

# DISTINCTION DE DEUX FAMILLES THOLÉITIQUES PARMİ LES DOLÉRİTES TARDI-PANAFRICAİNES DU SIROUA (ANTI-ATLAS CENTRAL, MAROC)

Ahmed Touil(\*), Essaid Bilal(\*\*), Abdelmajid El Boukhar(\*\*\*)

## RESUMO

Os granitos Neoproterozóicos do flanco oeste do maciço de Siroua (Anti-Atlas Central) são cortados por filões de doleritos orientados N-S e E-W. Estes doleritos têm uma composição de toleritos continentais de acordo com a repartição de Cr, Ti e elementos incompatíveis; os doleritos se dividem em dois grupos químicos independente da espessura e/ou da orientação dos filões. Estes doleritos toleríticos, associados ao plutonismo subcalalino de Ida ou Iploum, são concordantes com a distensão regional que afeta o maciço de Siroia na parte norte do cráton oeste africano.

## ABSTRACT

The Upper Proterozoic granites of western side Siroua massif (Anti-Atlas central), are transected by N-S and E-W doleritic dykes. These dykes have a feature of a continental tholeiites. According to their content in Cr, Ti and their incompatible elements ratios, they can be distributed on two chemical groups unrelated of their strike and thickness. These tholeiitic dolerites combined with the subcalalin plutonism of Ida ou Illoun are compliant with the regional distension that the Siroua massif has undergone during the upper proterozoic.

## CADRE GEOLOGIQUE ET PETROGRAPHIE

Le massif du Siroua est un segment précambrien de la chaîne Anti-Atlaique (figure 1). Il est jalonné au sud par l'accident majeur qui délimite au cours de l'orogénèse panafricaine deux domaines structuraux différents : une zone SW stable correspondant au craton ouest africain et une zone Anti-Atlaique mobile au NE (Choubert, 1963).

Le flanc ouest du massif du Siroua qui constitue le cadre géologique du présent travail est formé essentiellement d'un plateau granitique bordé à l'ouest et au sud par des formations volcano-sédimentaires attribuées au protérozoïque supérieur (PII<sup>3</sup> de Choubert & Faure-Muret, 1990). Les principales intrusions granitiques sont l'immense batholite granodioritique d'Askaoun qui s'étend, sur une surface d'environ 35 Km de long et 22 Km de large, depuis le sud et l'est d'Askaoun jusqu'au Haut-Atlas. Il est intrusif dans la série volcano-sédimentaire du PII supérieur (PII<sup>3</sup>). Le métamorphisme de contact de la granodiorite avec l'encaissant se manifeste par une recristallisation des phyllites (Demange, 1977) et par la formation de grenat ; les biotites et les muscovites peuvent former de grands cristaux poecilites sécants sur la stratification. Le batholite d'Ida ou Illoun affleure au sud de la granodiorite sur une superficie d'environ 18 km de long et 10 km de large ; il est intrusif dans les terrains du PII inférieur (PII<sup>1</sup> et PII<sup>2</sup>) et supérieur (PII<sup>3</sup>).

Les datations Rb/Sr sur roches totales donnent un âge de 699<sup>+10</sup> M.A. et 610 +12-13 M.a. pour la granodiorite d'Askaoun et le granite d'Ida ou Illoun respectivement (Charlot, 1982).

Un complexe filonien d'aphtes, rhyolites roses et dolérites d'orientation globalement E-W et N-S recouper l'ensemble de ces granites du protérozoïque supérieur. Ces filons se concentrent pour l'essentiel dans la masse granitique ; il n'y a pratiquement aucun filon qui recoupe la série sédimentaire encaissante. Ceci suppose que l'alimentation des chambres magmatiques, dans le cas des filons, sont régies par les mêmes lois mécaniques et thermiques que dans le cas des plutons. Une telle association entre magmatismes de chimisme différents a été observée dans des sites différents : le massif hercynien de l'Agly dans les Pyrénées Orientales (Touil *et al.*, 1996) et les volcans de l'ouest mexicain (Lühr *et al.*, 1989).

Les dolérites qui font l'objet de ce travail ont une extension variable mais leur épaisseur n'atteint qu'exceptionnellement les trois mètres. Ce sont des roches sombres massives présentant une structure doléritique à sub-ophitique qui peut passer localement à des microdolérites ou des gabbros. La minéralogie primaire de ces roches est souvent complètement ou partiellement transformée. Le plagioclase et l'augite sont les phases dominantes. Les accessoires sont l'ilménite et l'apatite et exceptionnellement l'amphibole et la biotite. Le plagioclase est toujours une albite (An<sub>1-10</sub>)

(\*)Faculté des Sciences et Techniques Guéliz, Département de Géologie, Université Cadi Ayad, BP 618 Marrakech

(\*\*)Ecole des Mines, centre SPIN, Laboratoire de Géochimie, 158 cours Fauriel 42023 Saint-Etienne

(\*\*\*)Faculté des Sciences Semlalia, Département de Géologie, Université Cadi Ayad, BP 518 Marrakech

en grandes lattes entrecroisées entièrement ou partiellement englobées par le pyroxène. La zonation primaire des plagioclases est souvent matérialisée par les minéraux d'altération (séricite et/ou épidote). Le pyroxène est une augite calcique (En36-48, Fs9-26, Wo26-44) interstitielle; dans les roches grenues le pyroxène prend des formes automorphes à subautomorphes. Il est assez souvent complètement ou partiellement transformée en chlorite ou en un assemblage à chlorite, épidote, calcite et leucoxène qui matérialisent par leurs distributions la zonation du cristal. L'amphibole est rare. Deux types d'amphiboles peuvent être distingués :

- une amphibole brune en petits cristaux isolés dans la mésostase. Il s'agit d'une magnésio-hastingsite et

d'une magnésio-hastingsitique hornblende;

- une amphibole verte claire qui provient de l'ouraltisation des pyroxènes; il s'agit d'une ferro-actinolite et d'une hornblende ferro-actinolitique;

- l'ilménite a une composition mixte (sphène + ilménite) qui indique un début d'altération de l'ilménite en sphène; l'apatite forme des prismes allongés ou aciculaires.

Les dolérites du Siroua contiennent souvent de la magnétite secondaire automorphe assez souvent entourée d'une auréole d'hématite, des vacuoles et des veinules microscopiques remplies de calcite, quartz, chlorite et épidote ou une association de ces minéraux. Le choix des échantillons analysés pour l'étude géochimique a été effectué en tenant compte de ces phénomènes.

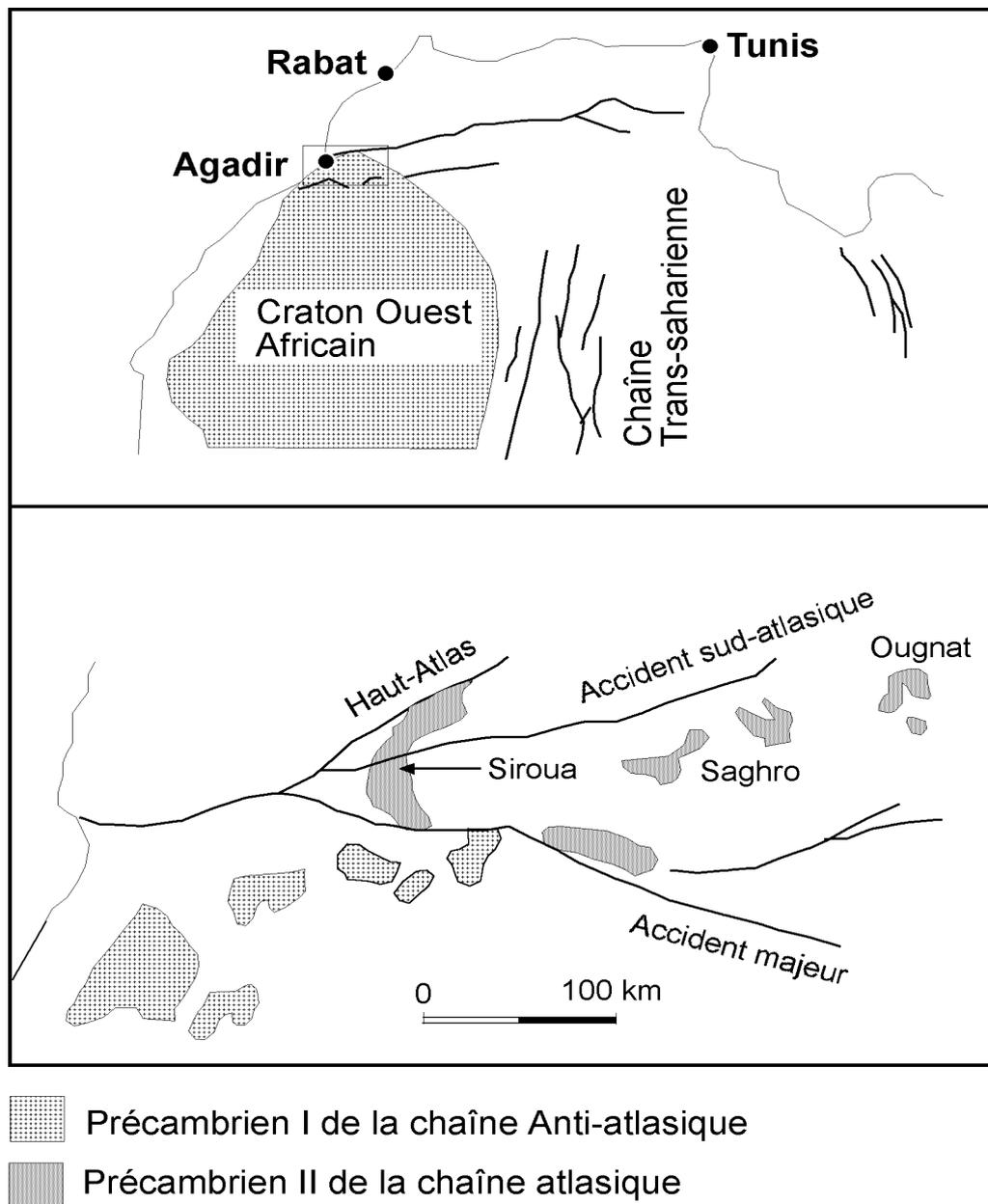


Fig.1 : Localisation de la boutonnière de Siroua (d'après Choubert 1963).

Figure 1 : Location of Siroua massif (after Choubert 1963).

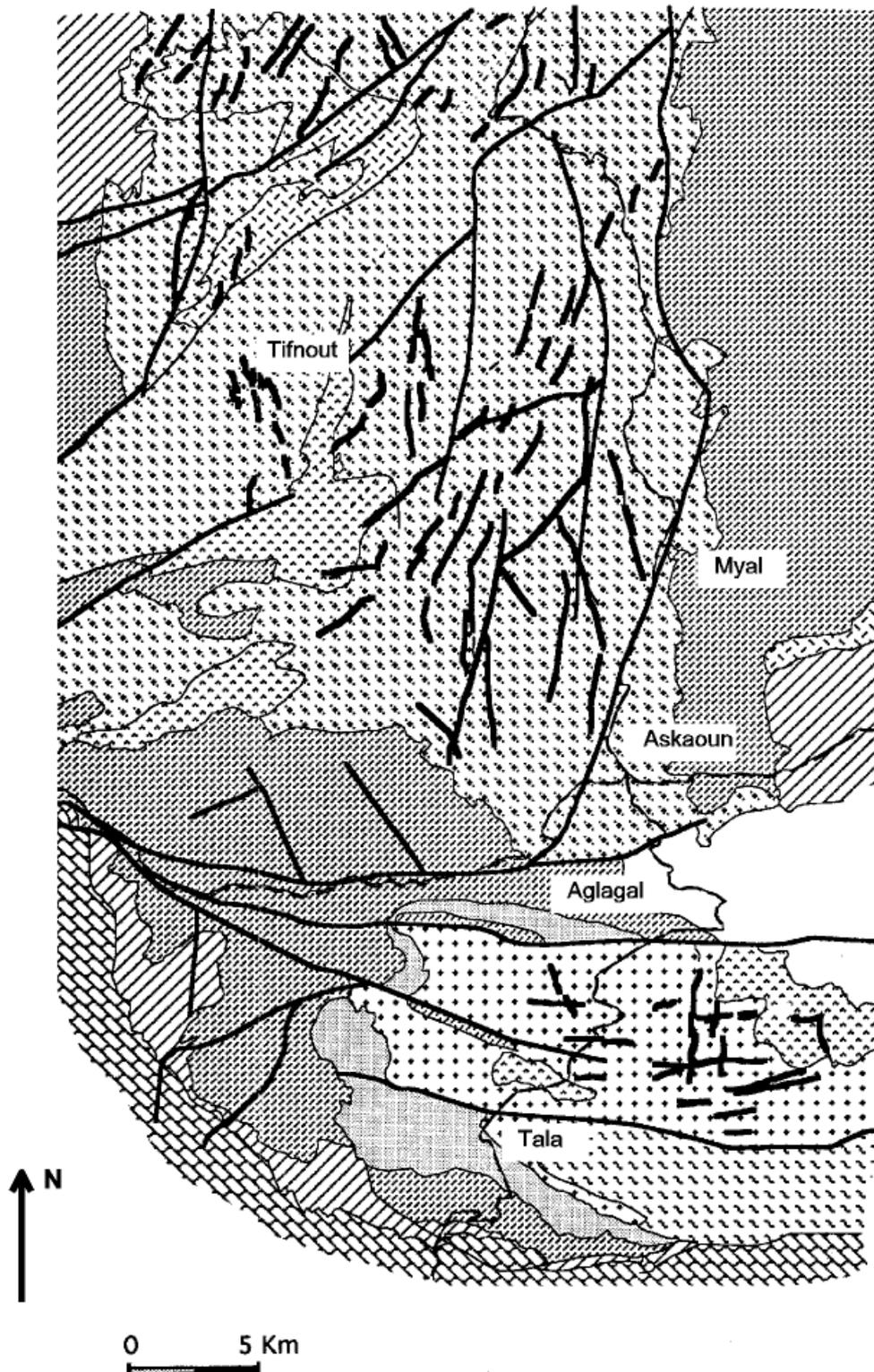
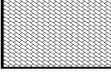
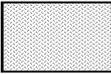
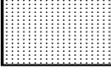
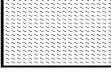


Fig. 2 : Carte géologique du flanc ouest du massif du Siroua (d'après Choubert & Faure-Muret 1990).  
Figure 2 : Geological map of western side Siroua massif (after Choubert & Faure-Muret 1990).

## Légendes

	Couverture Cénozoïque
	Formations carbonatées de l'Adoudounien
	Granite d'âge PIII
	Filons de dolérites et de rhyolites
	Série volcano-sédimentaire du Précambrien III (PIII)
	Granodiorite d'Askaoun
	Granite d'Ida ou illoun
	Série volcano-sédimentaire du Précambrien II supérieur (PII3)
	Série schisto-gréseuse du Précambrien II inférieur (PII2)
	Migmatites du Précambrien II inférieur (PII1)
	Failles
	Piste

## RESULTATS GEOCHIMIQUES ET DISCUSSION

Les analyses de roches totales ont été effectuées principalement par spectrométrie de fluorescence X et par ICP-AES à l'Ecole Nationale Supérieure des Mines de Saint-Etienne.

Les dolérites du Siroua ont subi d'importantes transformations chimico-minéralogiques qui font que les concentrations en certains éléments (Na, K, Ca...) très mobiles dans les conditions hydrothermales soient probablement modifiées. Pour caractériser le chimisme de ces dolérites, nous nous efforcerons de n'utiliser que les éléments réputés inertes dans la plupart des processus métamorphiques et hydrothermaux tels que Ce, Zr, Nb, Y, Ti et P, pour lesquels les diagrammes de corrélations montrent une régularité telle que l'on peut supposer leur inertie.

Les diagrammes faisant intervenir ces éléments montrent que les dolérites du Siroua se répartissent en deux groupes A et B qui se distinguent par des rapports  $TiO_2/Zr$  et  $TiO_2/Y$  élevés dans le groupe A et des

rapports  $Th/Zr$  et  $Ce/Nb$  relativement bas (figure 3). Ces deux groupes se distinguent aussi par les rapports d'éléments compatibles tels que Cr. Le groupe A est caractérisé par un rapport  $Cr/Mg$  plus bas que celui de B.

Le groupe A contient des roches de composition basaltique ( $SiO_2 = 46$  à  $51\%$ ) dans lesquelles l'augmentation du rapport  $FeO/MgO$  (indice de différenciation) s'accompagne d'une augmentation des teneurs en fer et en titane ( $Fe_2O_3 = 9.05$  à  $14.64\%$ ;  $MgO = 8.6$  à  $4.75\%$  et  $TiO_2 = 1.11$  à  $2.78\%$ ); une telle évolution, typique des magmas tholéitiques (Miyashiro, 1974), traduit une cristallisation tardive de l'ilménite comme le suggèrent les relations texturales.

Dans le groupe B, qui contient surtout des roches à composition d'andésite basaltique ( $SiO_2 = 51.67$  à  $56\%$ ), les teneurs en fer et titane augmentent, passent par un maximum puis diminuent au cours de la différenciation ( $Fe_2O_3 = 7.38$  à  $12.37\%$ ;  $MgO = 6.09$  à  $2.96\%$  et  $TiO_2 = 1.14$  à  $2.14\%$ ). Ces roches tombent dans le champ des roches tholéitiques défini par Miyashiro (1974).

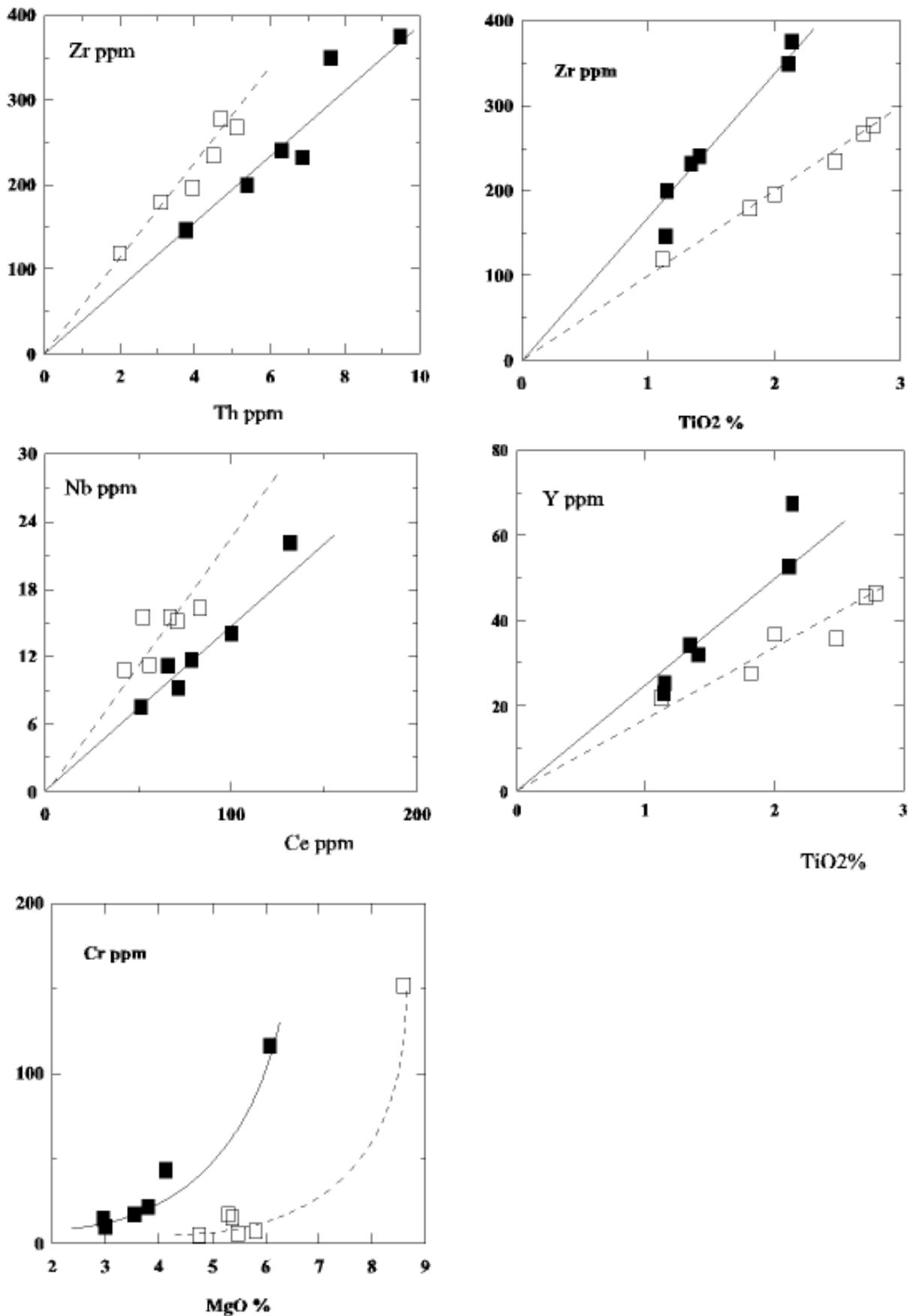
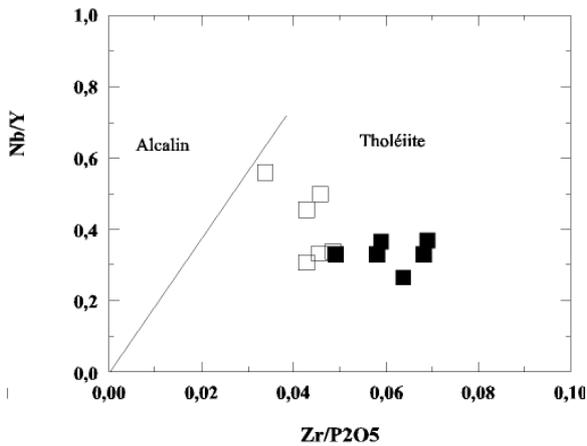


Fig.3 : Discrimination chimique entre les deux groupes A et B de dolérites ; les teneurs sont exprimées en ppm sauf pour le titane et le magnésium (en poids d'oxydes) (groupe A et groupe B).

Figure 3 : Chemical discrimination between the two doleritics groups A and B; contents are expressed in ppm except for titane and magnesium (in weight oxydes) (A group and B group).

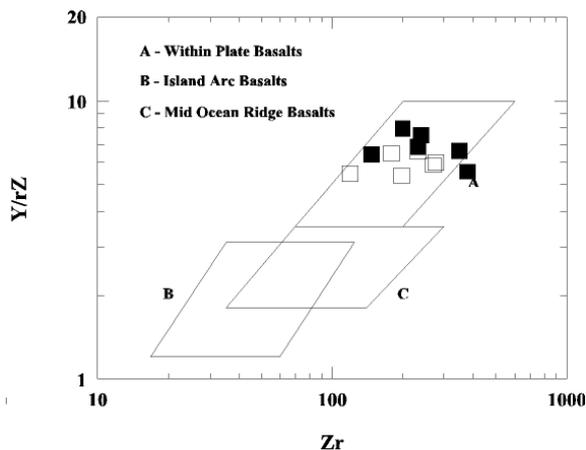
L'affinité tholéitique de ces deux groupes est confirmée aussi par des diagrammes tels que Nb/Y-Zr/P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> (Winchester & Floyd, 1976) (figure 4).



**Figure 4 :** Position des dolérites du Siroua dans le diagramme Nb/Y-Zr/P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> de Winchester & Floyd (1976). (même symboles que la figure 3).

**Figure 4 :** Position of Siroua dolerites in Nb/Y-Zr/P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> diagram (Winchester & Floyd, 1976) (Same symbols as in figure3).

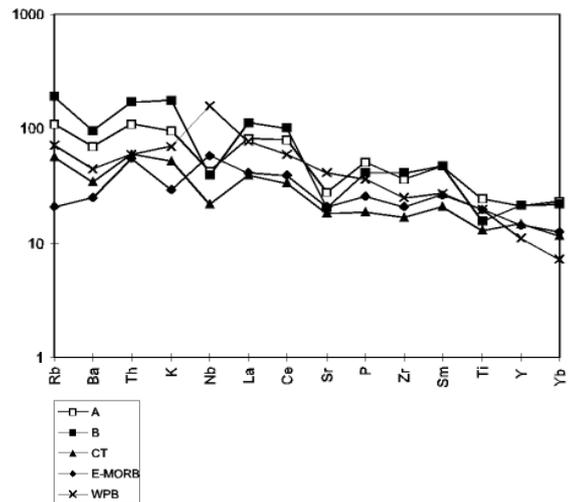
Dans le diagramme Zr/Y - Zr de Pearce & Norry (1979) (figure 5), les dolérites du Siroua se projettent dans le champ des basaltes intraplaques qui se différencient des MORB et des basaltes des arcs insulaires par un rapport Zr/Y relativement élevé.



**Figure 5 :** Position des dolérites du Siroua dans le diagramme Zr/Y-Zr de Pearce & Norry (1979). WPB = basaltes intraplaques ; MORB = basaltes des rides médio-océaniques ; IAB = basaltes d'arcs insulaires (même symboles que la figure 3).

**Figure 5 :** Position of Siroua dolerites in Zr/Y-Zr diagram (Pearce & Norry, 1979). WPB = within plate basalts ; MORB = mid-ocean ridge basalts ; IAB = island-arc basalts (Same symbols as in figure3).

Les dolérites du Siroua sont caractérisées par des rapports Zr/Nb = 14.34 à 24.78 ; La/Nb = 1.6 à 3.4 ; Nb/Y = 0.26 à 0.45 ; Ti/Zr = 1.56 à 3.5 et Zr/Y = 5.37 à 7.92 semblables à ceux des tholéïtes continentales (Holm, 1985 et Bertrand, 1991). Cette affinité est aussi confirmée par le diagramme multi-élémentaire de Thompson *et al.* (1982) (figure 6). Dans ce diagramme les spectres des deux familles de dolérites du Siroua sont semblables à ceux des tholéïtes continentales caractérisées par une forte anomalie négative en Nb et par des teneurs assez élevées en éléments fortement incompatibles (Ba, Rb, Th et K). L'enrichissement en éléments incompatibles des dolérites du Siroua est toutefois plus important que celui des tholéïtes continentales. Il est semblable à celui des basaltes alcalins de la chaîne des Puys (Chauvel & Jahn, 1984) qui se distinguent des roches étudiées par une anomalie positive en Nb et par une pente négative entre Ti et Yb.



**Figure 6 :** Diagramme de normalisation au manteau primitif (valeurs de Thompson *et al.*, 1983) comparant les dolérites de Siroua à différents sites géodynamiques.

A ; B : moyennes des groupes A et B ; CT : tholeïtes continentales ; E-MORB : basaltes enrichis des rides médio-océanique ; WPB = basaltes intraplaques.

**Figure 6 :** Primitive mantle-normalized diagram (values after Thompson *et al.*, 1983) comparing Siroua dolerites to different geodynamic sites.

A ; B : average of A and B groups ; CT : continental tholeïtes ; E-MORB : enriched mid-oceanic ridge basalt ; WPB = within plate basalts.

L'affinité alcaline des dolérites du Siroua est aussi confirmée par la chimie des clinopyroxènes qui montrent des teneurs élevées en titane, sodium et alumine (Ti = 0.03 to 0.07 a.f.u. ; Na = 0.02 to 0.05 a.f.u. ; Al<sub>T</sub> = 0.09 to 0.2 a.f.u. and X<sub>Fe</sub> = 0.15 to 0.42) semblables à celles des clinopyroxènes des basaltes alcalins transitionnels (Marcelot *et al.*, 1988).

L'anomalie négative en Nb, des roches étudiées, sans relation avec celle de Zr suggère une contamination crustale d'un magma basaltique mantellique dans un

contexte loin de l'influence d'une zone de subduction.

Rappelons que des filons de dolérites sont connus dans l'ensemble des boutonnières de l'Anti-Atlas. Dans l'Anti-Atlas occidental (Kerdous, Irherm) (figure 1), les dolérites sont mises en place antérieurement à la série volcano-sédimentaire du PII supérieur ; une affinité avec les tholéiites continentales mises en place dans un contexte distensif a été proposé pour ces dolérites (Hafid, 1992 et Hassenforder, 1987). Dans le Jbel Saghro (Anti-Atlas Oriental) (figure 1), les dolérites sont intrusives dans la série du PII supérieur et sont probablement de même âge que celles du Siroua. Ces dolérites rattachées aux tholéiites continentales sont mises en place dans une croûte amincie liée à l'ouverture d'un bassin au protérozoïque supérieur en relation avec la subduction intraocéanique connue à Bou-Azzer dans l'Anti-Atlas Central (Mokhtari *et al.*, 1995). Nous remarquons toutefois qu'à l'exception de Hafid (1992) qui a montré l'existence de deux familles tholéitiques parmi les dolérites d'Irherm, aucun inventaire des dolérites des autres boutonnières n'a été fait.

## CONCLUSION

L'existence de deux familles tholéitiques à affinité alcaline, parmi les dolérites du Siroua mérite d'être soulignée. Ces deux groupes sont indépendants de l'extension, de l'épaisseur et de l'orientation des filons. Ce caractère tholéitique à affinité alcaline constitue la transition entre le magmatisme alcalin de la fin du PII supérieur et le magmatisme tholéitique du PIII. La présence synchrone d'un magmatisme à caractère tholéitique et alcalin a été décrit dans de nombreux environnements parmi lesquels on peut citer le rift continental de l'Afar (Treuil & Varet, 1973) et l'île Hainan au sud de la Chine (Fang *et al.*, 1992).

A la lumière de ces nouvelles données et conformément au schéma géodynamique régional proposé par El Boukhari (1991), nous considérons qu'un bassin distensif en *horst* et *grabben* s'est ouvert au Protérozoïque supérieur sur la marge nord bordant le craton ouest africain en relation avec le fonctionnement d'une zone de subduction. La collision continentale conduit à la structuration de la série volcanodétritique du PII supérieure et s'accompagne d'une très importante activité plutonique calco-alcaline (granodiorite d'Askaoun). La collision continentale est suivie par une phase de relâchement et de distension aboutissant à un amincissement crustal qui s'accompagne dans un premier temps de la mise en place des granites sub-alcalin d'Idda ou Illoun puis des dolérites tholéitiques à affinité alcaline qui marqueraient la formation d'un bassin en extension et préluderaient au volcanisme franchement tholéitique d'âge PIII.

## REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

BERTRAND, H. 1991. The mesozoic tholeiitic province of northwest africa : a volcano tectonic record of the early opening of central atlantic. In *Magmatism in extensional structural settings*. The phanerozoic african plate. A.B. Kampunzu & R.T. Lubla (Eds.).

- CHARLOT, R. 1982. Caractérisation des événements éburnéens et panafricains dans l'Anti-Atlas marocain. Apport de la méthode géochronologique Rb-Sr. *Notes, Mem. Serv. Géol. Maroc*, n° 313, 106p.
- CHAUVEL, C. & JAHN, B.M. 1984. Nd-Sr isotope and REE geochemistry of alkali basalts from the massif central, France. *Geoch. Cosmoch. Acta*, vol. 48, p. 93-110.
- CHOUBERT, G. 1963. Histoire géologique de l'Anti-Atlas, Tome 1, *Notes, Mem. Serv. Géol. Maroc*, n° 162, 352p.
- CHOUBERT, G. & FAURE-MURET A. 1990. Carte géologique de Taliwine au 1/100.000. *Notes, Mem. Serv. Géol. Maroc*, n° 352.
- DEMANGE, M. 1977. Le cadre géologique du gisement argentifère de Zgouder (Massif du Siroua, Anti-Atlas, Maroc). *Notes, Mem. Serv. Géol. Maroc*, t. 37, n° 267, p. 105-122.
- EL BOUKHARI, A. 1991. Magmatisme et métasédiments associés du protérozoïque supérieur de la zone de N'Kob (Siroua SE, Anti-Atlas Central, Maroc). Une ophiolite formée et mise en place sur la marge du craton ouest-Africain. *Thèse Doct. Sci.* Univ. Marrakech, 511p.
- FANG, Z. ; ZHAO, J.X. & MCCULLOCH, M. 1992. Geochemical and Nd isotopic study of palaeozoic bimodal volcanics in Hainan Island, South China-Implications for rifting tectonics and mantle reservoirs. *Lithos*, vol. 94, p. 127-139.
- HAFID, A. 1992. Granites et dolérites protérozoïques de la boutonnière d'Irherm (Anti-Atlas occidental, Maroc). Pétrologie, géochimie et signification géodynamique. *Thèse Sc.* Univ. Paris VI, 234p.
- HASSENFORDER, B. 1987. La tectonique panafricaine et varisque de l'Anti-Atlas dans le massif de Kerdous (Maroc). *Thèse Doct. Sc. Nat.* Univ. Strasbourg, 490p.
- HOLM, P.E. 1985. The geochemical fingerprints of different tecton-magmatic environments using hygromagmatophile element abundances of tholeiitic basaltic and basaltic andesites. *Chem. Geol.*, vol. 51, p. 303-323.
- LUHR, J.F. ; ALLAN J.F. ; CARMICHAEL I.S.E. ; NELSON S.A. & HASENAKA T. 1989. Primitive calc-alkaline and alkaline rocks types from the Western mexican Volcanic Belt. *Jour. Geophys. Res.*, vol. 94, p. 4515-4530.
- MARCELOT, G. ; BARDINTZEFF, J.M. ; MAURY, R.C. & RANÇON, J.P. 1988. Chemical trends of early-formed clinopyroxene phenocrysts from some alkaline and orogenic basic lavas. *Bull. Soc. Géol. France*, 8, tome IV, n° 5, p. 851-859.
- MOKHTARI, A. ; GASQUET, D. & ROCCI, G. 1995. Les tholéiites de Tagmout (Jbel Saghro, Anti-Atlas, Maroc) témoins d'un rift au protérozoïque supérieur. *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 320, série IIa, p. 381-386.
- MIYASHIRO, A. 1974. Volcanic rocks series in islands arcs and active continental margins. *Amer. Jour. Sci.*, vol. 27, p. 321-355.
- PEARCE, J.A. & NORRY, J.M., 1979. Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb in volcanic rocks. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 69, p. 33-47.
- THOMPSON, R.N. ; DICKIN, A.R. ; GIBSON, I.L. & MORRISON M.A. 1982. Elemental fingerprints of isotopic contamination of hybrides paleocene mantle derived magmas by Archean sial. *Cont. Mineral. Petrol.*, 79, p. 159-168.
- TOUIL, A. ; GARCIA, D. & FONTEILLES, M. 1996. Diversité chimique du matériel basique associé aux granitoïdes : le massif d'Ansignan (Pyrénées Orientales varisques, France). *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 322, série IIa, p. 25-32.
- TREUIL, M. & VARET, J. 1973. Critères volcanologiques, pétrologiques et géochimiques de la genèse et de la différenciation des magmas basaltiques : exemple de l'Afar. *Bull. Soc. Géol. France*, 7, XV, n° 5-6, p. 506-540.
- WINCHESTER, J.A. & FLOYD, P.A., 1977. Geochemical discrimination of different magmas series and their differentiation products using immobile elements. *Chem. Geol.*, 20, p. 325-343.