issue de ces observations est donc celui d'une fusion partielle s'effectuant à l'équilibre loin des dorsales ou lorsque le taux d'expansion est faible, puis qui évolue vers une fusion fractionnée lorsque le taux d'expansion est très grand. Il en découle une absence de discontinuité entre les basaltes alcalins et les tholéïtes. Ces dernières correspondent à des degrés de fusion élevés et à une modification sensible de la dynamique du processus lorsque le taux d'expansion est très important.

3) COMPARAISON DU MAGMATISME DE L'AFAR ET DU MAGMATISME DES DORSALES Océaniques

Les caractères géochimiques du volcanisme de l'Afar confirment et précisent les observations volcanologiques et pétrologiques qui conduisent à admettre que l'Afar est une zone océanique correspondant à un stade précoce d'expansion. Afin de compléter cette comparaison, il est intéressant d'appliquer aux données obtenues pour quelques zones océaniques typiques la méthode d'analyse que nous venons de développer. Nous ne retiendrons pour cet exposé que l'exemple du magmatisme de la Mer Rouge et celui de l'Islande.

a) *Analyse des propriétés géochimiques du magmatisme des îles du Sud et de la Mer Rouge*

Nous prendrons en considération les résultats de Gass et al. (1973), qui ont analysé Zr, Nb, Y dans les échantillons de roches volcaniques de ces îles. Nous avons reporté ces résultats dans des diagrammes du type $\text{Ch}^- = \text{F}(\text{Ch}^+)$, figure

n.° 20, et du type $\frac{\text{Ch}^+}{\text{Ch}^-} = \text{F}(\text{Ch}^+)$, figure n.° 21. Le nombre des données est insuff-

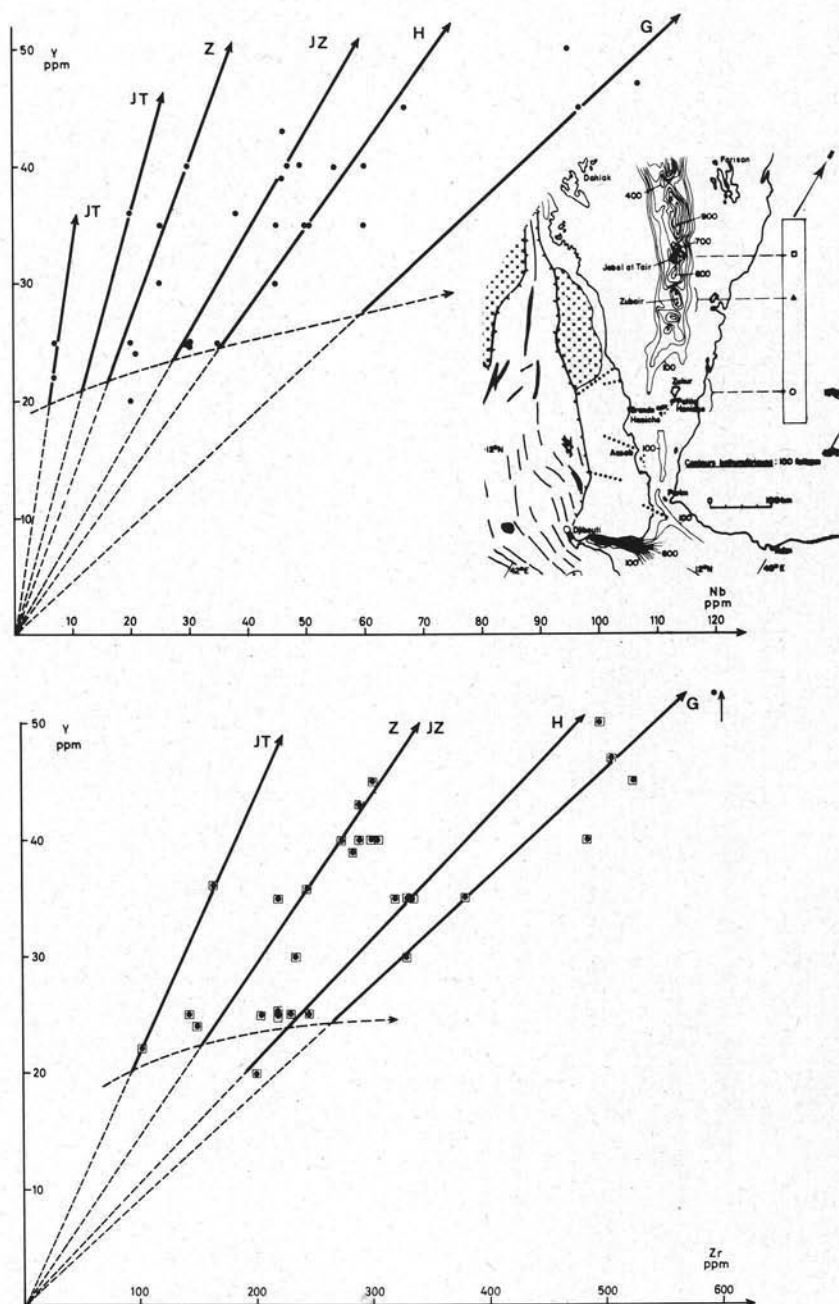


Fig. 20. — Diagramme $Y = F(Nb)$ et $Y = F(Zr)$ des échantillons de roches volcaniques des îles du Sud de la Mer Rouge d'après les résultats de Gass et al. (1973).

faisant pour pouvoir tracer avec précision des droites de corrélations correspondant à des séries magmatiques précises. On observe toutefois que l'ensemble des échantillons de chaque île s'ordonne au voisinage d'une droite passant par l'origine et

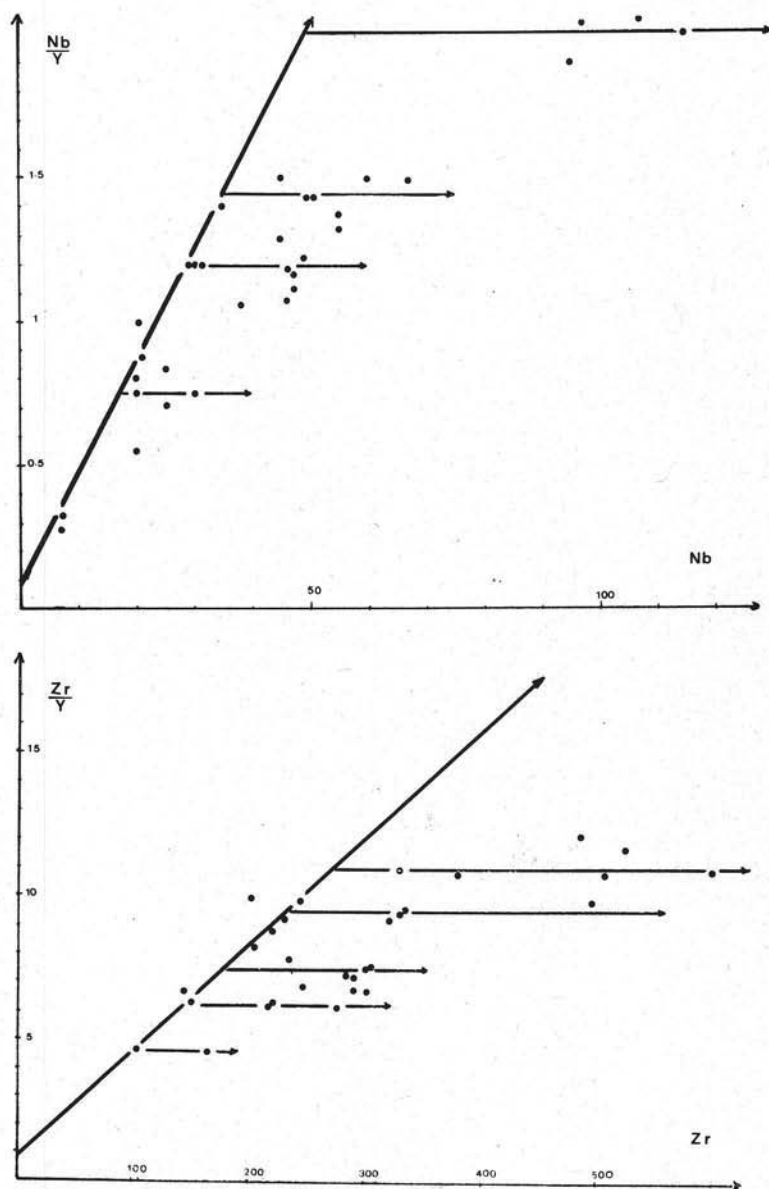


Fig. 21. — Diagramme $\frac{Nb}{Y} = F(Nb)$ et $\frac{Zr}{Y} = F(Zr)$ des échantillons de roches volcaniques des îles du Sud de la Mer Rouge, d'après les résultats de Gass et al. (1973).

dont la pente varie régulièrement du Nord au Sud depuis les îles de Jebel Teir jusqu'à Grande Haniche. Nous pouvons donc en déduire que d'une part, pour chaque île, les variations sont dûes principalement à la différenciation, et d'autre part, les variations d'une île à l'autre reflètent celles des liquides basaltiques primaires à partir desquels s'est effectuée la différenciation. L'interprétation des variations de la composition des liquides primaires est limitée par le petit nombre de données. Nous observons cependant conformément à l'étude théorique développée ci-dessus, que les diagrammes des *figures 20 et 21* sont plus conformes à un modèle de fusion partielle qu'à un modèle de mélange. Les variations de la composition des liquides basaltiques primaires peuvent donc s'interpréter comme étant le résultat d'un degré de fusion décroissant du Nord au Sud le long du Rift de la Mer Rouge corrélativement à un taux d'expansion décroissant le long du même axe.

b) *Evolution des propriétés géochimiques du magmatisme de l'Islande et de la dorsale de Reykjanes*

Dans une publication récente, Schilling (1973) communique les résultats d'une étude géochimique d'échantillons dragués le long de la dorsale de Reykjanes en se rapprochant de l'Islande et prélevés sur l'île elle-même. La, Sm, Yb, P_2O_5 ont été analysés dans l'ensemble de ces échantillons; ils peuvent être considérés comme hygromagmatophiles dans ce type de magmatisme. Schilling observe une diminution du rapport La Sm le long de la dorsale en s'éloignant de l'Islande. Il en déduit que ces variations sont le résultat d'un mélange de deux magmas primaires l'un issu de la zone de faible vitesse du manteau, l'autre correspondant à la remontée d'un panache au niveau de l'Islande.

Nous pouvons étudier ces résultats en utilisant les deux types de diagrammes

$$Ch^- = F(Ch^+) \text{ et } \frac{Ch^+}{Ch^-} = F(Ch^+).$$

Les diagrammes $Sm = F(La)$ et $P_2O_5 = F(La)$, *figure n.° 22*, démontrent que l'ensemble des variations observées ne peuvent en aucun cas être interprétées par un simple modèle de mélange. Au niveau de l'Islande s'individualisent nettement (diagramme $Sm = F(La)$) deux séries différenciées repérées par les droites de corrélation passant par l'origine. L'influence de la différenciation se manifeste également par les échantillons prélevés le long de la dorsale, observation qui rejoint partiellement les remarques de O'Hara (1973) sur l'existence de basaltes primaires en Islande. Pour tester l'hypothèse de Schilling, on ne doit donc tenir compte que des échantillons les moins différenciés définissant la courbe d'évolution des liquides primaires. Cette courbe dans le diagramme $Sm = F(La)$ est une droite conformément à un modèle de mélange, elle peut cependant se confondre à une courbe très aplatie de fusion partielle. On peut lever l'indétermination en observant d'une part que dans le cas de $P_2O_5 = F(La)$ la courbe obtenue n'est pas une droite ce qui est contraire au modèle de mélange puisque les corrélations linéaires devraient alors être observées pour tous les couples d'éléments, et d'autre part les courbes d'évolution des

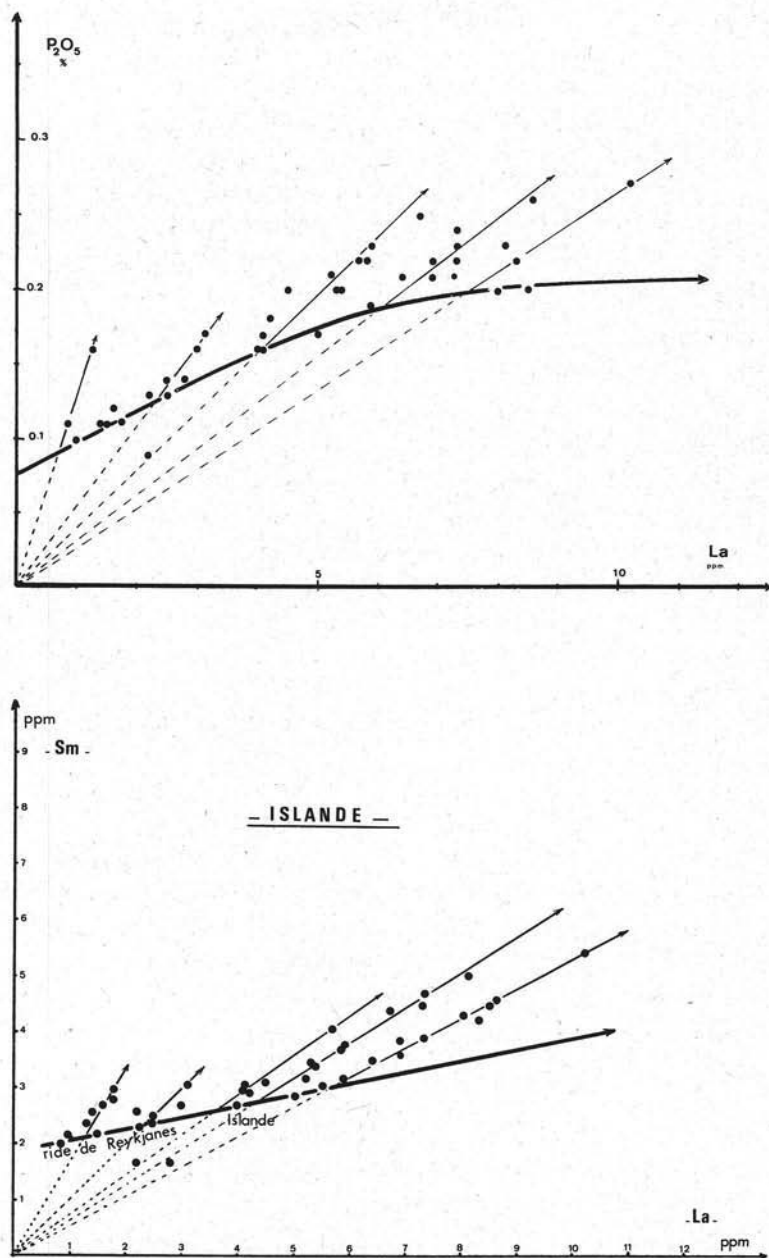


Fig. 22. — Diagrammes $Sm = F(La)$ et $P_2O_5 = F(La)$ des échantillons de roches volcaniques de l'Islande et de la dorsale de Reykjanes d'après les résultats de Schilling (1973).

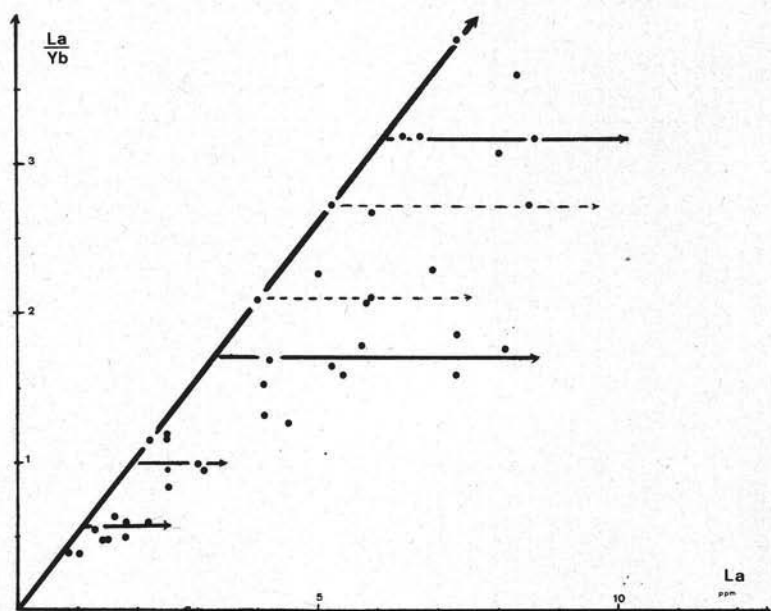
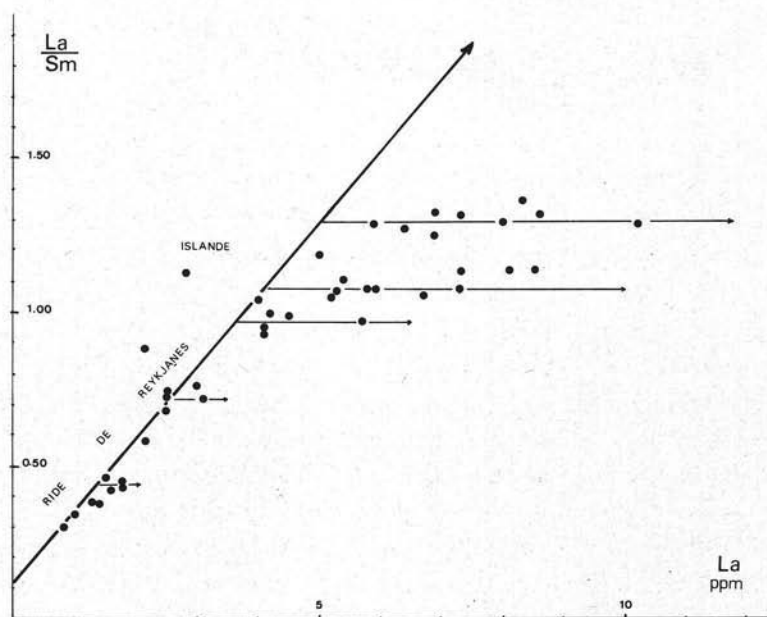


Fig. 23. — Diagramme $\frac{La}{Sm} = F(La)$ et $\frac{La}{Yb} = F(La)$ des échantillons de roches volcaniques de l'Islande et de la dorsale de Reykjanes d'après les résultats de Schilling (1973).

liquides primaires définies dans les diagrammes $\frac{La}{Sm} = F(La)$ et $\frac{La}{Yb} = F(La)$, figure n.º 23, sont des droites en accord avec un modèle de fusion partielle.

Nous pouvons donc conclure que contrairement à l'interprétation de Schilling, il est possible de rendre compte de l'évolution des caractères géochimiques du volcanisme de cette région par un processus de fusion partielle de degré croissant le long de la dorsale de l'Islande. Les liquides primaires ainsi formés à partir du manteau se différencient par cristallisation fractionnée au cours de leur ascension.

c) *Caractères géochimiques du magmatisme de la zone MIDLANTE ou large des Açores de la dorsale medio-atlantique*

La figure 24 représente les premiers résultats de notre étude géochimique des campagnes MIDLANTE et FAMOUS. Nous observons:

1) Le caractère fortement hygromagmatophile du tantale et du thorium révélé par la corrélation linéaire, avec une droite de corrélation passant par l'origine (fig. 24a) pour l'ensemble des échantillons étudiés. Ce résultat permet de prendre ces éléments comme références pour définir un indice d'évolution des processus.

2) Les diagrammes $Ch^- = F(Ch^+)$ (fig. 24b et 24c), montrent que lorsque le caractère hygromagmatophile des éléments décroît, comparativement au thorium ou au tantale, l'écart à la linéarité des corrélations augmente. Par contre, un certain nombre de séries différenciées s'individualisent, qui correspondent aux échantillons des principaux dragages. Ces variations permettent de distinguer et de souligner

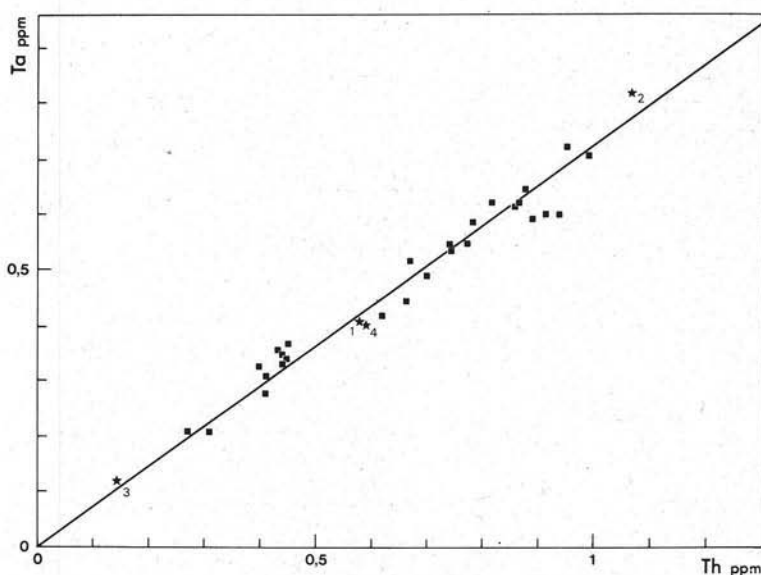


Fig. 24 a)

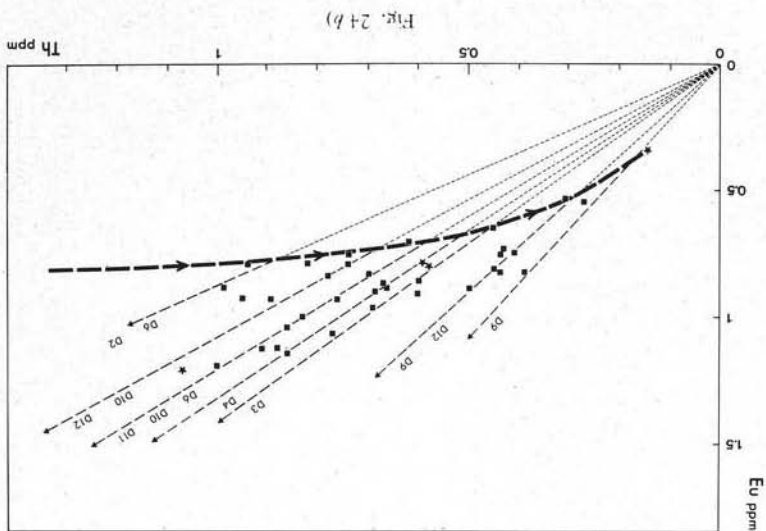


Fig. 24 b)

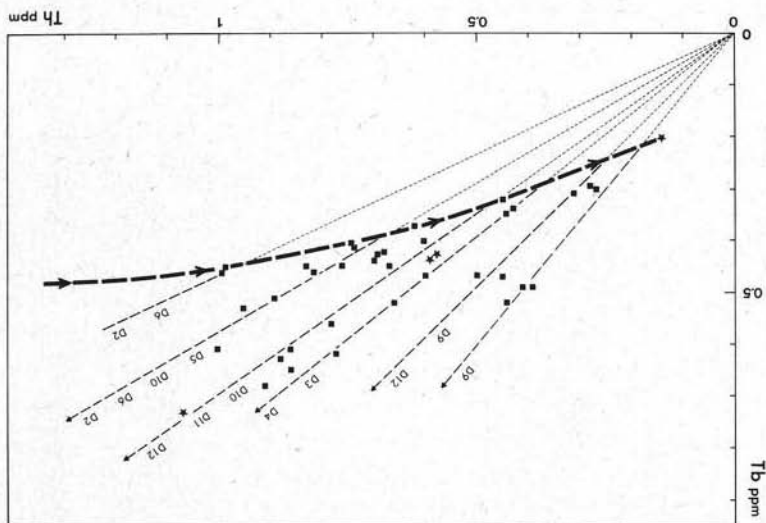


Fig. 24 c)

Fig. 24 a), b), c). — Diagramme $Ta = F(Th)$, $Eu = F(Th)$, $Tb = F(Th)$ des échantillons prélevés par le CNEXO dans la zone « midland » de la dorsale médio-atlantique au large des Açores.

L'importance de la cristallisation fractionnée. Il est alors possible de définir l'enveloppe joignant les points représentatifs des échantillons les moins différenciés. L'allure de cette courbe est conforme à un modèle de fusion partielle. Cet exemple montre que pour une même zone d'extension très réduite de la dorsale, les propriétés géochimiques du magmatisme reflètent une évolution continue et une superposition du processus de fusion engendrant les liquides primaires et de leur cristallisation fractionnée.

Conclusion

Nous avons tenté de démontrer comment les propriétés géochimiques remarquables des éléments hygromagmatophiles dues à leurs faibles coefficients de répartition solide/liquide permettent une simplification de la modélisation quantitative des phénomènes magmatiques associés à la dynamique des zones en expansion.

Cette analyse fait ressortir les points essentiels suivants:

1) Il existe une parfaite similitude entre les caractères géochimiques du magmatisme des zones axiales de l'Afar et du magmatisme des dorsales océaniques.

2) La fusion partielle de matériaux du manteau et la différenciation par cristallisation fractionnée des liquides basaltiques primaires ainsi formés sont les deux processus essentiels que l'on peut invoquer pour rendre compte des caractères de ce magmatisme.

3) On observe de ce fait une évolution continue depuis les basaltes alcalins jusqu'aux tholeïtes proportionnelle au degré de fusion.

4) Il existe un lien étroit entre les caractères géochimiques des liquides basaltiques primaires et leur position structurale. Cette relation traduit en fait une corrélation entre le degré de fusion et le taux d'expansion. Cette propriété permet donc d'utiliser le volcanisme comme marqueur de l'évolution géodynamique de la lithosphère.

5) Ce schéma peut être plus ou moins compliqué par l'intervention d'autres processus secondaires, des modifications du modèle de fusion et l'hétérogénéité du manteau. On peut exploiter plus avant les propriétés des éléments hygromagmatophiles pour repérer la contribution de ces différents paramètres.

**Tableaux de résultats des analyses des éléments en traces
dans les échantillons de roches volcaniques de l'Afar**

B A S A L T E S

Ech.	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Tb	Yb	Lu	Cu	Sr	Ni	Zn	Co	Sc	Rb	Cs	Ba	U	Th	Zr	Hf	Ta	Ta/Tb
H 6																							
HA 12																							
MR 73	12,8	31	32	5,1	2,0	0,84	2,7	0,40	47,5	590	152	108,5	39,4	27,8	12,4	0,15	139	0,22	1,03	273	7,4	0,83	0,750
MR 47	12,7	27	23	3,8	1,70	0,82		0,32	66		85	121	33,8	23,4		0,16		0,44	1,22	183	5,0	0,61	0,744
MR 54	11,6	24	17	3,5	1,60	0,71	2,0	0,31	54		182	96	36,4	20,2		0,10		0,29	0,93	151,5	4,6	0,53	0,748
MR 4	3,8	7,6	7,6	1,8	0,72	0,35	1,9	0,31	105		203	98	44,9	21,9		0,08			0,37	58,5	1,80	0,10	0,288
IJ 41	173	290	110	11,8	1,22	1,42	7,4	1,05	17		21,5	141	1,15	0,64	270	3,13	111	6,6	39,6	1426	60,8	17,1	12,0
IJ 46	110	174	69	7,8	0,93	0,95	4,9	0,76			7	106	0,92	1,89	183	0,48		1,6	20,6	961	45,8	10,7	11,28
IJ 28	91,2	130	56	8,2	2,11	0,71	2,85	0,40	31		80	47	20,4	9,7	112	1,17	1197	2,2	17,0	316	12,0	7,25	10,21
IJ 43	45,1	73,5	44	6,0	2,12	0,78	1,70	0,31	52		31	102	27,0	17,1	59	0,60	695	0,97	6,54	357	14,2	4,68	6,00
IJ 37	28,6	46	20	4,3	1,35	0,84	2,4	0,38	72		78	62	36,8	19,7	30	0,18	394	0,58	3,35	159	8,4	2,30	3,59
IJ 71	25,3	45	19	3,9	1,50	0,63	2,2	0,35	56		178	78	41,8	21,1	36	0,22	333	0,48	2,95	184	4,6	1,99	3,15
IJ 48	12,3	25			1,16	0,53		0,32	64,5		63,5	72,5	37,5	21,8		0,12	245	0,46	2,65	231	2,3	2,18	3,46
IJ 14	19,2	28	12,5	2,9	1,23	0,54	2,2	0,31	66		221	144	62,4	19,3	23		251	0,26	1,99	87	3,8	1,37	2,54
IJ 59	15,1	29	16	3,3	1,24	0,59	2,1	0,28	63		61	67	36,3	20,9	15	0,11	254	0,23	1,88	155	6,6	1,17	1,98
IJ 31	7,0	9	12	2,5	0,90	0,59	2,0	0,29	84		160,5	50	55,7	35,7		0,01	471	0,06	0,47		2,8	0,14	0,237
F 114	26,5	47			1,70	0,63		73	445		95	57,5	44,7	24,8	23	0,12	245	0,46	2,65	231	2,3	2,18	3,68
D 160	86	143			2,30	1,75		9	76		5,5	82	1,70	3,56	88,4	1,10	637	2,55	17,0	780	27,6	6,20	3,54
C 274	26,8				2,10	0,72		134			32	226	42,6	29,5				0,44	2,0	240	7,0	1,75	2,43
D 47	20,4				1,68	0,67		127			116	60	46,4	25,0				0,36	1,40	199	5,2	1,32	1,97
K 47	16,6	27			1,11	0,49		99			130	40	35,5	43,5	9	0,05	131	0,32	1,44	157	2,0	0,91	1,88
G 35	22,5	51	14	5,4	2,0	0,77		85	342		53	91	43,1	28,2	21	0,14	218	0,44	2,88	228	7,4	1,54	2,00
S 32	22,2				1,09	0,45		40	285		68	50	30,0	18,4	10		171	0,17	1,50	106	3,7	0,96	2,13
G 530	21,8				2,0	0,74		46			144	93	47,4	26,4				0,37	1,30	279	5,4	1,05	1,42
B 325	41	73	32	8,0	2,80	1,02	2,4	0,38	25		16,5	87	33,8	20,6	48	0,25	421	0,81	4,46	375	9,6	3,18	3,12
B 382	41	79	40	7,8	1,06	0,78	1,95	0,32	17		35	83	62,1	28,1		0,11	399	0,77	2,88	266	9,8	2,04	2,61
B 258	26,9	48	23	4,7	1,68	0,63	1,5	0,24	62		178	54	39,6	18,3	20	0,10	192	0,40	3,48	240	7,8	1,70	2,70

Ech.	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Tb	Yb	Lu	Cu	Sr	Ni	Zn	Co	Sc	Rb	Cs	Ba	U	Th	Zr	Hf	Ta	Ta/Tb
K 11	40	175			3.10	0.81			34	623	65.5	74	40.4	24.5	21	0.71	491	0.43	3.42	291	7.4	2.71	1.74
C 399	58	107			2.80	1.14			49		78	66	37.2		32	0.11	433	1.17	5.91	169	15.4	3.89	3.41
B 434	32.6	61	38	7.4	2.10	0.83	2.3	0.38	58		89	70	79.8	24.7	33	0.01	328	0.56	3.79	313	7.6	3.83	4.61
B 406	20.1	43	23	5.1	1.96	0.74	2.0	0.32	82.5		118	67	65.4	24.5	15		180	0.32	1.77	246	5.8	2.14	2.89
B 512	16.0	32	25	6.1	2.40	0.88	2.5	0.32	180	765	131.5	70	90	25.5		0.07	206	0.12	1.07	243	8.2	2.60	2.85
B 570	29.1	57	30	6.8	2.70	1.03	2.3	0.32	87		36	89	61.9	28.3	20		283	0.23	2.21	325	8.4	2.87	2.79
C 416	39.2	74	44	7.8	2.60	0.70	3.2	0.47	42.5	417	45	86	43.3	23.1	19	0.10	268	0.70	3.97	420	11.8	2.86	4.09
C 495	26.7	71			2.00	0.81			74		105	49	45.8		9		241	0.43	2.23	270	9.0	1.77	2.18
C 430	40	64			2.10	0.87			105		104	73	37.9	23.1	27	0.07		0.65	3.6	276	7.0	2.46	2.83
C 382					1.65	0.73	2.0		74		15.5	61	30.5		13	0.11	229	0.42	1.97	226	8.0	1.12	1.53
C 375	23.1				1.97	0.93			82		58	66	43.2				210	0.29	1.58	284	8.8	1.44	1.55
G 509	18.5	46			1.70	0.76			1135		160	84.5	45.3	26.7	7	0.07		0.23	0.51	164	4.6	1.10	1.45
G 505	17.3				1.90	0.83			107		79	141	44.1	27.8				0.27	0.73	273	5.4	1.13	1.35
S 230	20.3	48			2.02	0.93			45.5		117.5	98	39.1		19	0.11	215	0.33	1.72	264	8.2	1.40	1.50
S 68	3.3				0.80	0.47			116.5		94	80	49.5	25.8				0.30	48		2.22	0.13	0.27
S 60	23.1	48	30	6.4	2.10	0.87	5.7	0.27	141	289	39.5	35	41	2.72	17	0.12	191	0.34	2.06	310	9.4	1.51	1.74
G 451	15.3	37	30	4.4	1.70	0.97	2.7	0.37	124.5	319	49	63	37.3	28.6	18	0.09	201	0.20	1.66	237	8.6	0.96	0.99
B 554	19.2	38.6	26	5.3	1.79	0.73	1.8		145.5		101	48.5	64.2	24.2	12		149	0.31	1.74	216	5.8	1.74	2.38
C 426	27.9	55			1.95	0.71			156	593	131		46.4	23.0	18	0.05	212	0.52	2.98	321	9.2	2.01	2.83
C 321	22.7	43.3	26	5.1	1.70	0.72	2.1	0.35	64		113	86	45.1	23	12	0.09	157	0.47	2.20	340	7.4	1.60	2.22
G 868	21.3	51.3	24	6.5	2.40	1.02	3.7	0.71	172	432	65	73	45.4	28.9	10	0.12	160	0.20	1.29	390	9.8	1.48	1.45
7041	28.4	65	49	10.8	2.90	1.15	3.0	0.45	106	539	90	89	44.2	24.8	11	0.04	187	0.12	0.99	400	9.8	2.11	1.83
W 172	50.3	73			2.43	0.83		123	602		29	72	70.8	17.9	29	0.16	329	0.84	4.44	258	9.4	2.67	3.22
H 98	27	43			1.76	0.74		127	262		35	58	32.0	22.6	15	0.13	177	0.45	2.31	208	6.4	1.33	1.80
H 99	30.6	47			1.81	0.78		149.5			24.2	56	31.9	22.1	73	0.15	190	0.49	2.80	228	7.0	1.52	1.95
H 115	30.6	59			2.32	0.98		140	304		19	70.5	39.3	27.0	23	0.17	226	0.42	3.46	292	8.8	1.90	1.94
H 221	30.8	61			2.50	1.15		113			92	46	45.3	27.3	12		180	0.37	1.68	303	12.8	1.82	1.58
H 231	35	72			1.58	0.82		71			99	45	36.6		27	0.23	255	0.75	4.34	241	9.8	2.10	2.56
H 358	17.6	41			1.65	0.68		112	335		40.5	33	42.0	25.9	12	0.11	142	0.26	1.78	108	2.6	1.13	1.66
H 42	28.3	44			1.63	0.59		64	284		21.5	65.5	33.8	19.8	20	0.17	221	0.48	2.77	144	5.2	1.56	2.84
H 22	13.9	28.2			1.15	0.57		103			85	44.5	42.0		12		124	0.34	1.42	144	5.2	0.93	1.63
H 40	25	52			2.33	1.04		114			88	95	46.4	25.1	8	0.09		0.25	1.20	190	4.9	1.45	1.32

BOINA

Ech.	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Yb	Lu	Zr	Hf	Sc	Cr	Co	Cu	Ni	Zn	U	Th	Cs	Rb	Ba
S 40	19.9	36.9	21.2		1.60		0.73			2.40	0.35			30.1	291	41	28.6	33.5	64	0.37	1.67			13.4
D 219	154	273	122		3.05		3.89			13.8	1.92			0.42	133		0.66	4.7	1.85	207				
D 227	152	269	118		3.07		3.68			14.05	1.93			0.25	88	0.30			120		5.40	12.7		
D 236	70	132	67	15.7	4.7	15.7	2.19	17.3	3.6	8.62	1.22	483	16.2	13.3	8.6	4.7	6.0	8.4	160	0.92	7.40	0.72	76	573
D 202	159	287	129	29.4	3.28	25	3.93	28.2	6.4	14.13	1.97	1015	32	0.26	77	25		8.5	255	5.35	14.9			
D 212	157	278	121		3.14		3.76			13.05	1.82			0.24	134		2.8	1.75	177	5.50				
D 237	60	115	70	15.5	5.3	17.4	2.27	14.5	3.07	6.96	0.98	369	13.6	15.3	6.1	7.7	9.0	6.4	135	1.65	4.7			56
G 495	19.6	36	21.8	4.70	1.73	4.32	0.74	3.72	0.97	1.89	0.19		3.85	22.7	370	49.6	25.5	75	55	0.65				
D 217	112	194	93	21.3	3.29	13.8	2.75	15.8	4.5	10.3	1.41	832	27	1.37	56		0.82	3	1.6	112	3.65	9.9		
S 44	49	88	51	10.4	3.57	9.3	1.31	8.50	2.25	3.61	0.45	238	8.0	21.3	18	40	21	10.5	193	0.92	486	0.32	41.3	554
S 51	28.5	53	29		1.89	5.8	0.83			2.17	0.32	184	5.8	22.5	22.6	43	34.5	24.7	97	0.61	3.87	0.26	28.5	487
D 210	81	141	71.3	15.7	3.80	14.4	1.87	11.9	3.8	6.27	0.95	538	17.2	11.0	49.1	8.9		9.2	113	2.0	8.1			
D 230	142	246	121		2.95	18.2	3.41			11.1	1.58	1037	29.5	0.21	84.1	0.84			170	4.1	16.5	1.67	171	
S 46	37	58	28		2.10		0.95			2.50	0.40	240	6.3	22.4		35.8	27	22.7	104	0.78	4.21	0.25	49.1	447
D 211	135	279	114		3.12		4.11			12.8	2.03	1023	30.8	0.81		1.02		5.8	160	3.8	17.4	1.56	168	
S 52	36	68	26.5		2.46		1.03			2.69	0.41	180	6.36	21		42	40	30	88	0.85	3.50	0.17	22	551
D 224												864					2.6	2.1	109	3.4	10.6		129	
D 227	115.3					2.03	0.31	1.35	0.38	1.05	0.14		1.71	0.049	5.87	3.54								
D 217	7.45	10.5	6.6		8.88		0.18			0.37	0.054			0.087	1.02	0.10					4.62		18	
D 224	7.55	11.1	7.64		8.07		0.21			0.39	0.053			0.049	1.58	0.16					0.49		17	

ERTA ALE ET ALAYTA

[illegible]

Ech.	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Tb	Dy	Yb	Lu	Sc	Co	Ba	Cs	Rb	U	Th	Hf	Zr	Ta	Ta/Tb	Ta/Eu	La/Tb	La/Eu
TD 13	42	79	46	8.36	2.50	1.00	6.72	3.90	0.63	22.8	33.4	293	0.14	31	0.38	4.47	4.40	232	2.36	2.37	0.95	40.7	16.3
F 70									0.54														
F 58 a	43			8.06	2.32		6.52																
D 103	60	102	64	11.9	3.33	1.52	8.60	4.70	0.66	26.6	28.6	277	0.27	36.8	1.43	6.84			3.99	2.64	1.21	39.4	18.0
F 12	50	99	55	12.2	3.18	1.54	8.44	4.48	0.63	27.8	27.7	324	0.25	33.7	1.21	5.98			3.72	2.48	1.20	36.7	17.7
D 13	47	82	59	10.3	2.83	1.45	9.36	4.5	0.58	22.1	26.0		0.18	22	0.54	5.83	5.30	280	2.66	1.85	0.95	32.1	16.5
G 58	53.5			12.5	2.45		11.3																
F 55	67.5			12	3.59		10.5																
Ch 64	75.5			15.3	3.79		11.2																
TD 25	93	181	104	17.6	5.25	2.48	14.8	7.25	1.01	20	18.9	390	0.41	50.5	1.94	9.50			5.14	2.47		42.3	20.0
D 73	58.5			10.2	2.75		7.98																
F 46	79			16.7	4.21		15.1																
D 190	80			17.3	4.24		14.3																
TD 7	96	182	91	14.3	3.72	1.91	11.3	5.5	0.67	9.80	9.80	533	0.83	75	3.10	16.2	11.3	545	13.3	3.5		54.7	28.1
Ch 57	94			10.6	3.40		11.3																
F 59	91			11.7	3.60		15.3																
F 53	95			10.5	2.75		13.4																
D 137	98			13.3	4.22		15.8																
Ch 20	89	153	77	15.2	3.24	2.16	13.4	7.3	1.01	4.83	2.15	427	0.61	75	3.16	17.9	13.3	656	5.68	2.58		41.5	27.7
D 2	26	52		4.7	1.74	0.81	4.12			24.7	36.8		0.12	19	0.59	2.64	2.80	148	1.49	1.84	0.86	32.1	14.9
D 128	41			7.6	2.11		6.34																
D 94	92			11.6	3.09		9.05																
F 45	77			13.7	4.17		10.9																
F 49	24.5			4.3	1.41		4.00																
D 18	35.5			7.0	1.89		5.51																
F 58	37			7.9	1.96		6.60																
ER 8	37	52	26	4.78	1.94	0.92	5.15	3.00	0.53														
ER 13	22	39.5	23	4.61	1.68	0.86	4.40	2.26	0.34														
ER 14	24.5	38	22	4.51	1.64	0.70	4.48	2.28	0.34														
ER 15	22	40	20	4.32	1.59	0.75	4.50	2.33	0.33														
ER 38	17	36		4.50				1.54															
F 98	15.0				1.43	0.61				22.7	44.7				0.31	1.01			0.94	1.54	0.66	24.6	10.5

BIBLIOGRAPHIE

- ALABAREDE F., BOTTINGA Y. (1972), *Kinetic disequilibrium in trace element partitioning between phenocrysts and host lava*, *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 36, 141-156.
- ALBERT PH. (1973), *L'analyse par radioactivation*, Gauthiers-Villars, Paris.
- ALLEGRE C.J., ALBAREDE F., LOUBET M., NOIRET G. (1972), *Distribution of trace elements in igneous rocks. A study of ionic probe*, International Conference on distribution and partition of trace elements and origin of volcanic rocks, Newport, Rhode-Island, U.S.A., october, 2-4, 1972.
- ALLEGRE C.J., JAVOY M., MICHARD G. (1968), *Etude de la distribution et de l'abondance des éléments de transition dans l'écorce terrestre comparée à celles des Terres Rares*, Origin and distribution of the elements, p. 913-928, Ahrens, Pergamon Press.
- ALLEGRE C.J., MINSTER J.F., MINSTER B., TREUIL M. (1975, à paraître), *Application de la méthode des problèmes inverses en géochimie*, I. Cristallisation fractionnée.
- BARBERI F., SANTACROCE R., TREUIL M., VARET J. (1974a), *A transitional basalt-pantellerite sequence of fractional crystallization. The Boina centre (Afar, Ethiopia)*, *Journ. of Petrology*, Vol. 16, n. 1, 22-56.
- BARBERI F., VARET J. (1970), *The Erta Ale Volcanic Range (Danakil Depression, Northern Afar, Ethiopia)*, *Bulletin volcanologique*, XXXIV-4, 848-917.
- BARBERI F., TAZIEFF H., VARET J. (1972), *Volcanism in the Afar triangle, and its tectonic and magmatic significance*, *Tectonophysics*, 15, 19-30.
- BARBERI F., SANTACROCE R., VARET J. (1973b), *Peralkaline silice volcanic rocks from Afar*, *Bull. Volc. Spec. Issue* (à paraître).
- BOON J.A. (1971), *Mössbauer investigations in the system Na₂O-FeO-SiO₂*, *Chem. Geol.*, 7, 153-169.
- CARMICHAEL J.S.E. (1967a), *The iron-titanium oxides of silic volcanic rocks and their associated ferromagnesian silicates*, *Contr. Mineral. and Petrol.*, 14, 36-64.
- CHAYLA D., JAFFREZIC H., JORON J.L. (1973), *Analyse par activation dans les neutrons épithermiques. Application à la détermination d'éléments et traces dans les roches*, *C. R. Acad. Sc.*, Paris, 277, 273-275.
- DIETRICH R.V. (1968), *Behaviour of zirconium in certain artificial magmas under diverse P.T. conditions*, *Lithos*, 1, 20-29.
- DRAKE M.J. (1972), *The distribution of major and trace elements between plagioclase feldspar and magmatic silicate liquid. An experimental study*, Ph. D. Thesis, University of Oregon, 1972.
- EWART A., TAYLOR S.R., CAPP A.C. (1968), *Geochemistry of the pantellerites of Mayor Island, New-Zeland*, *Contr. Mineral. and Petrol.*, 17, 116-140.
- GASS I.G., MALLICK I.J., COS K.G. (1973), *Volcanic islands of the Red Sea*, *J. Geol. Soc. Lond.*, 129, 275-310.
- GAST P.W. (1968), *Trace element fractionation and the origin of tholeiitic and alkaline magma types*, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 32, 1057-1086.
- GAVEN C., SELO M., POUPEAU G., CHEMINÉE J.L. (1973), *Répartition de l'Uranium par la méthode des traces de fission dans les laves de la série différenciée de l'Erta Ale, Afar*, Réunion Annuelle des Sciences de la Terre, Paris, 1973.
- HESS P.C. (1971), *Polymer model of silicate Melts*, *Geochim. Cosmochim. Acta*, vol. 35, n. 3, p. 289-306.
- IYAMA J.T. (1972), *Fixation des éléments alcalinoterreux, Ba, Sr et Ca dans les feldspaths. Etude expérimentale*, Congrès Géologique International, Montréal, 1972.
- KUSHIRO I. (1974, à paraître), *On the nature of silicate melt and its significance in magma genesis. Regularities in the shift of the liquidus boundaries involving olivine, pyroxene and silica minerals*, *American Journal of Science* (à paraître), Preprint.

- MASUDA A. (1965), *Variation of partition coefficient*, Nature, 205, 1098-1099.
- O'HARA M.J. (1973), *Non primary magma and dubious mantle plume*, Nature, 243, 507.
- PHILPOTTS J.A. (1970), *Redox estimation from a calculation of Eu^{++} and Eu^{+} concentration in natural phase*, Earth and Planetary Science Letters, 9, 257-268.
- RINGWOOD A.E. (1955), *The principles governing trace-element behaviour during magmatic crystallization, Part II, The role of complex formation*, Geochim. et Cosmochim. Acta, 7, 242-254.
- SCHILLING J.G. (1969-70), *Red Sea floor origin: Rare Earth evidence*, Science, 165, 1357-1360.
- SCHILLING J.G. (1971), *Sea-floor evolution: Rare Earth evidence*, Phil. Trans. Roy. Lond., A268, 663-706.
- SCHILLING J.G. (1973a), *Iceland Mantle Plume: Geochemical study of Reykjanes ridge*, Nature, 242, 565-571.
- SCHILLING J.G. (1973b), *Afar Mantle Plume: Rare Earth evidence*, Nature Physical Science, 242, 2-5.
- SCHILLING J.G., WINCHESTER J.W. (1967), *Rare Earth fractionation and magmatic processes*, Mantles of the earth and terrestrial planets, edited by S.K. Runcorn, J. Wiley, London.
- SCHNETZLER C.C., PHILPOTTS J.A. (1968), *Partition coefficient of Rare Earth and barium between igneous matrix material and rock-forming phenocrysts*, Origin and distribution of the elements, Pergamon Press, Oxford, Ahrens L.H. Editor, 929-938.
- SCHNETZLER C.C., PHILPOTTS J.A. (1970), *Partition coefficient of Rare-Earth elements between igneous matrix material and rock-forming mineral phenocrysts, II*, Geochim. Cosmochim. Acta, 34, 331-340.
- SHAW D.M. (1970), *Trace element fractionation during anatexis*, Geochim. Cosmochim. Acta, 34, 237-243.
- TOWELL D.G., WINCHESTER J.N., SPIRN R.V. (1965), *Rare Earth distribution in some rocks and associated minerals of the batholith of Southern California*, J. Geophys. Res., 70, 2485-3496.
- TREUIL M., VARET J., BILLHOT M., BARBERI F. (1971), *Distribution of nickel copper and zinc in the volcanic series of Erta Ale, Ethiopia*, Contr. Mineral. et Petrol., 30, 84-94.
- TREUIL M., JAFFREZIC H., DESCHAMPS N., DERRE C., GUICHARD F., JORON J.L., PELLETIER B., NOVOTNY S., COURTOIS C. (1973), *Analyse des lanthanides, du hafnium, du scandium, du chrome, du manganèse, du cobalt, du cuivre et du zinc dans les minéraux et les roches par activation neutronique*, Congrès International Annuel d'Analyse par activation, Paris, 1972; Radioanalytical chemistry, Special Issue, Vol. 18, p. 55-68.
- TREUIL M. (1974), *Anomalies de l'euporium et fugacité de l'oxygène dans les magmas (à paraître)*.
- TREUIL M., VARET J. (1973), *Critères pétrologiques géochimiques et structuraux de la genèse et de la différenciation des magmas basaltiques: Exemple de l'Afar*, Thèse de Doctorat d'Etat, Université d'Orléans et d'Orsay.
- TREUIL M., VARET J. (1973), *Critère volcanologiques, pétrologiques et géochimiques de la genèse et de la différenciation des magmas basaltiques. Exemple de l'Afar*, Bulletin de la Société Géologique de France, 7ème série, t. XV, p. 401-644.
- UBBELOHDE A.R. (1965), *Melting and crystal structure*, Oxford University Press, London.
- VILLALI L. (1973), *The Island of Pantelleria. In Pantellerites*, Bull. Volcanol., Special Issue (à paraître).
- WEAVER S.D., SCEAL J.S.C., GIBSON I.L. (1972), *Trace element data relevant to the origin of trachytic and pantelleritic lavas in the East African Rift System*, Contr. Mineral. and Petrol., 36, 181-194.
- WEIDNER D.J., AKI K. (1972), *Focal depth and mechanism of ocean ridge earth-quakes*, J.G.R., 78, 1818.
- WEILL D.F., DRAKE M.J. (1973), *Euporium anomaly in plagioclase feldspar: experimental results and semiquantitative model*, Science, 180.