

Journal pour la promotion des géosciences

LE CAHIER DU BEGE- RDC

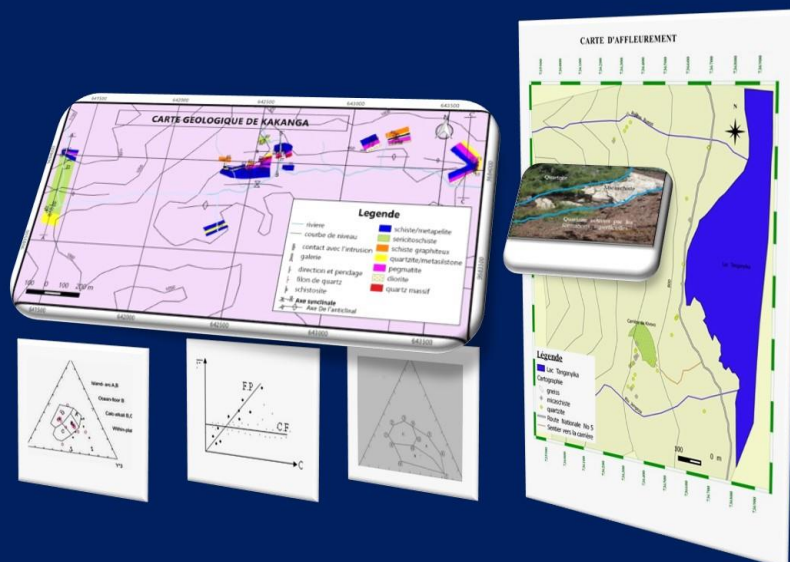
LE CAHIER DU BEGE-RDC,
VOL 1, N°2 (JUIN 2016)

ISSN 2518-4539 (En ligne)
ISSN 2518-4520 (Imprimé)



Dans ce numéro:

- **Rôle des éléments hygromagmaphiles dans les interprétations pétrogénétiques**
- **Cartographie géologique au Sud-Kivu**
- **Gitologie et métallogénie dans la région du Kivu**



Sommaire :

- *Rôle des éléments hygromagmaphiles dans les interprétations pétrogénétiques*
- *Etude cartographique au Sud-Kivu: Cas de la cartographie géologique dans le secteur de Kalundu-Kivovo dans le territoire d'Uvira*
- *Etude cartographique au Sud-Kivu: Cas de la cartographie géologique dans le secteur de Kakanda dans le territoire de Mwenga*
- *Gitologie, métallogénie et exploitation minière artisanale dans le Kivu. Cas du Sn*

ROLES DES ELEMENTS HYGROMAGMAPHILES DANS LES INTERPRETATIONS PETROGENETIQUES:

Cas de de la connaissance de magmas en différents contextes géodynamiques

Par NACISHALI NTERANYA JEAN¹

¹Bureau d'Etude Géologique et Environnementale en RDC

Introduction

Une roche magmatique renferme toujours dans sa signature pétrogéochimique : la nature de la source, les conditions de fusion, les processus de cristallisation, etc. Seulement une excellente connaissance du comportement des éléments chimiques au cours de ces diverses étapes peut permettre de comprendre et de faire la part de ces processus, comprendre et interpréter ces comportements est l'un des objectifs de la géochimie et de la pétrologie (POMEROL et al. 2006).

Les éléments hygromagmaphiles constituent un cas particulier des éléments trouvés dans les roches magmatiques. La teneur des roches en éléments traces peut être représentée sous forme de diagramme multi-éléments. Ces données permettent ensuite de proposer des interprétations quant aux sources des magmas. (PEYCRU et al.2008). Ainsi, le but de cette note est de mettre en évidence les rôles de ces éléments dans les interprétations pétrogénétiques en se servant des exemples présents dans la littérature. D'abord nous allons montrer les comportements des éléments hygromagmaphiles lors de processus pétrogénétiques. Ensuite il sera question de montrer leurs rôles dans la mise en évidence de processus pétrogénétiques tout en faisant un aperçu sur les diagrammes usuels dans leurs représentations. Enfin, il s'agira de montrer leurs apports dans la connaissance de l'origine des magmas en différents contextes géodynamiques.

Le terme "hygromagmatophile" remplacé par "hygromagmaphile" a été proposé initialement par TREUIL (1973) pour introduire la notion d'affinité pour le liquide magmatique de certains éléments afin de ne pas limiter leur comportement générale (faible coefficient de partage) à la seule notion d'encombrement stérique dans une phase minérale. On désigne ainsi par cet adjectif "hygromagmaphile" les éléments dont le comportement général traduit une affinité pour un liquide (BOUGAULT, 1980).

Beaucoup de ces éléments, les terres rares en premier lieu, ont fait l'objet de nombreuses études. A titre illustratif, Coryell et al. (1963) ont donné une procédure pour l'interprétation de données géochimiques relatives aux REE. Pearce et Cann(1971) ont montré que les éléments de la deuxième série de transition (Y, Zr, Nb) ont un comportement d'éléments à faible coefficient de partage. Ce même comportement a été démontré pour les éléments de la première série de transition (Sc, Ti, V), de la troisième série de transition (Hf, Ta) ainsi que pour Th et U (BOUGAULT, 1980). Bougault (1980) a montré la contribution des éléments de transition à la compréhension de la genèse de basalte océanique. Weaver (1991) a déterminé les critères pour discriminer les sources de magma de type OIB à l'aide des éléments hygromagmaphiles. Joron et Treuil(2005) ont fait une distinction géochimique de domaines sources de MORB et d'OIB en faisant usage d'éléments hygromagmaphiles. Bougault (1980) et Azzouzi (1981) ont montré la possibilité d'analyser un

RESUME

La répartition des éléments hygromagmaphiles dans les roches est fonction de l'état et de la composition des régions-sources et des processus pétrogénétiques. Ils sont particulièrement utilisés pour caractériser les roches volcaniques (modernes), pour assigner une affinité géodynamique à des séries magmatiques anciennes que la tectonique et le métamorphisme empêchent de reconnaître et pour la modélisation des processus magmatiques.

certain nombre d'éléments hygromagmaphiles par spectrométrie de fluorescence X.

L'identification précise les différents réservoirs terrestres ayant été impliqués d'une manière ou d'une autre, directement ou indirectement dans la pétrogenèse de magma est l'un des problèmes

auxquels le géologue est appelé à apporter des solutions au cours d'une étude petrogénétique.

Une des méthodes d'approche pour adopter cette question consiste à déchiffrer les caractéristiques géochimiques des éléments traces incompatibles (hygromagmaphiles) ; l'utilisation des rapports inter-éléments ayant l'avantage d'effacer dans la mesure du possible les effets de la cristallisation fractionnée et des taux de fusion variable (sauf pour des très faibles fusions) (BORIN, 2004).

La deuxième approche utilisée est celle de comparer la composition des roches basiques étudiées à celle des laves provenant des divers contextes géotectonique en vue de dégager les anomalies éventuelles susceptibles de permettre de cerner le type de sources mantelliques impliquées dans la fusion partielle. Cette comparaison est diagramme des terres rares "continu" (de Coryell Massuda), spider diagram ou spectre des terres rares.

Comportement et Propriétés des éléments hygromagmaphiles

Le comportement d'un élément, par rapport à un minéral donné, lors de processus de fusion et de cristallisation est régi par un **coefficient de partage** qui se définit comme : $D = \frac{\text{concentration de l'élément cristal}}{\text{concentration de l'élément liquide}}$. (POMEROL et al, 2006).

Pour leur degré d'oxydation courant, les éléments hygromagmaphiles présentent un coefficient de partage < 1 , possèdent des ions dont la structure électronique correspond à celle du gaz rares qui la précède, aux électrons 4f près. Ces ions ne peuvent pas bénéficier d'une stabilisation quelconque du champ cristallin qui pourrait expliquer en première approximation le classement de ces éléments vis à vis

de leur coefficient partage moyen. L'explication du comportement de ces éléments doit être rechercher au niveau des possibilités de substitution des ions dans une structure cristalline suivant des critères de rayon ionique, de charge et de leur possibilité de former des complexes dans les liquides (RINGWOOD, 1955 ; TREUIL, 1973).

Le comportement général des éléments hygromagmaphiles c'est leur incompatibilité. Ce dernier est sous-entendu par rapport aux cristaux. En effet, ces éléments ne rentrent qu'avec difficulté dans les réseaux cristallins ; ils sont facilement mobilisés lors de la fusion partielle et passent aisément dans les phases liquides au cours de la cristallisation du fait d'une difficulté à intégrer le réseau cristallin (POMEROL et al, 2006).

Contrairement aux éléments à forts coefficient de partage, les éléments hygromagmaphiles, outre leur propriété de faible coefficient de partage, possèdent les deux propriétés suivantes : non volatilité lors de processus d'accrétion planétaire ; caractères lithophiles. Ces deux propriétés communes aux éléments hygromagmaphiles non terres rares et aux terres rares justifient dans un premier temps, la notion de "normalisation".

La normalisation de concentration de ces éléments dans un échantillon basaltique par rapport aux chondrites (rapport de concentration dans un échantillon / concentration dans les chondrites) permet de comprendre le comportement de ces éléments les uns vis-à-vis des autres en éliminant les hétérogénéités de concentration dues à l'abondance naturelle des éléments (BOUGAULT, 1980)

Trois règles empiriques de la diadochimie s'appliquent aux éléments traces: règle de camouflage, règle de capture et règle de l'admission (RINGWOOD, 1955). De ce fait,

les éléments hygromagmaphiles ne sont qu'une particularité de du fait de leurs incompatibilités. On aboutit aux propriétés suivantes utilisées dans l'interprétation des processus petrogénétiques:

- *V* et *Ti* ont un comportement parallèle lors des processus de cristallisation fractionnée et de fusion partielle ; ce sont de traceurs du fractionnement des oxydes de Fe-Ti (ilménite ou titanomagnétite). Lorsque *V* et *Ti* montrent un comportement divergent, cela indique généralement une substitution du *Ti* dans les phases accessoires telles que sphène ou rutile.

- *Zr* et *Hf* sont des éléments incompatibles, qui ne se substituent pas facilement aux éléments majeurs mantéliques ; ils peuvent néanmoins se substituer au *Ti* dans les phases accessoires comme sphène et rutile.

- *Ba* se substitue au *K* dans les feldspaths-K, la hornblende et la biotite. Les variations en teneur de *Ba* ou du rapport *K/Ba* peut indiquer le rôle de l'une de ces phases.

- *Rb* se substitue au *K* dans les feldspaths-K, la hornblende et la biotite. Les rapports *K/Ba* sont les possibles indicateurs du rôle de ces phases en petrogenèse ;

- *Sr* se substitue facilement au *Ca* dans les plagioclases et au *K* dans les feldspaths-K ; *Sr* ou rapports *Ca/Sr* est un indicateur utile de l'implication de plagioclases dans des niveaux inférieurs. *Sr* se comporte beaucoup plus comme éléments incompatible dans les conditions mantéliques

- Pour les trois couples: Y-Tb (groupe III A), Zr-Hf (groupe IV A) et Nb-Ta (groupe V A), chaque élément ne doit pas fractionner ou très peu l'un vis-à-vis de l'autre lors des processus magmatiques (fusion partielle, cristallisation

fractionnée) à cause de leurs propriétés physico-chimiques qui sont voisines, en particulier, ils ont des rayons ioniques très voisins et le même nombre de valence (ou degré d'oxydation).

-Pour ce qui est de *REE* ; grenat et probablement hornblende s'accroissent facilement avec les HREE et fractionnent ainsi les LREE. Sphène accommode elle les LREE, clinopyroxène fractionnent légèrement les REE ; Eu est fortement fractionné dans les feldspaths (Eu^{2+} se substitue partiellement à Ca^{2+}) et l'anomalie en Eu reflète l'implication de feldspath. Leur degré de fractionnement peut être exprimé par le rapport d'une LREE (La ou Ce) à une HREE (Yb ou Y), soit La_N/Yb_N . Ainsi, si $\text{La}_N/\text{Yb}_N > 1$ (N pour normalisé), les LREE sont plus fractionnées que les HREE et vice-versa (CORYELL, CHASE et WINCHESTER 1963).

Rôles des éléments hygromagmaphiles dans les interprétations pétrogénétiques

Identification des processus pétrogénétiques

Treuil (1973) utilise la notion des éléments fortement hygromagmaphile notés (C^+) et faiblement hygromagmaphile (C^-). Par exemple les couples Ta-Sm, La-Sm, Ta-Tb, etc. Dans le diagramme $\text{C}^+/\text{C}^- = f(\text{C}^+)$, la fusion partielle se traduit par une droite passant par l'origine alors que la cristallisation fractionnée produit des droites parallèles à l'axe des abscisses.

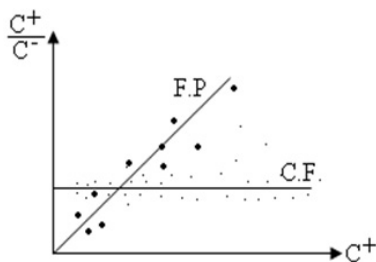


Figure 1: Diagramme C^+/C^- fonction de C^+ (TREUIL, 1973)

JORON et TREUIL (2005), sur la base des distributions des éléments hygromagmaphiles dans les laves basaltiques (plus de 10.000 échantillons analysés), ont établi les critères géochimiques qui permettent de distinguer sans ambiguïté et de caractériser les domaines mantelliques sources respectivement des MORB (Mid Ocean Ridge Basalt) et des OIB (Oceanic Island Basalts).

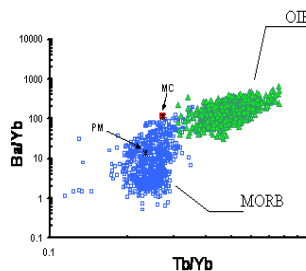


Figure 2: diagramme $\text{Ba}/\text{Yb} = f(\text{Tb}/\text{Yb})$ de JORON ET TREUIL(2005)

Les critères retenus concernent des couples d'éléments dont les propriétés chimiques différentes ont permis un fractionnement lors de la différenciation ancienne de ces deux grands domaines mantelliques et dont le caractère hygromagmaphile a fortement limité le fractionnement lors de la genèse et de l'évolution postérieure aux magmas basaltiques (ex : Th/Ta, Ba/Nb, Cs/Tb, ...).

Ils ont trouvé que l'amplitude de la distinction géochimique des deux domaines est rigoureusement proportionnelle aux écarts entre les coefficients globaux de répartition des couples d'éléments hygromagmaphiles considérés. Seuls les éléments alcalins (Rb, Cs) et les éléments volatils (Sb, Au) échappent à cette logique. Cette "anomalie des alcalins dans les OIB" qui accompagne le comportement des éléments volatils atteste d'un dégazage du

domaine mantellique source des OIB, relativement au manteau primitif et au domaine des MORB, postérieurement à la phase de "différenciation magmatique" MORB/OIB.

En outre, ces distinctions géochimiques demeurent pérennes pour tous les échantillons basaltiques plus récents que les komatiites. Il n'existe pas d'interaction géochimique significative entre ces deux domaines MORB-OIB depuis leur différenciation, si on fait exception des séries basaltiques très particulières au voisinage des Açores et de l'Islande. Cette différenciation MORB-OIB doit intervenir postérieurement à une phase d'homogénéisation des matériaux primitifs de la planète et dont seules les phases solides sont en mesure d'enregistrer un fractionnement important des éléments hygromagmaphiles. Les phases solides tardives et moins réfractaires du liquide résiduel de cette cristallisation fractionnée globale du manteau imprimant, après dégazage, les caractères géochimiques du domaine source des OIB (JORON et TREUIL, 2005).

A part les diagrammes binaires, les spectres des terres rares sont aussi d'un grand usage en pétrogenèse. En effet, Les REE sont représentées sur un diagramme de l'abondance en fonction du nombre atomique Z dont la forme a un intérêt considérable en géochimie.

Généralement la trace de la position de Eu ou en Ce définit une anomalie qui peut être soit positive, soit négative. Ces anomalies en Eu ou en Ce peuvent être quantifiées en comparant les concentrations mesurées avec les abondances obtenues par extrapolation entre les valeurs normalisées des éléments voisins, Sm et Gd :

$$\text{Eu}/\text{Eu}^* = \text{Eu}_N / (\text{Sm}_N \times \text{Gd}_{\text{Normalisé}})^{1/2} \text{ ou La et Pr pour cérium :}$$

$Ce/Ce^* = Ce_N / (La_N \times Pr_N)^{1/2}$.

Lorsque Eu/Eu^* ou $Ce/Ce^* > 1$, on parle d'anomalie positive, et quand Eu/Eu^* ou $Ce/Ce^* < 1$ il y a anomalie négative.

Les REE sont souvent utilisées comme marqueurs géochimiques pour la caractérisation des divers processus géologiques, et même pour l'identification de certaines roches (CORYELL et al, 1963). Illustrons ceci par deux exemple : l'un qui concerne les roches magmatiques et l'autre les roches sédimentaires.

Pour les **roches magmatiques**, le spectre des REE est contrôlé par la chimie des roches sources des REE et par l'équilibre minéral-liquide au moment de l'évolution de la roche. Par exemple, la soustraction de plagioclases du liquide magmatique par cristallisation fractionnée appauvrit ce liquide en Eu^{2+} , et il en présentera une anomalie négative.

Le fractionnement des LREE par rapport aux HREE est causé par la présence des minéraux tels que l'**olivine** et les **pyroxènes** (ortopyroxène et clinopyroxène) : dans les magmas basaltiques et andésitiques, les REE étant incompatibles vis-à-vis de ces minéraux, les LREE vont être faiblement fractionnées dans ces types de roches qui en dérivent. De même, une forte dépression des HREE par rapport aux LREE indique souvent la présence des grenats dans la roche-source (SHAW, 1964 ; CORYELL, CHASE et WINCHESTER, 1963).

Pour ce qui est des **roches sédimentaires**, il faut distinguer :

-Les **sédiments détritiques** : ici le facteur le plus important expliquant la teneur en REE est la source même de ces sédiments ; les REE sont à l'état particulaire et reflètent la chimie de leur source. Le spectre des REE de la roche source est donc plus clairement représenté dans les roches argileuses telles que les shales.

-Les **sédiments chimiques** représentent, par contre, la composition de l'eau de mer dont ils ont été précipités. Or, normalisées aux shales, les eaux marines montrent un graduel enrichissement en REE, allant des LREE aux HREE et une importante anomalie négative en Ce. Ce comportement est la réponse à l'oxydation de Ce^{3+} en Ce^{4+} qui précipite ainsi de la solution sous forme de CeO_2 . C'est ainsi que les nodules ferromanganifères qui fixent cet élément présentent un spectre caractérisé, contrairement à l'eau de mer, par un enrichissement en LREE et une anomalie positive en Ce.

Les rapports inter éléments fournissent également des informations importantes en pétrogenèse. Les exemples suivants illustrent bien ces propos. Des rapports en La/Yb et des teneurs significatives en Rb, Ba et Nb représentent de faibles degrés de fusion partielle. L'interprétation conventionnelle de ces données est qu'une augmentation du La/Yb correspond à une diminution du taux de fusion partielle pour une même source (Mitchell, 1995). Les rapports Ce/Y et Zr/Nb sont communément utilisés pour estimer le degré de fusion mis en jeu dans la production de roches basaltiques à partir d'une source péridotitique (Taiton, 1992). Les rapports d'éléments traces tels que Zr/Nb et Nb/La ont une signification pétrogénétique (Weaver, 1991). Par exemple, les kimberlites du groupe I, d'Afrique du Sud, sont caractérisées par des rapports $Nb/La > 1$, $Nb/Zr > 1$ et $Ce/Sr < 0.5$ (Taylor, 1994). Les rapports Zr/Hf et Nb/Ta sont caractéristiques des roches d'origine mantellique.

Identification et classification des roches

Plusieurs diagrammes de classification de roches suivant leurs contextes géodynamiques ont été proposés par Pearce al.

(1971,1984). Nous présentons ci-dessous un diagramme triangulaire pour la classification de roche basaltiques et des diagrammes rectangulaires pour les roches granitiques.

Pearce et Cann (1971) ont proposé un diagramme triangulaire Zr, Ti, Y se basant sur l'observation des données et non pas sur les propriétés de ces éléments. Ce diagramme permet d'apprécier les différents types de basalte selon leur contexte géodynamique. D'après l'ensemble de données présentées, il est clair que Zr, Ti, Y fractionnent très peu dans les tholéiites, (Zr-Ti) et Y fractionnent dans les basaltes dits alcalins et dans les basaltes alcalins.

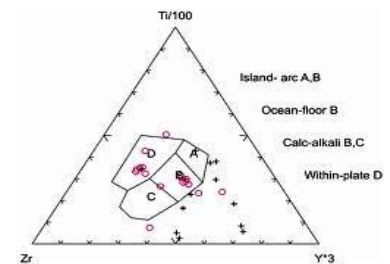


Figure 3: Diagramme Ti-Zr-Y de Pearce et Cann(1973)

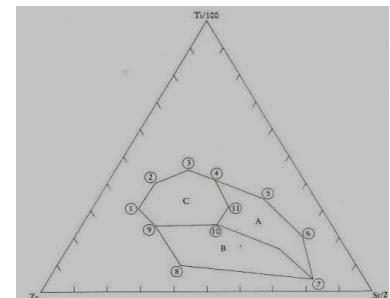


Figure 4 : Diagramme Ti-Zr-Sr de Pearce et Cann(1973). A : Tholéiites d'arcs insulaires ; B : Basaltes calco-alcalins, C : MORB

Pearce et al. (1984) ont proposés des diagrammes de discrimination de roches granitiques suivant leurs contextes géodynamiques. Ces digrammes comprennent les domaines suivants: VAG (volcanic-arc granites), syn-COLG (syn-collisional granites), WPG (within-

plate granites) et ORG (ocean-ridge granites).

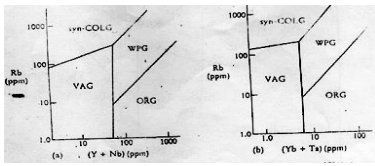


Figure 5 : Diagrammes $Rb=f(Y+Nb)$ et $Rb=f(Ya+Ta)$ de discrimination de granites (Pearce et al., 1984)

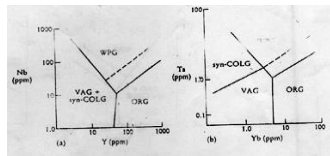


Figure 6 : Diagrammes $Nb=f(Y)$ et $Ta=f(Yb)$ de discrimination de granites (Pearce et al., 1984)

Connaissance des magmas en différents contextes géodynamique

1. En domaine extensif : cas des dorsales océaniques

En ce contexte, les basaltes sont de type MORB (Mid Ocean Basalt). Il existe une grande diversité parmi les MORB. Initialement les MORB-N (N pour normal) ont été considéré comme des MORB des dorsales lentes (type atlantique) et les MORB-E (E pour enrichi) comme des MORB des dorsales rapides (de type pacifique) (POMEROL et al. 2006).

1.a. Les MORB-N

Les MORB-N ont un spectre "appauvri" en éléments hygromagmaphiles et semblent indiquer une extraction depuis un manteau déjà appauvri en ces éléments car rappelons qu'ils ont tendance à passer les premiers dans la phase magmatique, ainsi s'il n'y a pas de moindre trace d'enrichissement, c'est que la source elle-même est particulièrement appauvri. Le sommet de l'asthénosphère que

l'on considèrerait habituellement comme le mentaux appauvri en ces éléments pourrait constituer les réservoirs dont sont extrait les liquides tholéitiques à l'origine de ces MORB (PEYCRU et al. 2008). Alors que pour les terres rares lourdes (Dy à Lu), les concentrations dans les MORB sont de l'ordre de huit à dix fois celle du mentaux primitif, les abondances normalisées pour les terres rares légères (La à Nd), les éléments les plus compatibles des MORB-N, chutent vers 1 à 2.

1.b. Les MORB-E

Les MORB-E ont un spectre "enrichi" (ou plutôt "non appauvri" devrait-on dire). Ils évoquent la possibilité que le réservoir asthénosphérique d'extraction des liquides magmatiques soient non appauvri voir suite à des remontées inférieures à leurs sein. Ces remontées se traduisent par un passage d'un système de convection temporaire à un étage apporterait en plus de la chaleur des éléments incompatibles habituellement peut présent au sommet de l'Asthénosphère (PEYCRU et al. 2008). Cette distinction géochimique des MORB fondée sur le type de source magmatique parait conforter dans l'atlantique nord où il existe des variations longitudinales de type de MORB, plutôt de type de N à la latitude de 30°N, les basaltes deviennent progressivement de type E en se rapprochant de l'Islande (60°N) qui combine au statut de dorsale celui de point chaud. Une interprétation possible réside dans les interactions pouvant exister entre le sommet de l'asthénosphère (source des MORB-N) et des panaches d'origines plus profondes (de la base de l'asthénosphère) qui alimenteraient ainsi en éléments hygromagmaphiles le toit de l'asthénosphère initialement appauvri en ces éléments. Ceci est d'ailleurs cohérent avec le fait que les MORB-E se trouvent surtout

dans les secteurs riches en point chaud qui coïncident avec le sommet de ces panaches d'origine profonde (PEYCRU et al. 2008)

Pour résumer, les MORB-N à spectre appauvri seraient issus des magmas produit à partir des péridotites, elles même appauvrissent au sommet de l'asthénosphère dans les secteurs relativement éloignés des remontées actives à encrege profond, alors que les MORB-E pourraient quant à eux refléter la formation des magmas dans des secteurs du sommet de l'asthénosphère alimenté en péridotites d'origine plus profonde (de la base de l'asthénosphère voir du manteau inférieur). (PEYCRU et al. 2008)

2. En domaine intra plaques : cas des points chauds.

En ce domaine on a le mentaux de type OIB (Ocean Island Basalt) la source du type OIB serait génétiquement très complexe comme l'ont suggère plusieurs auteurs (STERN et BIBEE, 1987, GILL 1984, ZINDLER et HART 1986, WEAVER et al. 1987). En effet, rien que pour l'hémisphère sud, ces auteurs distinguent trois types des OIB, à savoir le type HIMU (de High μ : μ étant le rapport actuel U^{238}/Pb^{204}), le type EMI (Enriched Mantle I) et le type EMII (Enriched Mantle II).

D'après WEAVER (1991), les OIB de type HIMU sont caractérisés par des rapports La/Nb (0.66 à 0.77) plus faible que ceux calculées dans les N-MORB (MORB normal) (La/Nb: 1.07) et dans le mentaux primordial (La/Nb: 0.94). Ils sont aussi marqués par des spectres multi-éléments de normalisation aux chondrites en faisant apparaitre une anomalie positive de Nb et Ta. Ces caractéristiques seraient liées au recyclage et au stockage de la croûte dans les mentaux profonds pendant une longue période de temps (1 à 2 Ga).

Les OIB de type EMI sont au niveau des spectres multi-éléments de normalisation aux chondrites, caractérisées par l'absence d'anomalie en Nb et Ta mais plutôt après l'apparition d'une anomalie positive en Ba qui est attribué au recyclage d'anciens sédiments pélagiques dans le manteau.

Les OIB de type EMII sont aussi marqués par des rapports Zr/Nb(4.5 à 7.3), La /Nb(0.89 à 1.09), Ba /Nb (7.3 à 11), Ba/Th(67 à 84), Rb/Nb(0.59 à 0.76), K/Nb(254 à 378), Th/Nb(0.111 à 0.157), Th/La(0.122 à 0.163) et Ba/La(8.3 à 11.3) plus élevés que ceux calculés dans les OIB de type HIMU. Ils se distinguent des OIB de type EMI par :

- a) Des rapports Ba /Nb, Rb/Nb, Ba/Th et Ba/La relativement plus faible ;
- b) Des rapports Th/Nb et Th/La relativement plus élevés,
- c) - Des spider- diagrams marqués par l'absence d'une anomalie positive en Ba ainsi que par la présence d'une anomalie positive en Sm (WEAVER 1991).

Géochimiquement, les OIB (Ocean Island Basalts) présentent en général une signature en éléments traces proches de celles des MORB-E soit un enrichissement en élément traces fortement incompatibles des caractères "enrichi" et dû à la conjonction de deux facteurs : tout d'abord le caractère "non appauvri" péridotites dont les liquides qui les ont produit sont extraits, en second lieu le faible taux de fusion partielle subit par ces mêmes péridotites (PEYCRU et al.2008).

3. En domaine convergent (cas de la subduction)

Les interprétations minéralogiques sont confrontées par d'autres arguments comme des signatures en éléments traces ou en

certaines isotopes [Sr^{87}/Sr^{86}] des basaltes calco-alcalins qui les rapprochent de la chimie des MORB (POMEROL et al.2006) ; ceci permet de penser que le magma ayant produit ces roches partage avec les MORB une source commune, le sommet de l'asthénosphère voir ici la base mantellique de la lithosphère chevauchante. L'implication de l'eau dans leurs fusions expliquerait au moins en partie leur teneur relativement importante en éléments les plus mobiles.

L'étude des éléments hygromagmaphiles et des rapports isotopiques des roches apportent les informations suivantes dans ce secteur (PEYCRU et al. 2008) :

-les roches volcaniques de type andésites émises dans les subductions de type marge continentale ont souvent, pour le strontium des rapports isotopiques initiaux [Sr^{87}/Sr^{86}] proche de 0.707-0.708 : cela peut témoigner d'apports chimiques alcalins de la croûte continentale (dont le rapport [Sr^{87}/Sr^{86}] est supérieur à 0.710) à un magma d'origine peridotitique (le rapport de MORB est proche de 0.704) et cela suggère un enrichissement conjugué en silice, abondante dans ce type de croûte ;

-au contraire, les roches volcaniques de subductions installées sous peu de croûte continentale chevauchante ou sous croûte océanique uniquement (arcs volcaniques de subduction océan-océan) sont essentiellement des basaltes calco-alcalins et il y a souvent moins des laves différenciées. Leurs rapports isotopiques s'apparentent davantage à ceux des MORB. Cependant le cas de l'arc volcanique des petites Antilles, les études menées sur les isotopes du Sr et du Nd plaident en faveur d'une possible contribution des sédiments subduits à la chimie du magma par le biais de métasomatose, il en est de même dans d'autres secteurs pour lesquels les données relatives au

béryllium attestent probablement des mêmes mécanismes (PEYCRU et al. 2008).

Conclusion

Pour distinguer les éléments hygromagmaphiles des autres, les classer, et les comparer géochimiquement, on se sert d'une part de leurs propriétés (coefficient de partage inférieur à 1, non volatilité lors de processus d'accrétion planétaire ; lithophiles) et d'autre part de diagramme de Terres rares continu. Ce dernier nécessite une normalisation par rapport aux chondrites ou aux shales (NASC, CES, PAAS, UCC) pour les roches sédimentaires.

Plusieurs diagrammes géotectoniques discriminants dans lesquels les magmas de sites géodynamiques distincts occupent des champs particuliers aux recouvrements minimales sont utilisés pour représenter les données d'analyse des éléments hygromagmaphiles ; c'est le cas par exemple des diagrammes rectangulaires ou triangulaires tels que celui préconisé par Pearce et Cann (1973, 1984) : Ti/100-Z-Yx3. Ces diagrammes utilisent généralement des éléments réputés immobiles ou réfractaires aux processus d'altération et de métamorphisme. On utilise également les éléments hygromagmaphiles dans les diagrammes de Terres rares ou de Terres rares étendus (spider diagrams).

La répartition des éléments hygromagmaphiles dans les roches est fonction de l'état et de la composition des régions-sources et des processus pétrogénétiques. Ils sont particulièrement utilisés pour caractériser les roches volcaniques (modernes), pour assigner une affinité géodynamique à des séries magmatiques anciennes que la tectonique et le métamorphisme empêchent de reconnaître et pour la modélisation des processus magmatiques.

REFERENCE

-Bernard BORIN et Jean AUBOUIN-2004 *Magmatisme et roches magmatiques*, 2^e Ed Dunod Paris, 301 p.

-Charles POMEROL et al-2006 *Élément de géologie*. 13^{ème} Ed .Dunod, Paris ,764 p.

-CORYELL C.D., CHASE J.W. and WINCHESTER J.W. – 1963 *A procedure for geochemical interpretation of terrestrial rare earth abundance patterns*. J. Geophys. Res., 68, 559-566 p.

-EL AZZOUZI M.-1981 *Géochimie comparée de quelques éléments hygromagmaphiles dans des roches volcaniques en contextes géodynamiques variés*. Thèse, Université de Bretagne Occidentale. Brest.162 p.

-GREEN D.H. and RINGWOOD A.E. – 1964 *Fractionation of basalt magmas at high pressures*. Nature, 201, 1276 p.

-Henri BOUGAULT-1980 *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, Ed. Brest, 221 p.

-Jean NACISHALI N. -2013, *les éléments hygromagmaphiles: leurs analyses par spectrométrie de fluorescence X et leurs rôles dans les interprétations pétrogénétiques*, TFC, Faculté des Sciences et Sciences Appliquées, Département de Géologie, Université Officielle de Bukavu, 2013, Inédit, 35p

-PEARCE J.A. and CANN J.R. – 1971 *Ophiolite origin investigated by discriminant analysis using Ti, Zr and Y*. Earth and Planet. Sei. Lett., 12, 339-349 p.

-Pierre PEYCRU et al.-2008 *Géologie : tout en un* .1^{ère} et 2^{ème} année BCPST, Ed .Dunod, Paris, 643 p.

-ROLLINSON, R.H.- 1995: *Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation*. Pearson

-SHAW, D.M.- 1964 : *Interprétation géochimique des éléments en traces dans les roches cristallines*.

-TREUIL M. – 1973 *Critères pétrologiques, géochimiques et structuraux de la genèse et de la différenciation des magmas basaltiques exemple de l'Afar*. Thèse, Université d'Orléans, 417-432 p.

-WEAVER B.L.-1991. *Trace element evidence for the origin of ocean island basalt*. Geology, 19, 123-129.

WEBOGRAPHIE

<http://www.iramis.cea.fr/docmentation/index.php>

<http://www.Theses.ulaval.ca/Archimedee/fichiers/22643/ch04.html>

<http://www.volcanogeol.com/magmatis/genese/genese.html>

<http://www.univ-lille1./cours/mbg-web/processus-2.html>