



Available online at [www.sciencedirect.com](http://www.sciencedirect.com)

SCIENCE @ DIRECT®

C. R. Geoscience 336 (2004) 1137–1147



Géomatériaux

# Contexte de mise en place des roches basiques de la ceinture de roches vertes birimienne de Diagorou-Darbani (Liptako, Niger, Afrique de l'Ouest) : plateau océanique ou environnement d'arc/bassin arrière-arc océanique

Amadou Soumaila<sup>a,b</sup>, Philippe Henry<sup>b,\*</sup>, Michel Rossy<sup>b</sup>

<sup>a</sup> Département de géologie, faculté des sciences, université Abdou Moumouni de Niamey, BP 10662, Niamey, Niger

<sup>b</sup> Département de géosciences, UFR Sciences et Techniques, université de Franche-Comté, 16, route de Gray, 25030 Besançon cedex, France

Reçu le 26 mai 2003 ; accepté après révision le 10 mars 2004

Disponible sur Internet le 6 août 2004

Présenté par Zdenek Johan

## Résumé

La ceinture birimienne de Diagorou-Darbani comprend (i) des metabasaltes tholéïtiques à spectres plats ou légèrement appauvris en terres rares légères, (ii) des amphibolites riches à la fois en éléments compatibles et incompatibles, à spectres très fractionnés présentant de fortes anomalies négatives en HFSE et (iii) des metabasaltes et amphibolites de compositions intermédiaires entre les deux types précédents. Les compositions géochimiques de ces roches ne sont pas celles de basaltes de plateaux océaniques, mais suggèrent un contexte d'arc et de bassin d'arrière-arc océanique. La source des amphibolites très fractionnées pourrait être un manteau métasomaté par des fluides issus de la fusion partielle d'une plaque océanique subductée.

**Pour citer cet article :** A. Soumaila et al., *C. R. Geoscience* 336 (2004).

© 2004 Académie des sciences. Publié par Elsevier SAS. Tous droits réservés.

## Abstract

**Geodynamic setting of mafic rocks from the Diagorou-Darbani Birimian greenstone belt (Liptako, Niger, West Africa): oceanic plateau or arc/back-arc-basin environment.** The Diagorou-Darbani Birimian greenstone belt includes (i) tholeiitic metabasalts with flat to slightly depleted LREE patterns, (ii) amphibolites having high contents in both compatible and incompatible elements with strongly fractionated spidergrams showing large HFSE negative anomalies, and (iii) metabasalts and amphibolites with intermediate features between the two previous groups. The chemical compositions of these rocks are not those of oceanic plateau basalts, but suggest a magmatic evolution from an arc environment to a back-arc oceanic basin. Source of the highly enriched amphibolites could be a depleted mantle metasomatized by slab-derived siliceous melts. **To cite this article:** A. Soumaila et al., *C. R. Geoscience* 336 (2004).

© 2004 Académie des sciences. Publié par Elsevier SAS. Tous droits réservés.

\* Auteur correspondant.

Adresse e-mail : [philippe.henry@univ-fcomte.fr](mailto:philippe.henry@univ-fcomte.fr) (P. Henry).

*Mots-clés* : Liptako ; Birimien ; basalte ; plateau océanique ; bassin arrière-arc ; Niger

*Keywords*: Liptako; Birimian; basalt; oceanic plateau; back-arc basin; Niger

## Abridged English version

### 1. Introduction

Recent studies dealing with the Birimian crustal evolution in the West-African shield concluded that (i) the greenstone belts were generated as oceanic flood basalts that formed oceanic plateaus [1], (ii) granitoids are coeval to slightly posterior to basic rock emplacement [6,14,15,24], (iii) the newly crust, generated between 2200 to 2100 Ma, is juvenile, without contribution of Archean crust [1,3,15]. However, the model of ocean plateaus does not explain the geochemical heterogeneities of Birimian basic rock compositions. Thus alternative models such as oceanic arcs [2,25] or interaction between plume and subduction zone [28] have been suggested to explain basalt genesis. The aim of this paper is to study the geochemical compositions of the basic rocks from Diagorou-Darbani greenstone belt (Liptako, Niger) to constrain the tectonic setting and to compare with previous studies [1,2].

### 2. Geological setting

The Liptako area is the northeastern part of the Birimian part of the southern Man rise of West-African shield (Fig. 1a). This area is made up of alternating granitoids and greenstone belts including the Diagorou-Darbani one (Fig. 1b) [28]. This belt consists of metabasalts, amphibolites, mafic-ultramafic bodies locally converted into talcschists and chloritoschists, weakly metamorphosed sediments and small stocks of intermediate to acidic plutonic or volcanic rocks (Fig. 1c). The Diagorou-Darbani greenstone belt is intruded by granitoidic plutons that induced thermal metamorphism into the volcanic belt. They have been dated between 2.15 to 2.18 Ga [2,5,29], allowing us to estimate the age of the volcanism at ca 2.2 Ga. Analysed samples are: (1) pillow basalts metamorphosed in epidote–amphibolite facies, extending NE–SW along the western and the eastern borders, (2) foliated amphibolites cropping out near the Tera pluton

and interbedded (ATe-1) or not (ATe-2) with metasediments (Fig. 1c). Sample chemical compositions are available on request to Philippe Henry.

### 3. Results

Most samples are Fe- or Mg-tholeiitic basalts, one (No. 815) being of andesitic composition, Fig. 2). The steady positive ( $Al_2O_3$  vs MgO, Fig. 3a) and negative ( $TiO_2$  vs MgO, Fig. 3b) correlations when MgO < 7% indicate olivine and plagioclase fractionation, which is a tholeiitic feature. The linear trends in Fig. 3c (Zr vs MgO) and Fig. 3d (Ni vs MgO) suggest that basalts are genetically linked, regardless of their provenance. Amphibolites ATe-1 are clearly distinct from other samples with high contents in both incompatible (Zr: 118 to 485 ppm; La: 30 to 170 ppm; and Th: 4 to 27 ppm) and compatible elements (Ni: 90 to 320 ppm; Cr: 345 to 628 ppm).

In Fig. 4 (N-MORB normalized patterns), metabasalts split up into two groups: group A is characterized by samples with slightly depleted (Tillabery A1, Fig. 4a) to flat (Tera A2, Fig. 4b) patterns from Nb to Yb relative to N-MORB compositions, whereas samples of group B (Tillabery and Tera regions, Fig. 4c) are moderately LREE-enriched and have patterns marked by slight Nb–Ta, Zr–Hf negative anomalies. Amphibolites ATe-1 have highly fractionated patterns with strong Nb–Ta, Zr–Hf and Ti negative anomalies, and high concentrations in Th and LREE (Fig. 4d). Amphibolites ATe-2 have patterns similar to those of metabasalts of group B (Fig. 4d) and could represent intermediate composition between amphibolites ATe-1 and basalts of group A.

### 4. Discussion

Basalts of group A are tholeiitic, show flat patterns and have composition similar to the well-known Birimian basalts that are assumed to be emplaced as oceanic plateau basalts [1]. However, other interpretations exist to explain Birimian basaltic compositions in an arc and back-arc environment [2,32,34]. Only

basalts of group A2 from Tera have spidergrams in agreement with oceanic plateau basalt compositions (grey in Fig. 4). The group A1 from Tillabery, with homogeneous compositions, differs by its LREE and P, Rb, Ba, and K contents. Other basalts (group B) and amphibolites with moderate to strong fractionated REE patterns and HFSE anomalies are clearly different.

The comparison with data from the neighbouring Sirba greenstone belt [2], where arc magmatism has been proposed, is shown in Fig. 5. Only metabasalts from group 1a from the Sirba belt are similar to our group A1 from Tillabéry, other magmatic units displaying slight to large differences in their REE patterns.

Amphibolites ATe-1 display uncommon compositions: they are highly rich in both compatible (Ni, Cr) and incompatible elements (Ba, Th, LREE and HFSE: Nb, Ta, Zr, Hf, Ti) and, moreover, their N-MORB normalized patterns are marked by strong negative HFSE anomalies. Many studies related to the fractionation of HFSE during magmatic processes have established that they are only mobile in slab-derived siliceous melts [17,20]. When such melts metasomatized a mantle wedge, neogenic mineral phases, such as clinopyroxene, pargasitic amphibole, phlogopite, garnet, titanomagnetite and rutile can crystallize [26,27]. Partial melting of such a metasomatized mantle, with residual phases fractionating HFSE, produces LILE-rich and Nb-, Ta- and Ti-depleted melts [4,17,23,26]. Large negative HFSE anomalies, associated with high contents (Nb, up to 13 ppm and Zr up to 486 ppm) in amphibolites ATe-1 are suggestive of element transfer in the mantle wedge as well as fractionation of HFSE by residual mineral phases. Fig. 6 shows continuous variation of the HFSE anomalies from group A to intermediate group B and to the enriched amphibolites displaying the largest anomalies. These different basaltic compositions could be genetically related. Basalts (groups A and B) and amphibolites ATe-2 plot in N-MORB or IAB domains in Ce vs Ce/Nb diagram (Fig. 7), whereas amphibolites ATe-1 plot close to arc-related field. Finally, the Pb contents and Ce/Pb ratios permit us to distinguish our basalts from oceanic plateau basalts (Caribbean–Colombian and Ontong–Java plateaus, [12,13,19,33]) and to underline their similitude with the Mariana Arc and related back-arc basin basalts [7–9,22,30,35,36].

Two models can be presented to explain these features: (i) existence of subduction zone, such as

mentioned for TTG magma production [21] with a back-arc-basin, (ii) interaction between mantle-plume and subduction zone as suggested by Griffiths and Campbell [10]. We consider the first model more realistic to account for the spectacular enrichment of amphibolites ATe-1. Such compositions could be explained by partial melting above a subduction zone, of a metasomatic mantle enriched by slab-derived siliceous melts that metasomatize a depleted-mantle source in a subduction zone. The partial melting of such an enriched mantle can produce characteristic compositions of amphibolites ATe-1. This fact can explain why the compositions of the amphibolites ATe-1 never plot in the field defined by present-day arc-related magmas (Figs. 7 and 8), as partial melting of subducted slabs is uncommon today. The remaining samples would have been produced during evolution of a back-arc-basin and from mantle sources less and less contaminated by subduction processes.

## 5. Conclusion

The geochemical results presented in this study allow to distinguish (i) tholeiitic basalts (group A) having affinities with back-arc basin basalts, (ii) amphibolites (ATe-1) highly enriched in both compatible and incompatible elements, and with large negative anomalies in HFSE, indicating arc-related magmatism and (iii) basalts (group B) and amphibolites (ATe-2) moderately LREE-enriched with intermediate compositions between the two previous geochemical signatures. The continuous variation of geochemical characters from slightly LREE-depleted basalts to highly LREE-enriched amphibolites is suggestive of magma emplacement in a subduction-zone context. The highly enriched amphibolites were produced by partial melting of a mantle metasomatically enriched by slab-derived siliceous melts. The other samples were produced during evolution of back-arc-basin with variable participation of subducted materials.

## 1. Introduction

Les modèles géodynamiques récents s'intéressant à l'évolution birimienne du craton Ouest-Africain concluent (i) que la mise en place des formations basaltiques des ceintures de roches vertes a lieu en do-

maine océanique, par exemple sous forme de plateaux [1], (ii) que les granitoïdes sont synchrones à légèrement postérieurs aux formations basiques [6,14,15, 24], et (iii) que cette nouvelle croûte est créée entre 2200 et 2100 Ma, sans participation de la croûte archéenne [1,3,15]. Si la plupart de ces points font l'objet d'un consensus, le modèle de plateaux océaniques n'apporte cependant pas toutes les réponses à l'hétérogénéité géochimique des compositions des roches basiques birimiennes. Ainsi, d'autres modèles géodynamiques ont été proposés pour expliquer la genèse des basaltes, par exemple aux frontières de plaques avec arcs océaniques [2,25], ou en associant un magmatisme intraplaque et une zone de subduction [28]. Cette note a pour but l'étude des roches basiques de la ceinture de Diagorou-Darbani (Liptako, Niger) pour vérifier l'homogénéité ou l'hétérogénéité des compositions basaltiques, afin de contraindre au mieux l'environnement géodynamique de ce volcanisme.

## 2. Cadre géologique

Le craton Ouest-Africain comprend la dorsale Réguibat au nord et la dorsale de Man au sud, chacune divisée en une province occidentale archéenne et une province orientale birimienne (Fig. 1a). Il est recouvert par des formations sédimentaires néoprotozoïques à phanérozoïques et est entouré de zones mobiles panafricaines et varisques. Le Liptako nigérien correspond à la bordure nord-est du domaine birimien de la dorsale de Man. Cette région est constituée par une alternance de plutons granitoïdiques et de ceintures de roches vertes dont celle de Diagorou-Darbani (Fig. 1b), qui a été cartographiée et étudiée par Soumaila [28]. Les formations géologiques de cette ceinture (Fig. 1c) sont des metabasaltes, des amphibolites, des ensembles intrusifs ultramafiques et mafiques, souvent transformés en talcschistes et chloritoschistes, des sédiments détritiques peu métamorphiques, ainsi que de petits volumes de roches plutoniques et volcaniques de chimisme intermédiaire à acide. La ceinture de roches vertes est encadrée au nord et à l'ouest par plusieurs intrusions de granitoïdes, responsables d'un métamorphisme de contact. Ces plutons sont datés à  $2158 \pm 9$  Ma (pluton de Téra, [5]), à  $2174 \pm 4$  Ma (pluton de Dargol, [29]) et à  $2170 \pm 9$  Ma (pluton de

Touré, [2]), ce qui permet d'estimer la mise en place du volcanisme basaltique à environ 2,2 Ga dans cette région.

Les échantillons analysés dans cette étude (Fig. 1c) sont : (1) des metabasaltes qui ont fréquemment conservé leurs structures en *pillow-lavae* et qui sont métamorphisés dans le faciès des amphibolites à épidoite [28]. Ces metabasaltes affleurent en bandes allongées nord-est à sud-ouest sur la bordure orientale, à Tillabéry (notés bTi) et à Zawa-Tondi (bZT) et sur la bordure occidentale dans la région de Téra (affleurements notés bTe-1 à bTe-5) et à Doundiel (bDo); (2) des amphibolites (notées ATe) affleurent près de la bordure occidentale, à proximité du pluton de Téra. Ces amphibolites foliées sont associées (ATe-1) ou non (ATe-2) avec des micaschistes à disthène et staurotide. Les compositions chimiques des échantillons sont disponibles sur demande auprès de Philippe Henry.

## 3. Résultats

Sur la Fig. 2, les roches se classent comme des basaltes tholéitiques riches en Fe ou en Mg, sauf l'échantillon bTi 815, qui a une composition d'andésite. Les relations  $\text{Al}_2\text{O}_3$  vs MgO (Fig. 3a) et  $\text{TiO}_2$  vs MgO (Fig. 3b) pour  $\text{MgO} < 7\%$  suggèrent respectivement le fractionnement du couple olivine et plagioclase et l'augmentation conjointe de FeO et  $\text{TiO}_2$  (*Fenner trend*) caractérisant l'évolution de la série tholéitique. Une tendance unique d'évolution se dégage à la fois pour un élément compatible (Ni, Fig. 3c) et pour un élément incompatible (Zr, Fig. 3d), ce qui suggère l'unité de la pile basaltique, indépendamment de sa localisation au sein de la ceinture. Seules les amphibolites ATe-1 s'écartent clairement de cette logique, avec des concentrations élevées à la fois en éléments compatibles (90 à 320 ppm de Ni, 345 à 628 ppm de Cr) et en éléments incompatibles (118 à 485 ppm de Zr, 30 à 170 ppm de La, 4 à 27 ppm de Th).

La Fig. 4 montre les spectres multi-éléments normalisés au N-MORB (*Normal-Mid-Ocean Ridge Basalts*). Au sein des metabasaltes, deux groupes peuvent être distingués : le groupe A (Figs. 4a et 4b) est caractérisé par des spectres légèrement appauvris en terres rares légères, en Nb et Ta (groupe A1, Tillabéry,

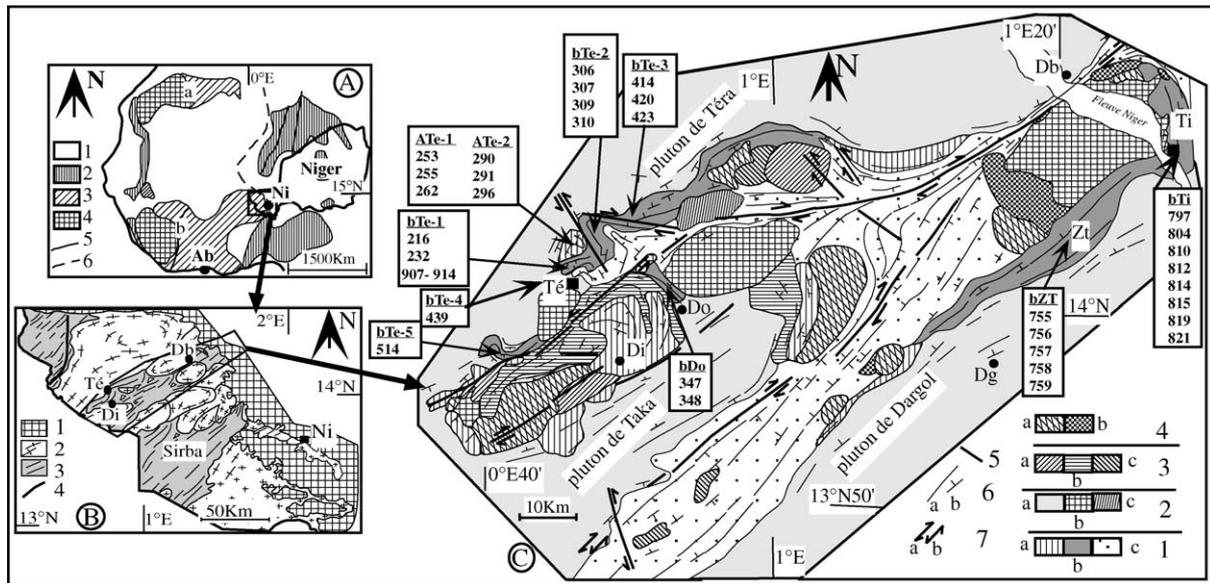


Fig. 1. (A) Grands ensembles géologiques de l’Afrique de l’Ouest : (a) dorsale Réguibat, (b) dorsale de Man, (1) couverture sédimentaire, (2) zones mobiles panafricaines et hercyniennes, (3) province Birimienne, (4) province Archéenne, (5) contact tectonique reconnu, (6) contact tectonique supposé ; (B) carte géologique simplifiée du Liptako [6] : (1) couverture sédimentaire, (2) granitoïdes (localement foliés), (3) ceintures de roches vertes, (4) faille ; (C) carte géologique de la ceinture birimienne de Diaborou-Darbani [28] et position des échantillons : (1) roches non intrusives (a) amphibolites/micaschistes, (b) metabasaltes, (c) métasédiments et métagrauwackes ; (2) intrusions granitiques et syénitiques (a) plutons granodioritiques, (b) stocks granitiques, (c) syénites ; (3) intrusions mafiques et ultramafiques (a) associations ultramafiques–mafiques plutoniques, (b) chloritoschistes, talcschistes, serpentinites, (c) gabbro ; (4) roches du magmatisme calco-alcalin (a) diorite quartzique, (b) andésite/dacite ; (5) contact tectonique ; (6) direction de la foliation ou de la schistosité (a) direction, (b) direction et pendage ; (7) failles cisailantes (a) dextres, (b) senestres. Ab : Abidjan ; Db : Darbani, Dg : Dargol, Di : Diaborou, Do : Doundiel, Ni : Niamey, Té : Téra, Ti : Tillabéry, ZT : Zawa-Tondi.

Fig. 1. (A) Geological map of West Africa: (a) Reguibat rise, (b) Man rise, (1) sedimentary cover, (2) Panafrican and Variscan mobile zones, (3) Birimian domain, (4) Archean domain, (5) known tectonic contact, (6) supposed tectonic contact; (B) simplified geological map of the Liptako area [6]: (1) sedimentary cover, (2) granitoids (locally foliated), (3) greenstone belts, (4) faults; (C) geological map of the Diaborou-Darbani greenstone belt [28] and sample locations: (1) non-intrusive rocks (a) amphibolites/micaschists, (b) metabasalts, (c) metasediments and metagraywackes; (2) granitic and syenitic intrusions (a) granodioritic plutons, (b) granitic stocks, (c) syenites; (3) mafic and ultramafic intrusions (a) mafic–ultramafic plutonic assemblages, (b) chloritoschists, talcschists, serpentinites, (c) gabbro; (4) calc-alkaline magmatic rocks (a) quartz–diorite, (b) andesite/dacite; (5) tectonic contact; (6) foliation and schistosity directions (a) direction, (b) direction and plunge; (7) strike-slip faults (a) dextral, (b) sinistral. Ab: Abidjan, Db: Darbani, Dg: Dargol, Di: Diaborou, Do: Doundiel, Ni: Niamey, Té: Téra, Ti: Tillabéry, ZT: Zawa-Tondi.

$La_N/Yb_N < 1$ ) ou par des spectres plats (groupe A2, Téra,  $La_N/Yb_N \approx 1$ ). Seuls P, Rb, Ba et K montrent des concentrations supérieures à celles des N-MORB, le Th montre des valeurs très dispersées. Le groupe B (Fig. 4c) comprend des basaltes à spectres plus fractionnés ( $La_N/Yb_N > 2$ ), du fait d’un enrichissement modéré en terres rares légères. Les concentrations en Th sont également plus dispersées, souvent supérieures à celles du groupe A. Au sein de ce groupe B, on observe de légères anomalies négatives en Nb–Ta et Zr–Hf.

Les amphibolites (Fig. 4d) montrent deux types de spectres : les amphibolites ATe-1 sont les plus fractionnées, avec un fort enrichissement en terres rares légères ( $La_N/Yb_N$  de 143 et 150), des concentrations élevées en Th et de fortes anomalies négatives en Nb–Ta, Zr–Hf et Ti. Les autres amphibolites (ATE-2, Fig. 4d) montrent des spectres très semblables à ceux des basaltes du groupe B, avec une composition géochimique intermédiaire entre celle des amphibolites très fractionnées (ATE-1) et celle des basaltes du groupe A à spectres plats.

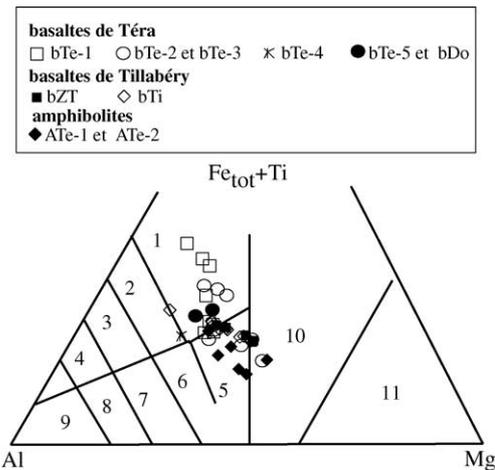


Fig. 2. Diagramme de Jensen [18] : (1) basalte tholéiitique riche en Fe, (2) andésite, (3) dacite, (4) rhyolite (1 à 4 = série tholéiitique), (5) basalte tholéiitique riche en Mg, (6) basalte, (7) andésite, (8) dacite, (9) rhyolite (5–9 = série calco-alcaline), (10) basalte komatiitique, (11) komatiite.

Fig. 2. Jensen diagram [18]: (1) Fe-rich tholeiitic basalt, (2) andesite, (3) dacite, (4) rhyolite (1–4 = tholeiitic sequence), (5) Mg-rich tholeiitic basalt, (6) basalt, (7) andesite, (8) dacite, (9) rhyolite (5–9 = calc-alkaline sequence), (10) komatiitic basalts, (11) komatiite.

#### 4. Discussion

La majorité des metabasaltes étudiés sont des tholéiites possédant des spectres multi-éléments plats ou légèrement appauvris, similaires aux basaltes birimiens analysés par Abouchami [1]. On peut donc, en première approche, interpréter ces laves comme des basaltes de plateaux océaniques, mais d'autres interprétations existent dans la littérature, qui sont notamment en faveur d'un contexte de bassin arrière-arc [2, 32,34].

Dans les diagrammes multi-éléments, seules les compositions en éléments en traces des basaltes de la région de Téra sont voisines de celles des basaltes des plateaux océaniques modernes (champs gris, Fig. 4). Les metabasaltes de Tillabéry, très homogènes chimiquement, s'en distinguent, car ils sont plus pauvres en Th, Nb, Ta et terres rares légères et, en moyenne, plus riches en P, Rb, Ba et K. Les basaltes du groupe B et les amphibolites ATe-1 sont encore plus éloignés des caractéristiques des basaltes de plateaux, avec des enrichissements importants en P, Rb, Ba et Th, le fractionnement des terres rares et les anomalies négatives

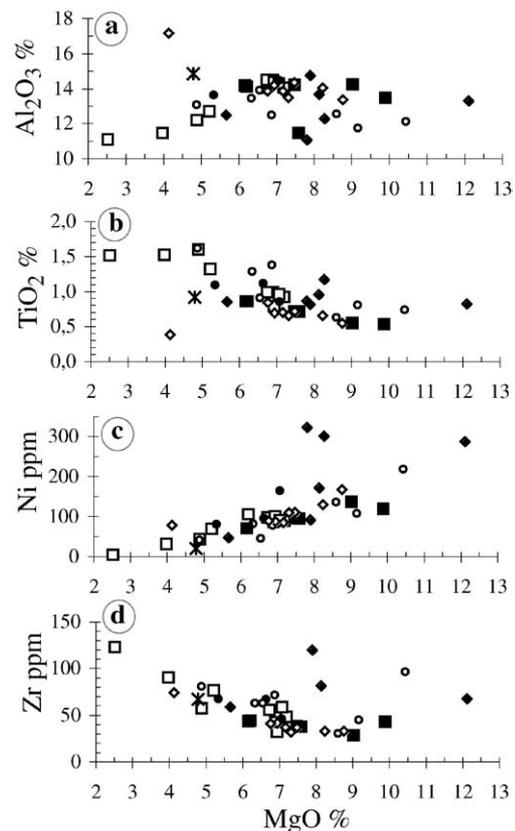


Fig. 3. Diagramme de variation des éléments majeurs et en traces : (a) Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> vs MgO, (b) TiO<sub>2</sub> vs MgO, (c) Ni vs MgO et (d) Zr vs MgO; ici deux amphibolites, 255 et 262, sont en dehors du diagramme, avec respectivement MgO de 7,83 et 8,30 % et Zr de 261 et 486 ppm. Symboles : voir Fig. 2.

Fig. 3. Major and trace element variation diagrams: (a) Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> vs MgO, (b) TiO<sub>2</sub> vs MgO, (c) Ni vs MgO, and (d) Zr vs MgO; here two amphibolites, 255 and 262, are out the figure, with MgO of 7.83 and 8.30% and Zr of 261 and 486 ppm, respectively. Symbols as in Fig. 2.

en HFSE (*high-field-strength elements* : Nb, Ta, Zr, Hf et Ti).

Dans la ceinture voisine de la Sirba, Ama-Salah et al. [2] ont, à partir de spectres de terres rares, distingué plusieurs types de compositions basaltiques (Fig. 5) : (i) des tholéiites d'arc (groupe 1a), appauvries en terres rares légères ; ces roches sont analogues à celles de notre groupe A1 de Tillabéry ; (ii) des tholéiites d'arc (groupe 1b), à spectres peu fractionnés, mais légèrement enrichies en terres rares légères ; ces roches présentent des concentrations en terres

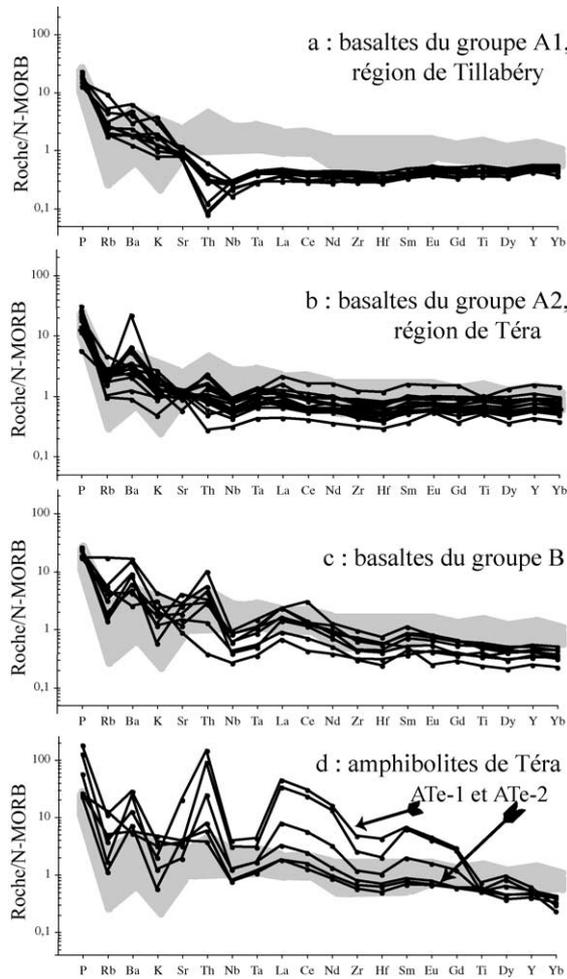


Fig. 4. Spectres multi-éléments normalisés au N-MORB (valeurs de normalisation de Hofmann [16], sauf P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> de [11]). La surface grisée correspond aux compositions de basaltes de plateaux (voir texte).

Fig. 4. N-MORB normalized spidergrams (normalization coefficients from Hofmann [16], excepted P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, from [11]). The grey area corresponds to plateau basalt compositions (see text).

rare voisines de celles de notre groupe A2 de Téra, sauf pour les terres rares légères, qui sont légèrement appauvries dans nos échantillons de Téra; (iii) des roches calco-alcalines d'arc transitionnel (groupe 2), dont les spectres sont plus enrichis (La<sub>N</sub>/Yb<sub>N</sub> de 5,4 en moyenne) que nos échantillons du groupe B (La<sub>N</sub>/Yb<sub>N</sub> de 3,0 en moyenne). Nos amphibolites ATe-1 n'ont pas d'équivalent dans la Sirba; elles sont encore plus riches en terres rares légères et plus fractionnées que

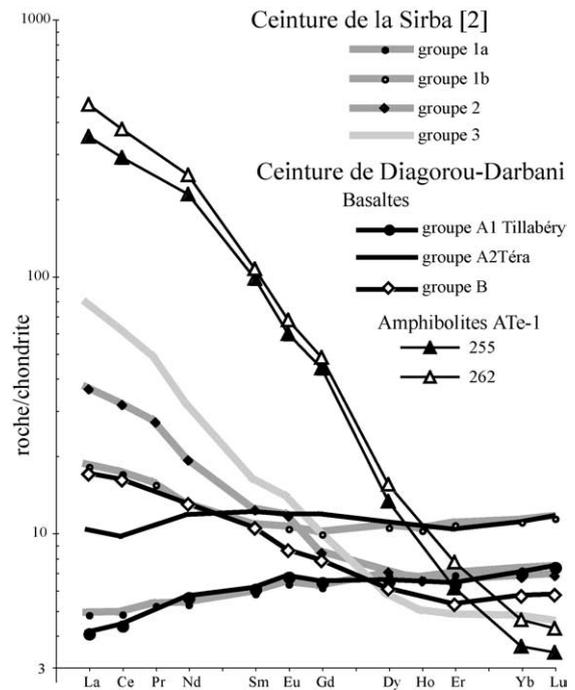


Fig. 5. Diagramme de terres rares (normalisation aux chondrites [31]). Comparaison avec la ceinture voisine de la Sirba [2].

Fig. 5. Chondrite [31] normalized REE pattern. Comparison with the Sirba neighbouring-greenstone belt [2].

les granitoïdes de type TTG analysés par Ama-Salah et al. [2] (Fig. 5, groupe 3), qui possèdent des concentrations très faibles en terres rares lourdes. Ces amphibolites ATe-1 ont des signatures géochimiques contradictoires : elles sont à la fois enrichies en éléments compatibles (Ni et Cr) et en éléments incompatibles (Ba, Th, LREE), et y compris en HFSE. Leurs spectres multi-éléments montrent de fortes anomalies négatives en HFSE, caractéristiques des laves d'arc. Le fractionnement des HFSE, peu solubles dans les fluides produits par la déshydratation de la croûte subductée, a été souvent considéré comme la signature d'un environnement de zone de subduction. Dans ces zones, les HFSE ne sont mobilisés que par les fluides siliceux issus de la fusion partielle de la croûte océanique subductée [17,20]. Lorsque de tels fluides métasomatisent un manteau péridotitique appauvri, des phases minérales nouvelles telles que des clinopyroxènes, des amphiboles pargasitiques, des phlogopites, des grenats, des titanomagnétites et des rutiles cristallisent [26,27]. La présence de certaines de ces phases dans le résidu

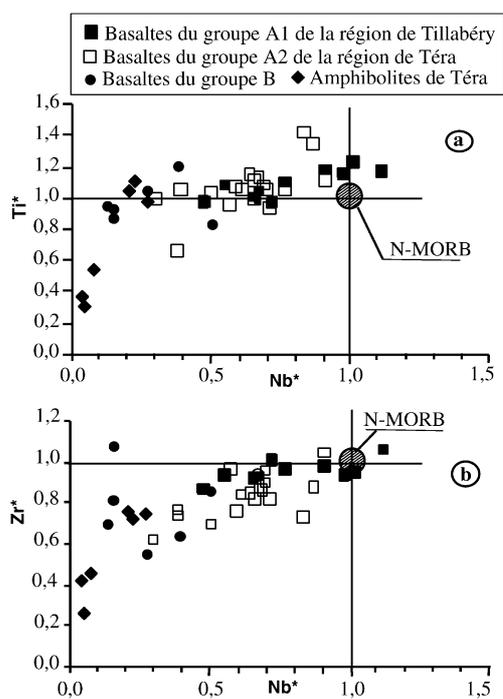


Fig. 6. Diagrammes de variations des anomalies en Nb, Ti et Zr : (a)  $Ti^*$  vs  $Nb^*$  et (b)  $Zr^*$  vs  $Nb^*$ . Explications dans le texte.

Fig. 6. Nb, Ti and Zr anomaly variation diagrams: (a)  $Ti^*$  vs  $Nb^*$  and (b)  $Zr^*$  vs  $Nb^*$ . Explanations in text.

de fusion partielle du manteau engendre des liquides enrichis en LILE et appauvris en Nb, Ta et Ti [4,17, 23,26]. Les fortes anomalies en HFSE dans les amphibolites très enrichies ATe-1 associées à des concentrations élevées (le Nb atteint 13 ppm, le Zr 486 ppm) semblent indiquer qu'il y a à la fois un transfert des HFSE dans le manteau, puis un fractionnement entre les éléments incompatibles, lié la présence des phases minérales précitées.

Sur la Fig. 6, qui compare les anomalies en Nb, Ti et Zr, l'absence d'anomalie caractérise les N-MORB. La dispersion des valeurs de ces anomalies est continue, depuis celles des basaltes peu évolués très proches des N-MORB jusqu'aux fortes anomalies négatives des amphibolites très enrichies (Figs. 6a et 6b). Les différentes compositions basaltiques pourraient donc être génétiquement liées.

Dans le diagramme Ce vs Ce/Nb (Fig. 7), les basaltes du groupe A se placent dans le domaine des N-MORB à la limite inférieure du champ des IAB (*Island Arc Basalts*). Les basaltes du groupe B et les amphibo-

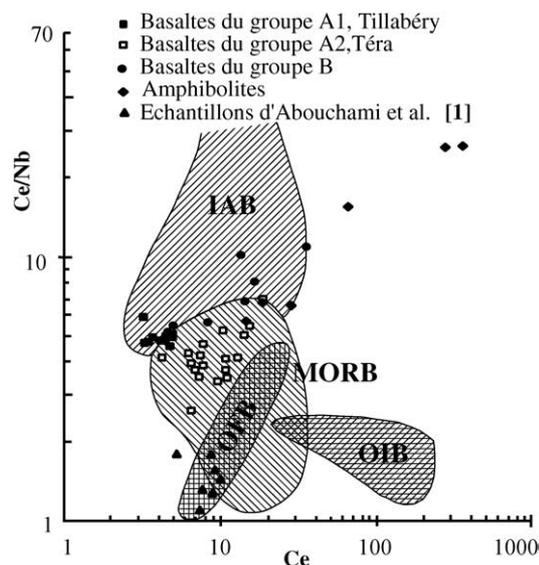


Fig. 7. Diagramme Ce vs Ce/Nb [1] : IAB, basaltes d'arc océanique ; N-MORB, basaltes des rides médio-océaniques ; OFB, basaltes des plateaux océaniques type Nauru ; OIB, basaltes des îles océaniques.

Fig. 7. Ce vs Ce/Nb diagram [1] : IAB, Island Arc Basalts; N-MORB, normal-Mid Oceanic Ridge Basalt; OFB, Ocean Flood Basalts (Nauru-type); OIB, Ocean Island Basalts.

lites ATe-2 sont situés dans le domaine des IAB. Par comparaison avec les échantillons d'Abouchami et al. [1], qui, dans le diagramme Ce vs Ce/Nb (Fig. 7), se placent dans le champ des basaltes de plateaux océaniques type Nauru, nos échantillons possédant des rapports Ce/Nb plus élevés s'écartent de ce champ. Cette situation pourrait être liée à un dosage plus précis du Nb dans nos analyses. En effet, à l'époque des travaux d'Abouchami et al. [1], la limite de détection du Nb était de 5 ppm, et seuls les basaltes possédant les plus faibles rapports Ce/Nb ont pu être représentés dans le diagramme géodynamique, soit seulement 15 analyses comportant le dosage du Nb (supérieur à 5 ppm) sur plus de 70 basaltes étudiés chimiquement et isotopiquement.

Enfin, l'examen des rapports chimiques Ce/Pb et des concentrations en Pb (Fig. 8) montre clairement qu'en comparaison avec quelques exemples actuels, les basaltes du Liptako s'apparentent bien davantage à des basaltes de contexte arc et arrière-arc. En effet, les basaltes du groupe A, qui pourraient être confondus avec des basaltes de plateaux, possèdent des valeurs de concentrations en Pb comprises entre

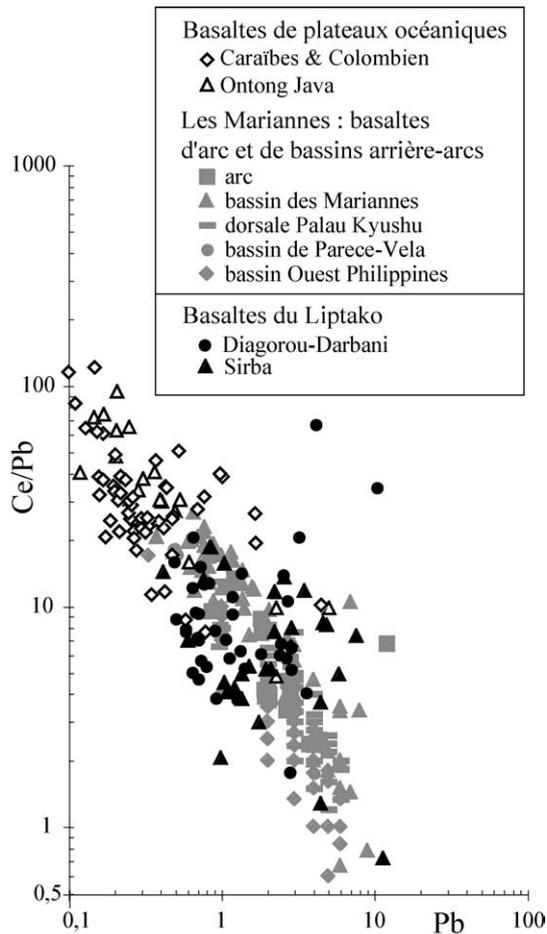


Fig. 8. Diagramme Ce/Pb vs Pb : comparaison entre les basaltes du Liptako et des basaltes actuels de plateaux océaniques et de subductions intra-océaniques.

Fig. 8. Ce/Pb vs Pb diagram: comparison between basalts from Liptako and today basalts from oceanic plateaus and oceanic subduction.

0,5 et 1,8 ppm et un rapport Ce/Pb variant de 3 à 16. La Fig. 8 illustre bien que ces valeurs sont différentes des caractéristiques des basaltes des plateaux Caraïbes [12,13,19] et Ontong–Java [33] (moyenne en Pb de  $0,6 \pm 1,2$  ppm et Ce/Pb de  $33 \pm 21$ ). En revanche, il y a un bon accord à la fois par les valeurs moyennes et en dispersion avec les différentes compositions basaltiques reconnues dans la région des Mariannes, depuis la mer des Philippines jusqu'à l'arc lui-même (Pb entre 0,2 et 12 ppm et Ce/Pb de 0,6 à 26,5 [7–9, 22,30,35,36]).

Deux hypothèses peuvent donc être proposées pour expliquer les compositions des roches basiques de la ceinture de Diagorou-Darbani : (i) la présence d'une zone de subduction et d'un bassin arrière-arc océanique et (ii) l'interaction entre une zone de subduction et un panache mantellique. Dans le premier cas, les amphibolites très enrichies de la région de Téra seraient les témoins d'un arc océanique. Elles proviendraient d'une source métasomatée par des fluides siliceux issus de la zone de subduction. Leurs compositions, qui ne correspondent jamais à des champs géodynamiques définis par les basaltes actuels, pourraient être le résultat de la participation, par un processus de fusion partielle, de la croûte océanique subductée à la contamination du manteau source de ces roches. Cette opinion s'accorde parfaitement avec le modèle de genèse des TTG (tonalite–trondhjemite–granodiorite), par fusion partielle d'une amphibolite dans une zone de subduction avec grenat et amphibole résiduels [21]. Les autres basaltes se seraient mis en place au cours du développement d'un bassin arrière-arc, l'influence de la zone de subduction devenant de moins en moins importante. Dans la seconde hypothèse, un panache mantellique se superpose à un arc océanique. Il y a alors incorporation, brassage et recyclage des sources mantelliques enrichies dans la « tête du panache », selon le modèle de Griffiths et Campbell [10]. Après fusion partielle dans la « tête du panache », il y a production de basaltes de plateaux diversement enrichis. Ce dernier modèle ne permet pas, à notre avis, d'expliquer les signatures très enrichies de certaines amphibolites de la région de Téra, la variation apparemment continue des anomalies en HFSE, ou les rapports Ce/Pb de tous les basaltes et amphibolites de Diagorou-Darbani.

## 5. Conclusion

Notre étude conduit à distinguer : (i) des basaltes qui, de par leurs concentrations en éléments en traces, s'apparentent aux tholéiites de bassins arrière-arc, (ii) des amphibolites très enrichies à la fois en éléments compatibles et incompatibles, avec un fort fractionnement en terres rares légères et présentant de fortes anomalies négatives en Nb–Ta, Zr–Hf et Ti, caractéristiques des magmas d'arc et (iii) des basaltes et des amphibolites légèrement enrichis en terres rares

légères, possédant des compositions intermédiaires entre les deux types précédents. Les variations continues des caractères géochimiques de ces roches, depuis les basaltes peu enrichis jusqu'aux amphibolites très enrichies, traduisent une mise en place en relation avec une zone de subduction, comme cela semble être le cas dans la ceinture voisine de la Sirba [2]. Dans cette hypothèse, les amphibolites très enrichies de Téra résulteraient d'une source mantellique appauvrie, métasomatisée par des fluides siliceux issus de la fusion partielle de la plaque subductée. Les autres roches résulteraient d'une mise en place au cours de l'évolution d'un bassin arrière-arc, avec une participation variable de matériaux subductés.

## Remerciements

Nous remercions P. Gaviglio (Géosciences, université de Franche-Comté), les responsables du département de géologie de l'université Abdou Moumouni de Niamey (Niger) et la Coopération française pour le financement de la thèse de A. Soumaila, ainsi que l'Agence universitaire de la francophonie (AUF) pour la bourse post-doctorale 2002–2003. Merci à W. Abouchami et J.-P. Liégeois pour leurs remarques très constructives.

## Références

- [1] W. Abouchami, M. Boher, A. Michard, F. Albarède, A Major 2.1-Ga event of mafic magmatism in west Africa: An early stage of crustal accretion, *J. Geophys. Res.* 95 (1990) 17605–17629.
- [2] I. Ama-Salah, J.-P. Liégeois, A. Pouclet, Évolution d'un arc insulaire océanique birimien précoce au Liptako nigérien (Sirba) : géologie, géochronologie et géochimie, *J. Afr. Earth Sci.* 22 (1996) 235–254.
- [3] M. Boher, W. Abouchami, A. Michard, F. Albarède, N.T. Arndt, Crustal growth in West Africa at 2.1 Ga, *J. Geophys. Res.* 97 (1992) 345–369.
- [4] J.M. Brenan, H.F. Shaw, D.L. Phinney, J.F. Ryerson, Rutile-aqueous fluid partitioning of Nb, Ta, Hf, Zr, U and Th: implications for high strength elements depletions in island-arc basalts, *Earth Planet. Sci. Lett.* 128 (1994) 327–339.
- [5] A. Cheilletz, P. Barbey, C. Lama, J. Pons, J.-L. Zimmermann, D. Dautel, Âge de refroidissement de la croûte juvénile birimienne d'Afrique de l'Ouest, Données U/Pb et K–Ar sur les formations à 2,1 Ga du SW du Niger, *C. R. Acad. Sci. Paris, Ser. II* 319 (1994) 435–442.
- [6] D. Dupuis, J. Pons, A.E. Prost, Mise en place de plutons et caractérisation de la déformation birimienne au Niger occidental, *C. R. Acad. Sci. Paris, Ser. II* 312 (1991) 769–776.
- [7] T.R. Elliott, T. Plank, A. Zindler, W. White, B. Bourdon, Element transport from slab to volcanic front at the Mariana Arc, *J. Geophys. Res.* B 102 (1997) 14991–15019.
- [8] R.F. Gribble, R.J. Stern, S.H. Bloomer, D. Stüben, T. O'Hearn, S. Newman, MORB mantle and subduction components interact to generate basalts in the southern Mariana Trough back-arc basin, *Geochim. Cosmochim. Acta* 60 (1996) 2153–2166.
- [9] R.F. Gribble, R.J. Stern, S. Newman, S.H. Bloomer, T. O'Hearn, Chemical and isotopic composition of lavas from the northern Mariana Trough: implications for magmagenesis in back-arc basins, *J. Petrol.* 39 (1998) 125–154.
- [10] R.W. Griffiths, I.H. Campbell, Stirring and structure in mantle starting plumes, *Earth Planet. Sci. Lett.* 99 (1990) 66–78.
- [11] S.R. Hart, A. Zindler, In search for bulk-earth composition, *Chem. Geol.* 57 (1986) 247–267.
- [12] F. Hauff, K.A. Hoernle, G.R. Tilton, D.W. Graham, A.C. Kerr, Large volume recycling of oceanic lithosphere over short time scales: geochemical constraints from the Caribbean Large Igneous Province, *Earth Planet. Sci. Lett.* 174 (2000) 247–263.
- [13] F. Hauff, K.A. Hoernle, P. Van den Bogaard, G.E. Alvarado, C.D. Garbe-Schönberg, Age and geochemistry of basaltic complexes in western Costa Rica: contributions to the geotectonic of Central America, *Geochem. Geophys. Geosyst.* 1 (2000).
- [14] W. Hirdes, D.W. Davis, B.N. Eisenhor, Reassessment of Proterozoic granitoid ages in Ghana on the basis of U/Pb zircon and monazite dating, *Precamb. Res.* 56 (1992) 89–96.
- [15] W. Hirdes, D.W. Davis, First U–Pb zircon age extrusive volcanism in the Birimian Supergroup of Ghana, West Africa, *J. Afr. Earth Sci.* 27 (1998) 291–294.
- [16] A.W. Hofmann, Chemical differentiation of the Earth: the relationship between mantle, continental crust and oceanic crust, *Earth Planet. Sci. Lett.* 90 (1988) 297–314.
- [17] D.A. Ionov, A.W. Hofmann, Nb–Ta-rich mantle amphiboles and mica: implications for subduction-related metasomatic trace element fractionations, *Earth Planet. Sci. Lett.* 131 (1995) 341–356.
- [18] L.S. Jensen, A new cation plot for classifying subalkalic volcanic rocks, *Ontario Div. Mines Misc. Pap.* 66 (1976) 22.
- [19] A. Kerr, G.F. Marriner, J. Tarney, A. Nivia, A.D. Saunders, M.F. Thirlwall, C.W. Sinton, Cretaceous basaltic terranes in western Columbia: elemental, chronological and Sr–Nd isotopic constraints on petrogenesis, *J. Petrol.* 38 (1997) 677–702.
- [20] S.E. Kesson, A.E. Ringwood, Slab–mantle interactions 1: Shearing and refertilized garnet peridotite xenoliths samples of Wadati-Benioff Zones?, *Chem. Geol.* 78 (1989) 83–96.
- [21] H. Martin, Petrogenesis of Archean trondhjemite tonalite and granodiorites from eastern Finland: Major and trace elements geochemistry, *J. Petrol.* 28 (1987) 921–953.
- [22] D.P. Mattey, N.G. Marsh, J. Tarney, The geochemistry, mineralogy and petrology of basalts from the West Philippine and Parece Vela basins and from the Lalau-Kyushu and West Mariana ridges, Deep Sea Drilling Project Leg 59, *Init. Rep. Deep Sea Drill. Proj.* 59 (1980) 753–802.

- [23] S.Z. O'Reilly, W.L. Griffin, Mantle metasomatism beneath western Victoria, Australia I: Metasomatic processes in Cr-diopside lherzolite, *Geochim. Cosmochim. Acta* 52 (1988) 433–447.
- [24] J. Pons, P. Barbey, D. Dupuis, J.-M. Leger, Mechanisms of pluton emplacement and structural evolution of a 2.1 Ga juvenile continental crust: the Birimian of southwestern Niger, *Precamb. Res.* 70 (1995) 281–301.
- [25] A. Pouclet, M. Vidal, C. Delor, Y. Siméon, G. Alric, Le volcanisme du NE de la Côte-d'Ivoire: mise en évidence de deux phases de volcanisme distincts dans l'évolution géodynamique du Paléoprotérozoïque, *Bull. Soc. géol. France* 167 (1996) 529–541.
- [26] F.J. Ryerson, E.B. Watson, Rutile saturation in magmas: Implications for Ti, Nb-Ta depletion in island-arc basalts, *Earth Planet. Sci. Lett.* 86 (1987) 225–239.
- [27] C. Sen, T. Dunn, Experimental modal metasomatism of a spinel lherzolite and the production of amphibole-bearing peridotite, *Contrib. Mineral. Petrol.* 119 (1995) 394–409.
- [28] A. Soumaila, Étude structurale, pétrographique et géochimique de la ceinture birimienne de Diagorou-Darbani, Liptako, Niger occidental (Afrique de l'Ouest), thèse, université de Franche-Comté, France, 2000, 253 p.
- [29] A. Soumaila, P. Henry, M. Rossy, P. Affaton, Geochemical and isotopic (Sm–Nd, U–Pb) study on the Diagorou-Darbani Birimian crust (Liptako, Niger, West Africa): oceanic plateau versus arc magmatism, *EUG XI*, 8–12 April 2001, Strasbourg, France, *J. Conf. Abs.* (2001) 609.
- [30] R.J. Stern, P.-N. Lin, J.D. Morris, M.C. Jackson, P.B. Fryer, S.H. Bloomer, E. Ito, Enriched back-arc basin basalts from the northern Mariana Trough: implications for the magmatic evolution of the back-arc basins, *Earth Planet. Sci. Lett.* 100 (1990) 210–225.
- [31] S.S. Taylor, S.M. McLennan, *The Continental Crust: its Composition and Evolution*, Blackwell Science Publishers, 312 p.
- [32] P.N. Taylor, S. Moorbath, A. Leube, W. Hirde, Early Proterozoic crustal evolution in the Birimian of Ghana: constraints on geochronology and isotope geology, *Precamb. Res.* 56 (1992) 97–111.
- [33] M.L.G. Tejada, J.J. Mahoney, C.R. Neal, R.A. Duncan, M.G. Pettersson, Basement geochemistry and geochronology of Central Malaita, Solomon Islands, with implications for the origin and evolution of the Ontong–Java Plateau, *J. Petrol.* 43 (2002) 449–484.
- [34] M. Vidal, G. Alric, The Paleoproterozoic (Birimian) of Haute-Comoé in the West African Craton, Ivory Coast: a transtensional back-arc basin, *Precamb. Res.* 65 (1994) 207–229.
- [35] D.A. Wood, P. Comin-Chiaromonti, J. Tarney, J.-L. Joron, P.B. Fryer, M. Treuil, Geochemistry of igneous rocks recovered from a transect across the Mariana Trough, Arc, Fore-arc, and Trench sites 453–461, *DSDP Leg 60, Init. Rep. Deep Sea Drill. Proj.* 60 (1980) 611–645.
- [36] J.D. Woodhead, Geochemistry of the Mariana Arc (western Pacific); source composition and processes, *Chem. Geol.* 76 (1989) 1–24.