

LES ROCHES BASIQUES DES BOUTONNIERES D'AGADIR MELLOUL ET D'IGUERDA-TAIFAST : TEMOINS DE L'HISTOIRE PREOROGENIQUE DE LA CHAINE PANAFRICAINNE DE L'ANTI-ATLAS (MAROC)

E. H. El Aouli*, M. Ikenne*, E. H. Beraaouz* et A. Mortaji*

RÉSUMÉ

Dans les boutonnières précambriennes d'Agadir Melloul et d'Iguerda-Taïfast (Anti-Atlas central), les roches basiques du Néoprotérozoïque (PII) sont représentées par des dykes et des corps basiques intrusifs dans le socle paléoprotérozoïque (PI) et les quartzites du PII. L'ensemble PI, PII et roches basiques est affecté par la schistosité régionale panafricaine. Les éléments en traces, réputés peu mobiles au cours des processus d'altération et de métamorphisme (Nb, Y, Zr, Ti, V et les terres rares) ont permis de subdiviser ces roches basiques en deux groupes: un groupe tholeiitique et un groupe transitionnel. Le cadre géodynamique de mise en place de ces roches pourrait être lié à un contexte distensif marquant le rifting pré-panafricain en relation avec l'ouverture océanique reconnue dans la boutonnière de Bou Azzer-El Grara et dans le massif de Siroua.

Mots-clés: *basaltes tholeiitiques, basaltes transitionnels, rifting, Néoprotérozoïque, Anti-Atlas central (Maroc).*

RESUMEN

En los complejos precámbricos de Agadir Melloul y de Iguarda-Taïfast (Anti-Atlas centro), las rocas básicas del Neoproterozoico (PII) están representadas por diques y cuerpos básicos intrusivos en el zócalo Paleoproterozoico (PI) y las cuarzitas del PII. El conjunto PI, PII y las rocas básicas está afectado por la esquistosidad regional panafricana. Los elementos traza incompatibles, poco móviles en el transcurso de procesos de alteración y de metamorfismo (Nb, Y, Zr, Ti, V), así como las tierras raras, permiten subdividir estas rocas básicas en dos grupos: un grupo toleítico y otro transicional. El marco geodinámico de la intrusión de estas rocas podría estar ligado a un contexto extensional asociado al rifting pre-panafricano en relación con la apertura oceánica reconocida en el complejo de Bou Azzer-El Graara y en el macizo de Siroua.

Palabras clave: *basaltos toleíticos, basaltos transicionales, rifting, Neoproterozoico, Anti-Atlas centro (Marruecos).*

Introduction

L'édification des ceintures panafricaines d'Afrique a commencé par l'installation de bassins issus de la dislocation d'une ancienne masse continentale en blocs connus sous le nom de cratons (cratons ouest africain, brésilien, guyanais, Kalahari) et s'est achevée par les orogénèses qui ont abouti à l'amalgamation du Gondwana à la fin du Néoprotérozoïque (Bessoles, 1977; Dallmeyer et Lecorché, 1991; Diop,

1996). Ces bassins qui résultent d'une tectonique distensive ont été le siège d'une activité magmatique qui accompagne une sédimentation datée entre 1,1 Ga et 800 Ma. La caractérisation de ces fossés prépanafricains s'avère difficile dans les zones mobiles.

Les boutonnières du domaine sud-occidental de l'Anti-Atlas constituent une zone privilégiée pour l'étude des formations attribuées à cet épisode de l'histoire précambrienne en raison de la qualité des affleurements qu'elles offrent et leur faible remobi-

* E-mail: hassan.elaouli@caramail.com LAGAGE, Département de Géologie. Faculté des Sciences BP 8106. Université Ibn Zohr. Agadir. Maroc.

lisation lors des orogènes panafricaine et hercynienne.

Dans l'Anti-Atlas central et occidental, plusieurs générations de filons basiques se sont mises en place, au cours du Néoprotérozoïque. Ils sont considérés comme précurseurs de l'ouverture océanique reconnue dans la boutonnière de Bou Azzer-El Grara (Leblanc, 1975) et dans le massif du Siroua (El Boukhari, 1991; Chabane, 1991). Cette étude se propose de présenter une caractérisation pétrologique et géochimique des essaims de dykes et des corps basiques des deux boutonnières d'Agadir Melloul et d'Iguerda-Taïfast (Anti-Atlas central) ainsi que leurs relations avec l'encaissant et les différentes phases de déformation. Nous essayerons de déterminer le contexte géodynamique de ce magmatisme et son évolution dans le cadre plus général de la chaîne panafricaine de l'Anti-Atlas.

Cadre géologique

Les boutonnières d'Agadir Melloul et d'Iguerda-Taïfast se situent respectivement à 170 et 190 km au SE de la ville d'Agadir (Fig. 1) et font partie, avec les boutonnières de Zenaga, de Bou Azzer-El Grara et du massif du Siroua, de l'Anti-Atlas Central. Elles appartiennent au domaine Sud-Occidental qui forme la bordure nord du craton ouest africain.

Le socle paléoprotérozoïque (PI) de la boutonnière d'Iguerda-Taïfast est constitué d'une série métasédimentaire (schistes, micaschistes, et gneiss) intrudée par des granitoïdes (Bilal et Derre, 1989), des diorites à structure orbiculaire et des filons de pegmatites (Agard, 1952 et 1954). Ce substratum présente de grandes analogies avec celui des boutonnières de Tazenakht à l'Est (Choubert, 1963) et de Kerdous au Sud-Ouest (Hassenforder, 1987).

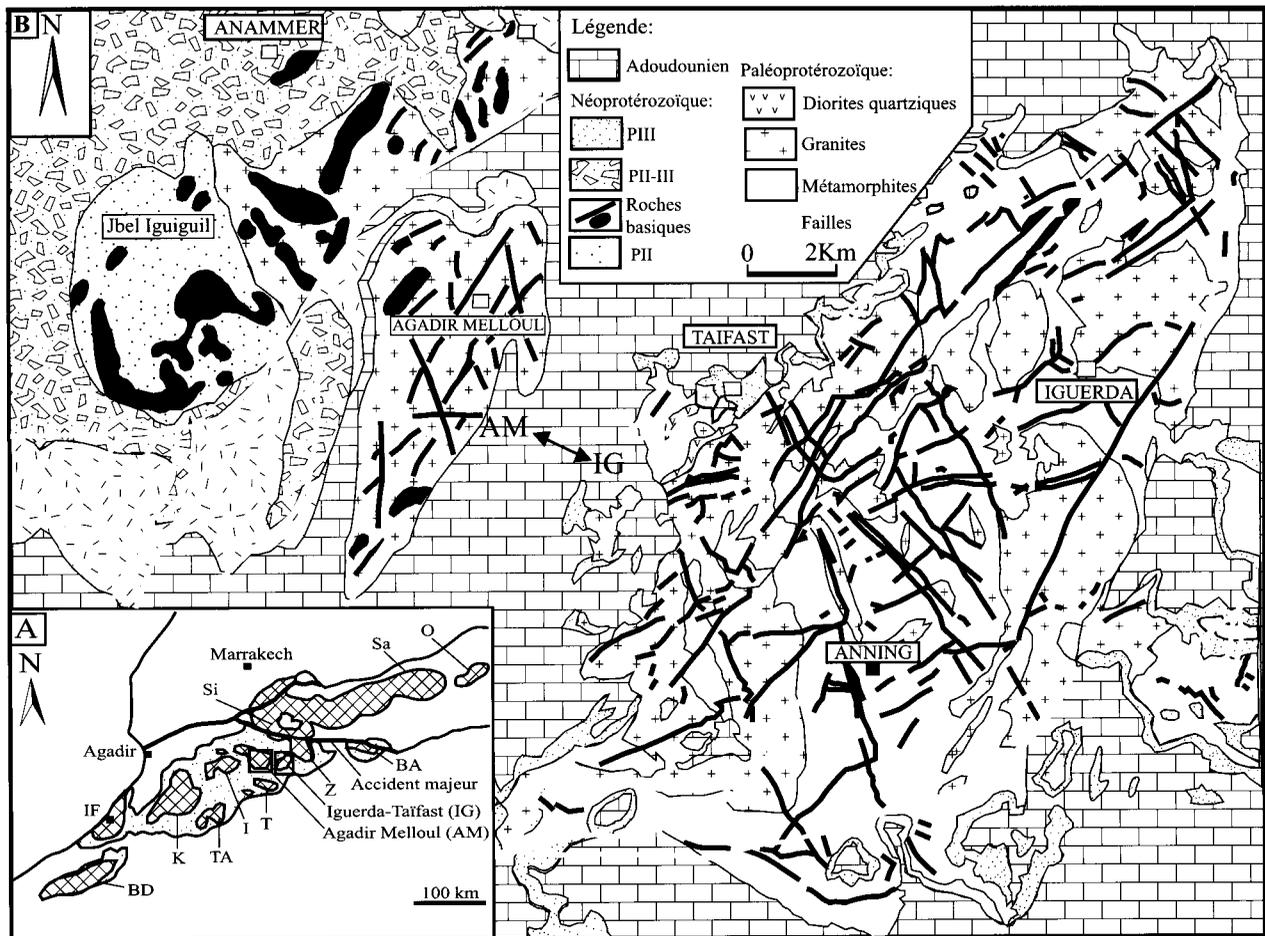


Fig. 1.—A: Carte de situation des boutonnières d'Agadir Melloul et d'Iguerda-Taïfast dans l'Anti-Atlas marocain. BD: Bas Drâa; K: Kerdous; TA: Tagragra d'Akka; I: Igherm; AM-IG: Agadir Melloul et Iguerda-Taïfast; S: Siroua; BA: Bou Azzer. Sa: Saghro; O: ougnat B: Carte géologique simplifiée des boutonnières d'Agadir Melloul (AM) et d'Iguerda-Taïfast (IG) d'après la carte géologique d'Agadir Melloul au 1/100 000.

Ce socle est traversé par un important réseau de filons basiques de direction N-NE et NW à N-NW, antérieurs aux formations du Néoprotérozoïque terminal (PIII). Leur mise en place est postérieure aux deux phases de déformation panafricaines, majeure et tardive, affectant les granites et les pegmatites (PI) (Bilal et Derre, 1989). Ces dolérites appartiendraient, d'après Agard (1954) et Choubert (1963), à une seule venue magmatique et seraient de même âge que celles connues dans le Néoprotérozoïque supérieur (PII) de la boutonnière de Zenaga.

L'ensemble est recouvert par une série volcano-sédimentaire rougeâtre attribuée au Néoprotérozoïque terminal (PIII). Cette série, légèrement plissée et qui affleure à l'Est et au NW de la boutonnière est constituée de grès, de conglomérats, de pyroclastites et de roches volcaniques.

Située à l'W-NW de la boutonnière d'Iguerda-Taïfast, la boutonnière d'Agadir Melloul est formée de deux grands affleurements (Agadir Melloul s.s à l'Ouest et Jbel Iguiguil à l'Est) séparés par des failles importantes et un demi-graben. Ce dernier est comblé par des calcaires dolomitiques infracambriens à Cambrien inférieur (Adoudounien) surmontant des conglomérats et laves du PIII à l'Ouest et des conglomérats du PII-III eux même surmontant des quartzites du PII (Jbel Iguiguil) (Fig. 1). La boutonnière est formée essentiellement par un granite comparable à celui du granite PI d'Azguemerzi (1930 ± 29 Ma) dans la boutonnière de Zenaga et par des micaschistes (Choubert, 1963). Les roches basiques, très abondantes, se présentent sous forme de massifs de gabbros-dolérites qui pourraient être d'âge PI et par des filons et des dykes de dolérites rattachés au P II (Choubert, 1963).

Données de terrain

Les roches basiques étudiées sont représentées essentiellement par (i) des dykes de diabases intrusifs dans les formations du socle PI constitué par les granites, micaschistes et schistes injectés et par (ii) des corps basiques qui s'injectent, sans relation spatiale évidente, dans les quartzites du PII du Jbel Iguiguil comme c'est le cas, plus à l'Ouest, dans la boutonnière d'Igherm (El Aouli *et al.*, 1995 ; El Aouli *et al.*, 2001). Les dykes ont une direction moyenne variant de N 20 à N 70°E et de N 120 à N 170°E, une puissance métrique à hectométrique (2 à 100 m) et une extension kilométrique. Ils se distinguent très facilement par leur couleur gris verdâtre à rougeâtre et leur mode d'affleurement le long des crêtes qui dominent la boutonnière; ils s'altèrent très généralement en boules et blocs anguleux qui forment des éboulis. Ces dykes ne recoupent pas les

formations volcano-sédimentaires et volcaniques du PIII et celles de l'Adoudounien et sont affectés, comme les schistes et les granites du substratum, par au moins deux schistosités régionales orientées respectivement N50 à N65 80°NW et N160 80°E. Leurs bordures sont localement schistosées sur une épaisseur qui varie de quelques centimètres à plusieurs décimètres reflétant probablement des rejeux en cisaillements ultérieurement à leur mise en place. Les épontes des filons orientés N65 80°NW montrent des fentes de tension sigmoïdes, remplies de quartz et de calcite, liées à des décrochements N45 sénestres.

Pétrographie

La texture de ces roches est généralement intersertale et montrent une paragenèse minéralogique presque constante caractérisée par des lattes de plagioclases saussuritisés et albitisés (0,2 à 3,3 % An), des augites (Wo 40,8 à 44 %, En 36,2 à 42,3 %, Fs 16,7 à 20,9 %) ouralitisées, probablement d'anciennes olivines pseudomorphosées en iddingsite et chlorite, des minéraux opaques englobant partiellement ou totalement les plagioclases et les pyroxènes. L'apatite et le quartz apparaissent en sites interstitiels dans les faciès les plus évolués. Ces minéraux ont subi des transformations secondaires dans le faciès «schistes verts» qui se traduisent par un assemblage à albite, chlorite, actinote, épidote, oxydes de fer et quartz.

Caractéristiques géochimiques

Treize échantillons correspondant aux roches paraissant les moins altérées au microscope ont été analysés au service d'Analyse des Roches et Minéraux du CRPG-CNRS (Nancy) par ICP-AES et ICP-MS. Les analyses chimiques représentatives des roches étudiées sont présentées dans le tableau n° 1. L'utilisation de certains éléments tel que TiO₂, les éléments en traces (Nb, Zr, Y, V) et les terres rares, réputés peu mobiles au cours des processus d'altération hydrothermales ou du métamorphisme (Pearce et Cann, 1973 ; Floyd et Winchester, 1975 ; Tarney *et al.*, 1979), ont permis de subdiviser ces roches, indépendamment des directions précitées, en deux groupes:

— le groupe 1, commun aux deux boutonnières, se caractérise par des teneurs relativement faibles en TiO₂ (1,37 à 2,98 %), Zr (75 à 209 ppm), Nb (5,5 à 12,6 ppm), Y (18,8 à 31,7 ppm) et par des faibles rapports La/Nb (0,83 à 2,38). Les rapports Y/Nb > 2 (2,28 à 3,88) traduisent l'affinité tholeiitique de ce

Tableau 1.—Analyses chimiques représentatives des roches basiques des boutonnières d'Iguerda-Taïfast et d'Agadir Melloul

Groupes	Groupe 1						Groupe 2		
	IGUERDA-TAIFAST			AGADIR MELLOUL			IGUERDA-TAIFAST		
Boutonnières	IGU 15	IGU 33	IGU 12	AGM 9	AGM 22	AGM 6	IGU 9	IGU 11	IGU 33
N° Echant.									
SiO ₂	46,56	47,72	49,04	48,53	49,37	51,12	45,80	46,45	46,65
Al ₂ O ₃	14,17	13,46	14,27	15,07	14,40	13,55	14,26	12,69	13,38
TiO ₂	1,74	2,98	2,49	1,37	2,46	1,66	3,40	3,62	3,59
Fe ₂ O ₃ t	14,36	16,12	14,70	12,27	15,09	16,43	17,92	18,55	18,90
MnO	0,22	0,31	0,28	0,19	0,28	0,22	0,16	0,22	0,22
MgO	7,31	6,09	5,60	6,18	5,51	5,49	6,51	4,42	4,55
CaO	6,82	4,95	4,44	10,66	4,42	2,84	4,72	5,55	5,54
Na ₂ O	3,92	3,73	4,01	2,36	4,09	4,13	2,43	2,67	2,61
K ₂ O	1,41	1,12	1,11	0,57	1,12	0,88	0,60	0,96	0,98
P ₂ O ₅	0,21	0,29	0,28	0,20	0,27	0,21	0,52	0,70	0,60
P.F	3,31	2,91	3,49	2,44	2,75	3,02	3,63	3,77	2,92
Total	100,03	99,68	99,71	99,84	99,76	99,55	99,95	99,87	99,94
mg#	50,44	43,03	43,24	50,18	42,20	40,05	42,08	32,27	32,50
Ba	66	900	854	111	827	223	499	1096	1022
Be	0,49	1,06	0,96	0,66	0,62	0,57	0,73	1,60	1,13
Co	54,90	59,50	71,80	43,40	51,20	55,70	56,08	70,10	61,30
Cr	212	74	69	73	76	17	77	9	9
Ga	19,20	22,30	22,50	18,20	23,00	21,30	22,91	26,10	27,06
Cu	37,70	9,60	8,70	83,00	9,30	59,40	8,39	10,90	12,35
Ni	107	104	60	51	49	30	70	35	33
Nb	6,10	12,62	12,40	5,48	11,96	7,41	16,96	22,58	21,44
Rb	24,04	50,07	51,48	22,88	52,91	24,74	14,25	27,71	24,44
Sr	158	302	356	199	378	157	298	521	527
V	349	434	322	292	345	445	304	340	346
Zn	172	210	196	86	211	174	195	218	242
Zr	99	173	144	75	209	109	195	272	265
Th	0,48	1,11	1,16	0,59	1,33	1,23	3,14	3,11	4,54
Y	23,70	28,80	28,90	18,80	30,00	23,50	29,19	42,60	40,87
U	0,13	0,24	0,24	0,21	0,40	0,37	0,52	0,69	0,72
La	6,77	10,51	12,67	7,20	13,44	10,57	29,68	44,10	43,93
Ce	17,17	26,67	31,08	17,31	33,91	24,05	65,86	98,66	98,66
Nd	12,50	16,83	20,57	11,12	21,29	14,00	35,98	51,56	53,37
Sm	3,73	4,71	5,52	2,93	5,73	3,38	7,18	11,01	10,99
Eu	1,10	1,52	1,87	1,05	2,19	1,08	2,36	3,57	3,43
Gd	3,67	4,67	5,06	3,06	6,16	3,51	6,58	9,40	9,40
Dy	4,03	4,79	5,11	2,95	5,50	3,64	5,56	7,64	7,78
Er	2,18	2,53	2,55	1,64	2,77	2,00	2,84	3,85	3,90
Yb	2,13	2,55	2,56	1,78	2,76	2,21	2,59	3,55	3,72
Lu	0,32	0,38	0,39	0,25	0,44	0,33	0,45	0,59	0,63
Y/Nb	3,88	2,28	2,33	3,43	2,50	3,17	1,72	1,88	1,91
Ti/V	29,91	41,19	46,39	28,15	42,78	22,38	66,90	63,88	62,18
La/Nb	1,10	0,83	1,02	1,31	1,12	1,42	1,75	1,95	2,05
(La/Sm) _N	1,14	1,40	1,44	1,54	1,47	1,96	2,60	2,52	2,52
(La/Yb) _N	2,14	2,78	3,34	2,73	3,28	3,22	7,75	8,38	7,99
(Gd/Yb) _N	1,40	1,49	1,61	1,40	1,81	1,29	2,07	2,15	2,06

groupe (Floyd et Winchester, 1975). Les spectres de terres rares (Evensen *et al.*, 1978) sont sub-plats et parallèles entre eux (fig. 2a) reflétant leur cogéné- tisme et différents degrés de différenciation à partir d'un même magma parental. Les rapports (La/Sm)_N

et (La/Yb)_N compris respectivement entre 1,14 et 2,41 et 2,14 et 4,49 indiquent un léger enrichisse- ment en LREE. L'enrichissement en fer (12,77 à 18,55 %) et en titane (1,37 à 2,98 %) parallèlement à l'indice de différenciation FeO*/MgO (1,74 à

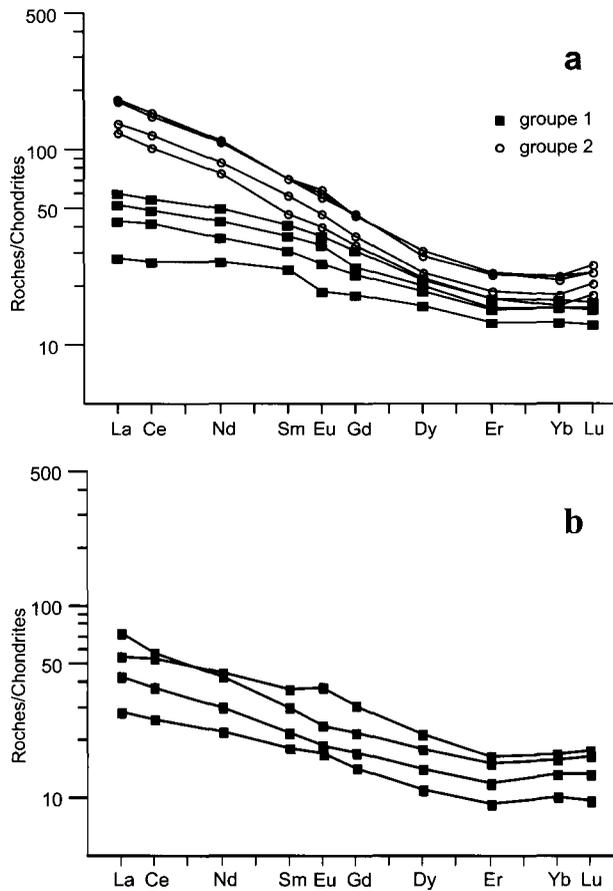


Fig. 2.—Spectres des REE normalisés/chondrite C1 d'Evensen *et al.* (1978) des roches basiques des boutonnières d'Iguerda-Taïfast a) et d'Agadir Melloul (b).

2,81) confirme le caractère tholeiitique de ce groupe (Miyashiro, 1974; Miyashiro et Shido, 1975) alors que l'augmentation concomitante de TiO₂ et de FeO*/MgO reflète le caractère anisotitané typique des zones anorogéniques (Bébién, 1980) (fig. 3). Les rapports Ti/V sont compris entre 20 et 50 (22,38 à 46,39) et sont caractéristiques, selon Shervais (1982), des MORB ou des basaltes des bassins d'arrière-arc (fig. 4).

— le groupe 2, représenté uniquement dans la boutonnière d'Iguerda-Taïfast, se caractérise, par comparaison avec le groupe précédent, par des teneurs relativement élevées en TiO₂ (3,40 à 3,62 %), P₂O₅ (0,52 à 0,7 %), Y (29,2 à 42,6 ppm) et Nb (17 à 22,6 ppm) et des rapports La/Nb compris entre 1,75 à 2,07. Les rapports 1 < Y/Nb < 2 (1,71 à 1,92) montrent l'affinité transitionnelle de ce groupe (Floyd et Winchester, 1975). Les spectres de terres rares (Evensen *et al.*, 1978) sont relativement enrichis en terres rares légères ((La/Sm)_N = 2,34 à 2,60)

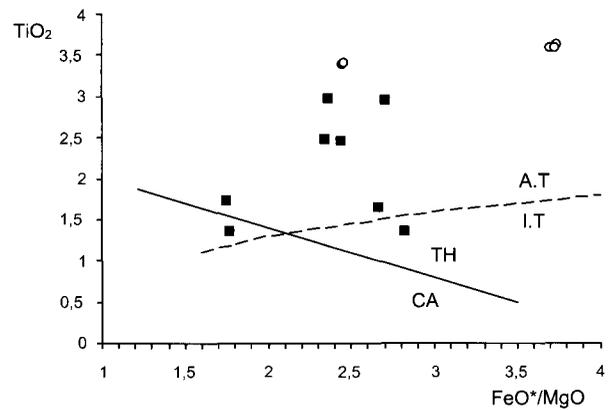


Fig. 3.—Diagramme FeO*/MgO-TiO₂ (Miyashiro et Shido, 1975) pour les roches basiques des deux boutonnières (même figurés que la figure 2): TH (tholeiitique), CA (calco-alcalin), les domaines A.T (anisotitané) et I.T (isotitané) d'après Bébién (1980).

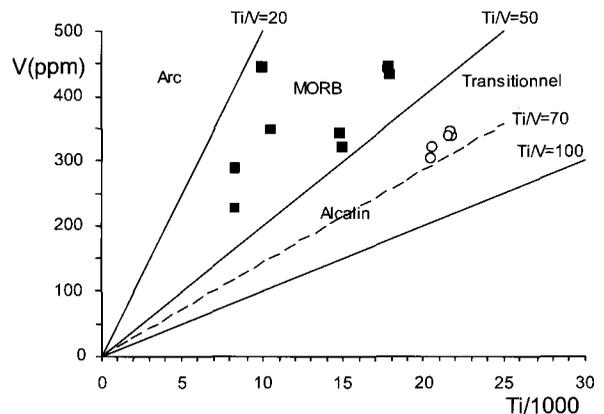


Fig. 4.—Diagramme Ti/1000-V (Shervais, 1982) pour les roches basiques des deux boutonnières (même figurés que la figure 2).

et relativement appauvris en terres rares lourdes ((La/Yb)_N = 7,55 à 7,96 et (Gd/Yb)_N = 1,98 à 2,14) (fig. 2b). Les rapports Ti/V variant entre 50 et 70 (62,20 à 66,90) sont comparables à ceux des basaltes transitionnels (Shervais, 1982) (fig. 4).

Discussion et cadre géodynamique

Les valeurs du rapport mg[#] (mg[#]=100Mg/Mg + Fe²⁺; 32,51 à 50,72) et les faibles teneurs en Ni (< 107 ppm), Cr (< 86 ppm) et Co (< 72 ppm) rendent compte du caractère relativement différencié des roches étudiées et même les termes les moins évolués (échantillon IGU 15 pour le groupe 1 et échan-

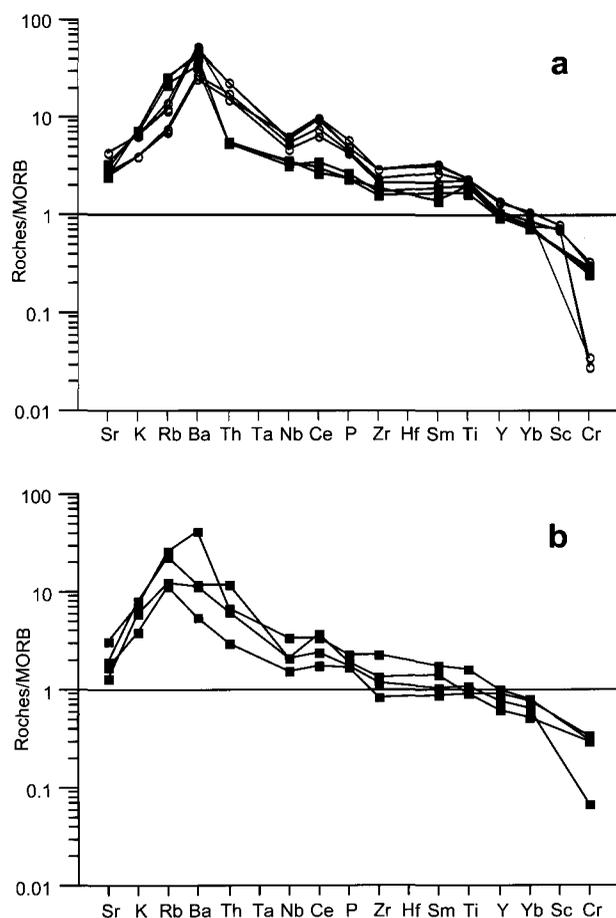


Fig. 5.—Normalisation/MORB (Pearce, 1982) des roches basiques des boutonnières d'Iguerda-Taïfast (a) et d'Agadir Melloul (b) (même figurés que la figure 2).

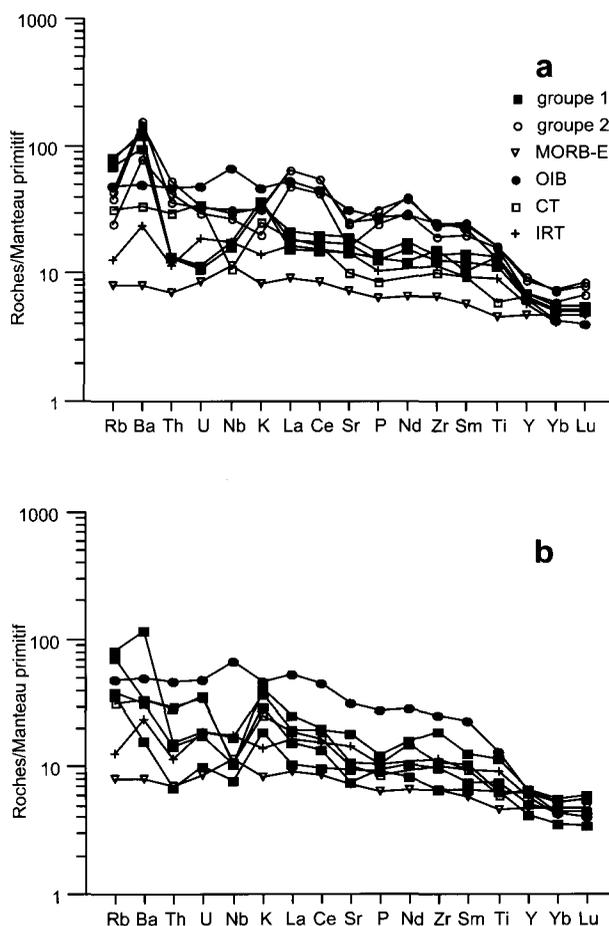


Fig. 6.—Normalisation/Manteau primitif (Sun et McDonough, 1989) et comparaison des roches basiques d'Iguerda-Taïfast (a) et d'Agadir Melloul (b) avec les MORB enrichis (MORB-E), les tholeiites continentales (CT), les tholeiites des premiers stades de rifting (IRT) et les basaltes des îles océaniques (OIB).

tillon IGU 9 pour le groupe 2) ne peuvent pas être considérés comme représentant des liquides «primitifs» issus directement de la fusion partielle.

En absence de minéraux accessoires pouvant entraîner un fractionnement des terres rares légères par rapport aux terres rares lourdes, la différence du degré de fractionnement des spectres de terres rares des deux groupes vient confirmer ce qui a été entrevu par l'étude des éléments en traces et exclu tout lien génétique par cristallisation fractionnée entre les deux groupes. Les processus de différenciation sont contrôlés par un fractionnement de plagioclase et de pyroxène (\pm olivine) ce qui explique la diminution des teneurs en CaO, Al_2O_3 et l'enrichissement concomitant des terres rares légères et des terres rares lourdes ce qui se traduit par un parallélisme des spectres au sein de chaque groupe. L'apparition tardive des oxydes ferrotitanés traduit les enrichissements observés pour le fer et le titane.

Normalisées par rapport au MORB de Pearce (1982), les roches du groupe 1 sont enrichies en tous les éléments incompatibles du Sr au Ti par rapport à Y, Yb, Sc et Cr (fig. 5a) et sont similaires aux laves intraplaques à affinité tholeiitique. Les roches du groupe 2 sont relativement enrichies en éléments incompatibles du Nb au Ti et montrent un fort enrichissement en éléments les plus incompatibles (Ba, Th et Ta) et une légère anomalie négative en Nb (fig. 5b). Ces caractères intermédiaires confirment l'affinité transitionnelle de ce groupe. La normalisation par rapport au manteau primitif de Sun et McDonough (1989) confirme les caractères intracontinental tholeiitique du groupe 1 et transitionnel du groupe 2. Le premier se confond avec les tholeiites continentales (fig. 6a) données en référence par Holm (1985) alors que le second est comparable aux basaltes des îles océaniques (OIB) et ne se dis-

tingue de ces derniers que par l'absence d'un enrichissement en Nb (fig. 6b).

Par leur affinité géochimique tholeiitique et leur caractère anorogénique intraplaque et anisotitané, les roches basiques du groupe 1 sont comparables à celles des boutonnières du Bas Drâa et de Tagragra d'Akka (Ikenne *et al.*, 1997) et une partie de leurs homologues de la boutonnière d'Igherm (El Aouli *et al.*, 1995 et 2001) dans l'Anti-Atlas occidental. Elles sont également comparables aux roches basiques du massif du Siroua (El Boukhari *et al.*, 1991; El Boukhari, 1991) dans l'Anti-Atlas central ainsi qu'aux basaltes du Néoprotérozoïque inférieur (PII inférieur) de Kelaat Mgouna (Saghro, Anti-Atlas oriental) (Fekkak *et al.*, 1999) et les gabbros de Tagmout (Saghro central) (Moukhtari *et al.*, 1995). Alors que ceux du groupe 2 s'en distinguent par leur affinité transitionnelle non reconnue, auparavant, dans l'Anti-Atlas occidental. Elles sont comparables à certaines roches basiques d'âge similaire dans le massif du Siroua (El Boukhari, 1991; El Boukhari *et al.*, 1991).

La coexistence de ces deux types de magmatisme basiques (tholeiitique et alcalin; El Aouli *et al.*, 1995 et 2001; Ikenne *et al.*, 1997 ou bien tholeiitique et transitionnel, présente étude) est un phénomène commun au Protérozoïque supérieur des boutonnières de l'Anti-Atlas. En effet la présence de deux lignées magmatiques basiques contemporaines peut être le résultat de plusieurs facteurs : l'hétérogénéité de la source, le taux de fusion partielle ou les processus de contamination.

(1) L'hétérogénéité de la source: des fusions à des niveaux du manteau différemment enrichis en éléments incompatibles peut produire des magmas de natures différentes. Dans les provinces sud du Brésil, deux épisodes magmatiques de natures différentes ont été reconnus durant le Crétacé (Gibson *et al.*, 1999). Le premier, d'âge Crétacé inférieur, est représenté par les coulées basaltiques de type basaltes des planchers continentaux (CFB) de la province de Parana-Etendeka, le second, attribué au Crétacé terminal, est formé de magmas mafiques sodiques et potassiques riches en éléments incompatibles qui recoupent les CFB. Les auteurs suggèrent que les roches mafiques sodiques et potassiques dérivent d'une source mantellique sub-continentale métasomatiquement enrichie pendant le Protérozoïque. Plus récemment et à une échelle plus courte, des variations brutales dans les compositions isotopiques et dans les rapports entre éléments incompatibles (La/Yb et Nb/Y) sont relevées dans le volcanisme de Kilauea. Elles sont interprétées comme une conséquence d'une hétérogénéité au niveau de la source (Pietruszka et Garcia, 1999). Sur la base de données pétrographiques, géochimiques et isotopi-

ques de xénolites péridotitiques de l'archipel des Kerguelen, Mattielli *et al.* (1999) montrent que les hétérogénéités au niveau du manteau peuvent résulter de processus métasomatiques soit par des liquides basaltiques ou carbonatitiques, soit par des composants de la lithosphère continentale.

(2) Le taux de fusion partielle : il est bien admis que les faibles taux de fusion partielle entraînent un degré d'alcalinité plus élevé et s'accompagnent d'un enrichissement en "LILE" et en terres rares légères. Une modélisation géochimique montre que des basaltes moyennement alcalins intraplaques du Néoprotérozoïque terminal de «Tibbit Hill» dans le Vermont seraient issus d'un très faible taux de fusion partielle (2,5%) d'une lherzolite à grenat (Abdel-Rahman et Kumarapeli, 1999).

(3) La contamination crustale : l'incorporation de matériaux d'origine crustale par les liquides d'origine mantellique ou bien le mélange de ces derniers avec des liquides issus de la fusion de la croûte continentale peut aboutir à la formation de liquides riches en éléments incompatibles. Dans un contexte décrit comme un stade mature de rifting, Olive *et al.* (1999) décrivent trois groupes de basaltes: des basaltes subalcalins issus d'une source asthénosphérique ou subcontinentale type MORB, des basaltes alcalins issus d'une source de type plume ou d'une source mantellique subcontinentale ayant subi une métasomatose par un magma type plume et des basaltes transitionnels qui correspondraient à un magma hybride formé par le mélange d'un magma alcalin et d'un autre subalcalin.

Le magmatisme basique préorogénique du Néoprotérozoïque du domaine sud occidental de l'Anti-Atlas présente beaucoup de similitude avec celui décrits dans des zones situées sur les bordures ou entre d'autres cratons de l'hémisphère sud. Dans la ceinture de Zambezi qui sépare les cratons du Congo et de Kalahari, Munyanyiwa *et al.* (1997) ont mis en évidence un magmatisme mafique essentiellement tholeiitique (occasionnellement alcalin ou transitionnel) ou bimodal à caractère préorogénique, formé dans une zone de rift continental annonciateur de la création d'un bassin dans lequel se sont accumulées les séquences néoprotérozoïques de Zambezi. Dans les bassins de Comba et de Sembé-Ouessou (Congo), Vicat et Pouclet (1995) ont attribué les intrusions doléritiques associées à une sédimentation datée à 1 Ga à 900 Ma à une série tholeiitique faiblement alcaline et intraplaque caractéristique des rifts continentaux formés par la remontée de l'asthénosphère. Ces intrusions s'étendent vers le Nord, dans les régions de Dja inférieur de Yokadouma (Cameroun) et de Nola (RCA), où le magmatisme fissural des séries néoprotérozoïques est représenté par un «complexe doléritique» à

caractère de tholeiites continentales. Ce magmatisme est attribué à un système de rift sur la bordure Nord du craton du Congo lié à l'extension intracontinentale disloquant le craton du Congo (Vicat *et al.*, 1997).

Le magmatisme de la bordure Nord du craton ouest africain dont fait partie le domaine sud occidental de l'Anti-Atlas s'inscrit dans le cadre de cette évolution préorogénique responsable de riftings ayant, suivant les régions, évolué ou non vers le stade d'océanisation. Ces riftings ont conduit à l'installation de bassins qui sont devenus le siège de l'édification des chaînes panafricaines.

Il est cependant important de préciser que le magmatisme filonien basique du domaine sud occidental de l'Anti-Atlas ne peut être dans sa totalité rattaché à cet épisode préorogénique de la chaîne panafricaine. En effet, d'une part, une activité magmatique basique attribuée à des événements distensifs du Néoprotérozoïque terminal a été reconnue dans le massif du Bas Drâa (Ikenne *et al.*, 1997). Elle est représentée par les filons de dolérites qui recoupent le granite post-tectonique de Taourgha daté à 575 ± 4 Ma (Aït Malek *et al.*, 1997). Si l'âge du métamorphisme de contact (788 ± 8 Ma) induit par les des corps basiques intrusifs dans la série de Tachdamt-Bleïda (Anti-Atlas central) et supposés contemporains des ophiolites (Clauer, 1976 ; Clauer *et al.*, 1982 ; Leblanc et Lancelot, 1980) permet d'attribuer le magmatisme basique aux stades précoces du cycle panafricain, cela n'exclut pas que parmi les filons qui recoupent le socle paléoprotérozoïque de l'Anti-Atlas, il n'y ait pas de filons qui peuvent être attribués à cette période de lacune (Protérozoïque moyen) bien représentée plus à l'Est, dans le Hoggar, par la série quartzitique de l'Ahnet et le volcanisme qui lui est associé (Mousine-Pouchkine *et al.*, 1988).

Conclusion

L'étude pétrographique et géochimique a permis de caractériser les filons basiques du Néoprotérozoïque moyen (PII) des boutonnières d'Iguerda-Taïfast et d'Agadir Melloul. Une comparaison avec les autres boutonnières de l'Anti-Atlas Occidental permet de situer ce magmatisme basique dans le cadre de l'évolution géodynamique globale de l'Anti-Atlas. Deux groupes de diabases inégalement développés sur le terrain et dans les deux boutonnières ont été mis en évidence:

— un groupe à affinité tholeiitique et à caractère anisotitané mis en place dans un domaine anorogénique intraplaque ; il est commun aux deux boutonnières ;

— un groupe, représenté uniquement dans la boutonnière d'Iguerda-Taïfast, moins abondant que le précédent et à caractère transitionnel à tendance alcaline.

Le magmatisme basique, rattaché au Néoprotérozoïque, dans ces deux boutonnières présente de nombreuses similitudes avec celui des massifs du Siroua (Anti-Atlas central) et du Saghro (Anti-Atlas oriental) et celui d'autres boutonnières de l'Anti-Atlas occidental (Igherm, Bas Drâa et Tagragra d'Akka). La mise en place de ce magmatisme serait lié à un contexte distensif marquant le rifting prépanafricain dans cette zone de l'Anti-Atlas central qui faisait partie de la bordure nord du craton ouest africain. Ce rifting aurait évolué ultérieurement vers une océanisation dont témoigne les ophiolites de Bou Azzer (Leblanc, 1975) et du Siroua (El Boukhari, 1991; Chabane, 1991).

REMERCIEMENT

Ce travail a été réalisé grâce aux supports financiers de la coopération franco-marocaine dans le cadre de l'action intégrée n° 168/STU/98.

Références

- Abdel-Rahman, A. M. et Kumarapeli, S. P. (1999). Geochemistry and petrogenesis of the Tibbit hill metavolcanic suite of the Appalachian fold belt, Quebec-Vermont: a plume-related and fractionated assemblage. *Amer. J. Sci.*, 299: 210-237.
- Agard, J. (1952). Découverte d'une diorite orbiculaire dans les terrains précambriens de la région de Taïfast (Anti-Atlas). *Notes et Mém Serv Géol Maroc*, 6: 161-166.
- Agard, J. (1954). Géologie et minéralisation de la boutonnière précambrienne d'Iguerda-Taïfast (Anti-Atlas). *Notes et Mém Serv Géol Maroc*, 120: 59-69.
- Aït Malek, H., Gasquet, D., Bertrand, J. M. et Leterrier, J. (1998). Géochronologie U-Pb sur zircon de granitoïdes éburnéens et panafricains dans les boutonnières protérozoïques d'Igherm, du Kerdous et du Bas Drâa (Anti-Atlas occidental, Maroc). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 327: 819-826.
- Bébiën, J. (1980). Magmatismes basiques dits «orogéniques» et «anorogéniques» et teneurs en TiO_2 : les associations "isotitanées" et "anisotitanées". *J. Volcanol. Géotherm Res.*, 8: 337-342.
- Bertrand, H. et Prioton, J. M. (1975). *Les dolérites marocaines et l'ouverture de l'Atlantique. Etude pétrologique et géochimique*. Thèse 3^{ème} cycle, Université Claude Bernard, Lyon, France, 321 pgs.
- Bessoles, B. (1977). *Géologie de l'Afrique: le craton Ouest Africain*. Mémoire du B.R.G.M., 88, 402 pgs.
- Bilal, E. et Derre, C. (1989). Les granitoïdes protérozoïques calco-alcalins de la boutonnière d'Iguerda-Taïfast (Anti-Atlas, Maroc). *Sci Géol Mém.*, 83: 5-25.
- Chabane, A. (1991). *Les roches vertes du Protérozoïque Supérieur de Khzama (Siroua, Anti-Atlas, Maroc)*. Un

- exemple d'ophiolite d'avant arc formé en contexte de faille transformante. Thèse d'état, Université Cadi Ayyad, Marrakech, Maroc, 454 pgs.
- Choubert, G. (1963). Histoire géologique du domaine de l'Anti-Atlas. In: *Géologie du Maroc XIX^e Congr. Intern.*, Alger, Monogr. Rég., 3^{ème} série, Maroc, 6 et Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc, 100: 75-194.
- Clauer, N. (1976). *Géochimie isotopique du strontium des milieux sédimentaires du craton ouest africain*. Sci. Géol. Strasbourg, 45, 256 pgs.
- Clauer, N., Caby, R., Jeannette, E. et Trompette, R. (1982). Geochronology of sedimentary and metasedimentary precambrian rocks of the west african craton. *Precambrian Res*, 18: 53-72.
- Dallmeyer, R. D. et Lecorché, J. P. (1991). *The West African orogens and circum-Atlantic correlatives*. Springer-Verlag: Berlin, 405 pgs.
- Diop, C. B. (1996). *Structures et circulations de fluides dans un avant-pays synschisteux: le système de chevauchements des Mauritanides du Sénégal*. Thèse : INPL, Nancy I, 174 pgs.
- El Aouli, E. H., Gasquet, D. et Ikenne, M. (2001). Le magmatisme basique de la boutonnière d'Igherm (Anti-Atlas occidental, Maroc): un jalon des distensions néoprotérozoïques sur la bordure nord du craton ouest africain. *Bull. Soc. Géol. France*, 172, 309-317.
- El Aouli, E. H., Gasquet, D. et Macaudière, J. (1995). Cadre géodynamique du magmatisme basique du Néoprotérozoïque Supérieur de la boutonnière d'Igherm (Anti-Atlas Occidental, Maroc). *Réun. Extr. Soc. Géol. France*, Marrakech, Maroc, 25-28 Avril, 33.
- El Boukhari, A. (1991). *Magmatisme et métasédiments associés du Protérozoïque Supérieur de la zone du N'kob (Siroua-SE, Anti-Atlas central, Maroc). Une ophiolite formée et mise en place sur la marge du craton ouest-africain*. Thèse d'état., Université Cadi Ayyad, Marrakech, Maroc, 511 pgs.
- El Boukhari, A., Chabane, A., Rocci, G. et Tane, J. L. (1991). Le volcanisme de la région du N'Kob (SE du Siroua, Anti-Atlas marocain) témoin de l'existence d'un rift au Protérozoïque supérieur, à la marge NE du Craton ouest africain. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 312: 735-738.
- Evensen, M., Hamilton, J. et O'Nions, R. K. (1978). Rare earth abundances in chondritic meteorites. *Geochim Acta*, 42: 1199-1212.
- Fekkak, A., Pouclet, A., Ouguir, H., Badra, L. et Gasquet, D. (1999). Le groupe du Néoprotérozoïque inférieur de Kelaat Mgouna (Saghro, Anti-Atlas, Maroc): témoin d'un stade précoce de l'extension pré-panafricaine. *Bull. Soc. Géol. France*, 170: 789-797.
- Floyd, P. A. et Winchester, J. A. (1975). Magma type and tectonic setting discrimination using immobile elements. *Earth Planet. Sci. Letters*, 27: 211-218.
- Gibson, S. A., Thompson, R. N., Leonardos, O. H., Dickin, A. P. et Mitchell, J. G. (1999). The limited extent of plume-lithosphere interactions during continental flood-basalt genesis: geochemical evidence from Cretaceous magmatism in southern Brazil. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 137: 147-169.
- Harris, C., Marsh, J. S. et Milner, S. C. (1999). Petrology of the Alkaline Core of the Messum Igneous Complex, Namibia: Evidence for the progressively decreasing effect of crustal contamination. *J. Petrol.*, 40: n° 9, 1377-1397.
- Hassenforder, B. (1987). *La tectonique panafricaine et varisque de l'Anti-Atlas dans le massif de Kerdous (Maroc)*. Thèse d'état, Université Louis Pasteur, Strasbourg, France, 249 pgs.
- Hebert, R., Vermette, D. et Loubet, M. (1997). Geochemistry of iapetus volcanic rocks, Quebec appalachians: Nd, Sr isotopic compositions. *Amer. J. Sci.*, 297: 418-439.
- Holm, P. E. (1985). The geochemical finger-print of different tectonomagmatic environments using hygromagmaphile element abundances of tholeiitic basalts and basaltic andesites. *Chem. Geol.*, 51: 303-323.
- Ikenne, M., Mortaji, A., Gasquet, D. et Stussi, J. M. (1997). Les filons basiques des boutonnières du Bas Drâa et de la Tagragra d'Akka: témoins des distensions néoprotérozoïques de l'Anti-Atlas occidental (Maroc). *J African Earth Sci.*, 25: 209-223.
- Leblanc, M. (1975). *Ophiolites précambriennes et gîtes arséniés de cobalt (Bou Azzer, Maroc)*. Thèse d'état, Université Paris VI, France, 330 pgs.
- Leblanc, M. et Lancelot, J. R. (1980). Interprétation géodynamique du domaine panafricain (Précambrien terminal) de l'Anti-Atlas (Maroc) à partir de données géologiques et géochronologiques. *Can. J. Earth Sci.*, 17: 142-155.
- Mattielli, N., Weis, D., Scoates, J. S., Shimizu, N., Mennessier, J. P., M. Gregoire, M., Cottin, J. Y. et Giret, A. (1999). Evolution of heterogeneous lithospheric mantle in a plume environment beneath the Kerguelen Archipelago. *J. Petrol.*, 40: 1721-1744.
- Miyashiro, A. (1974). Volcanic rock series in island arcs active continental margins. *Amer. J. Sci.*, 274: 321-355.
- Miyashiro, A. et Shido, F. (1975). Tholeiitic and calc-alkaline series in relation to the behaviors of titanium, vanadium, chromium and nickel. *Amer. J. Sci.*, 275: 265-277.
- Mokhtari, A., Gasquet, D. et Rocci, G. (1995). Les tholeiites de Tagmout (Jbel Saghro, Anti-Atlas, Maroc) témoins d'un rift au Protérozoïque supérieur. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 320: 381-386.
- Moussine-Pouchkine, A., Bertrand-Sarfati, J., Bilal, E. et Caby, R. (1988). Les séries sédimentaires et volcaniques anorogéniques protérozoïques impliquées dans la chaîne panafricaine: la région de l'Adrar Ahnet (NW Hoggar, Algérie). *J African Earth Sci.*, 7: 57-75.
- Munyanyiwa, H., Hanson, R. E., Blenkinsop, T. G., Treloar, P. J. (1997). Geochemistry of amphibolites and quartzofeldspathic gneisses in the Pan-African Zambezi belt, northwest Zimbabwe: evidence for bimodal magmatism in a continental rift setting. *Precambrian Res.*, 81: 179-196.
- Olive, V., Gibson, S. A., Thompson, R. N., Leonardos, O. H., Dickin, A. P., Mitchell, J. G. (1999). The limited extent of plume-lithosphere interactions during continental flood-basalt genesis: geochemical evidence from Cretaceous magmatism in southern Brazil. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 137: 147-169.
- Pearce, J. A. (1982). Trace element characteristics of lavas destructive plate boundaries. In: *Andesites* (R. S. Thorpe, edit.) Willey-New York, 525-548.
- Pearce, J. A. et Cann, J. R. (1973). Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace elements analysis. *Earth Planet. Sci. Letters*, 19: 290-300.

- Pietruszka, A. J. et Garcia, M. O. (1999). A rapid fluctuation in the mantle source and melting history of Kilauea volcano inferred from the geochemistry of its historical summit lavas (1790-1982). *J. Petrol.*, 40: 1321-1342.
- Shervais, J. W. (1982). Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolite lavas. *Earth Planet. Sci. Letters*, 59: 101-118.
- Sun, S. S. et McDonough, W. F. (1989). Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts : implications for mantle composition and processes. In: *Magmatism in the ocean basins*, (Saunders, A.D., Norry, M.J. eds.), *Geological Society Special Publication*, 42: 313-345.
- Tarney, J., Saunders, A. D., Weaver, D., Donellan, N. C. B. et Hendry, G. L. (1979). Minor element geochemistry of basalts from Leg 49, North Atlantic Oceanic. In: *Initial Reports deep Sea Study of 17 Selected Samples from basement cores recovered at sites 447, 448 and 451, Deep Sea Drilling Project Leg. 59. In: Initial Reports Deep Sea Drilling Project 59. U. S. Government Printing office, Washington.*
- Vicat, J. P. et Pouclet, A. (1995). Nature du magmatisme lié à une extension pré-panafricaine : les dolérites des bassins de Comba et de Sembé-Ouessou (Congo). *Bull. Soc. Géol. France*, 166: 4, 355-364.
- Vicat, J. P., Pouclet, A., Nkoumbou, C. et Mouange, A. S. (1997). Le volcanisme fissural néoprotérozoïque des séries du Dja inférieur, de Yokadouma (Cameroun et de Nola (RCA) - Signification géotectonique. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 325: 671-677.

Recibido el 7 de abril de 2004.
Aceptado el 31 de mayo de 2004.