

Les conglomérats du P III (Néoprotérozoïque supérieur) de l'Anti Atlas (Sud du Maroc) : molasses panafricaines, ou marqueurs d'un *rifting* fini-protérozoïque ?

The Late Proterozoic PIII conglomerates of the Anti Atlas (southern Morocco). Their relationships with the Panafrican orogeny or a Late Proterozoic rifting episode

Alain Piqué^{a*}, Mohamed Bouabdelli^b, Abderrahmane Soulaïmani^b, Nassereddine Youbi^b, Mourad Iliani^a

^a Département des sciences de la Terre et Institut universitaire européen de la mer, université de Bretagne occidentale, place Nicolas-Copernic, 29280 Plouzané, France

^b Département de géologie, UFR « Dynamique de la lithosphère ; structure et géoresource », université Cadi-Ayyad, BP 5 15, Marrakech, Maroc

(Reçu le 19 juin 1998, accepté après révision le 8 février 1999)

Abstract — By their petrographic and sedimentary characters, the detrital rocks of the PIII (Late Proterozoic) studied in the Anti Atlas (southern Morocco) suggest that their deposition was controlled by normal faults. These faults were active several tens of My after the Moroccan Panafrican deformation. They are the markers of a rifting episode that is indicated on the other hand by magmatic activity, calcalkaline, tholeiitic then alkaline, at the Proterozoic–Cambrian limit. (© Académie des sciences / Elsevier, Paris.)

Anti Atlas | Morocco | Proterozoic | rifting

Résumé — Les caractères pétrographiques et sédimentaires des conglomérats du Néoprotérozoïque terminal (PIII) étudiés dans l'Anti Atlas (Maroc méridional) suggèrent que leur dépôt était contrôlé par des failles normales. Celles-ci, actives environ plusieurs dizaines de Ma après le paroxysme panafricain, sont liées à un épisode de *rifting* contemporain du développement d'un magmatisme calco-alkalin, tholéitique puis alcalin. (© Académie des sciences / Elsevier, Paris.)

Anti Atlas / Maroc / Protérozoïque / rifting

Abridged version

The Moroccan Anti Atlas exhibits a Precambrian basement unconformably covered by Late Proterozoic and Early Paleozoic volcanic rocks and sedimentary sequences. In the basement, the oldest Precambrian rocks (P1) are crystalline rocks, intensively deformed and metamorphosed by the Eburnean

orogeny (Charlot, 1978). Above, the unconformable PII series is made of shelf quartzites and carbonates with intercalated mafic rocks which laterally grade to ophiolitic sequences. These PII rocks were deformed during the Panafrican orogeny. At the base of the cover, the PIII series is represented by

Note présentée par Jean Dercourt.

* Correspondance et tirés à part.
pique@univ-brest.fr

volcanic, mostly felsic, volcanoclastic and clastic rocks. It grades progressively upwards to the sedimentary Adoudounian sequences which register the onset of the marine transgression over the Anti Atlas domain. The Upper Adoudounian, at least, corresponds stratigraphically to the Earliest Cambrian. This classical lithostratigraphic subdivision of the Anti Atlas, largely due to Choubert (1963), has been accepted later in the various parts of the domain. Now, recent observations have led to new interpretations of the basement (Nachit et al., 1996). Others, that we made recently in the field on the PIII and Adoudounian rocks, are presented below.

The PIII and Adoudounian rocks

The PIII conglomerates

The PIII sandstones and conglomerates are not stratigraphically dated, but associated volcanic flows yielded radiometric ages comprised between 586 ± 20 and 563 ± 10 Ma (Mifdal and Peucat, 1985; U–Pb on zircons). Classically, these detrital sequences are thought to result from the erosion of the Panafrican belt, as suggested by their unconformable position above tilted or folded PII rocks and by the presence of elements of PII clasts, quartzites and granitoids, in the conglomerates. However, a very long time separated their deposition from the Panafrican paroxysm dated around 615 ± 12 Ma, age of the synkinematic Bleida granodiorite (Ducrot, 1979; U–Pb). It is therefore unlikely that they were related to the Late Panafrican erosional episode. Moreover, many of their clasts are boulders (*photo 1*) or unsorted angular elements (*photo 2*) and the conglomerates often present important thickness and facies variations (Soulaïmani et al., 1998). These observations, made at several localities in the Anti Atlas (western limit of the Kerdous inlier, southwestern part of the Bas Draa inlier, etc.) clearly indicate that the PIII detrital sequences were not deposited on a flat surface i.e. on the Late Panafrican peneplain. Rather, they suggest a contrasted morphology, developed long after the Panafrican orogeny and unrelated to it.

The PIII magmatic rocks

In several localities (e.g. Aïoun Ighoumane in the Bas Draa inlier), N 170°E-trending normal listric faults affect PIII volcanic flows and are the border faults of metric-scale half grabens. They have been sealed by the Lower Adoudounian sands. At a regional scale, the rotational deformation that resulted from the activation of these listric faults is at the origin of the lateral thinning and the erosion of the volcanic rocks before the deposition of the sedimentary Adoudounian sequences (*photo 3*).

A similar pattern has previously been described, with a N 70°E orientation, in the Bou Azzer inlier (Azizi Samir et al., 1990). This normal faulting created a horst and graben pattern, at the origin of the PIII erosional process and deposition of the conglomeratic sequences.

The Adoudounian rocks

Extensional structures (centimetric- to metric-scale half grabens: *photo 4*, synsedimentary folds and faults, gravity slidings) affect the Adoudounian limestones in several localities, for example along the northern border of the Bou Azzer inlier. Doubtless, at least locally, the extensional regime which had prevailed during the Latest Proterozoic persisted during the Adoudounian–Cambrian.

Geometry and geodynamics of the Late Proterozoic – Early Cambrian extension

The crustal extension revealed by the normal faulting was accompanied by:

- i) the development of the Adoudounian–Cambrian transgression, responsible for the deposition of carbonate and silty sequences above the basal Adoudounian sands; the distribution of the sedimentary facies and thicknesses shows that the shoreline moved eastwards through time;
- ii) a variation in the geochemical trend of the coeval volcanic rocks; the oldest PIII magmas were calcalkaline (Boyer et al., 1978; Saquaque et al., 1989, etc.); later, they evolved to alkaline magmas, extrusive (e.g. the youngest PIII volcanics) and intrusive (e.g. the Tafraoute granite: Charlot, 1975, and the jbel Boho syenite: Ducrot and Lancelot, 1977); in the jbel Kerkar, at the southwestern border of the Kerdous inlier, a Late Proterozoic–Early Cambrian volcanic flow is made of basalts whose chemical composition is similar to intracontinental tholeiites; it probably corresponds to a dense and magnetic body, present at depth below the Tiznit graben (Soulaïmani et al., 1998);
- iii) the development of an important hydrothermal activity with Cu, Mo and probably Ag and Au concentrations probably related to subvolcanic intrusions.

This Late Proterozoic–Early Cambrian sedimentary, structural and magmatic evolution corresponds to the creation of extensional structures, still not fully mapped, and the emplacement of calcalkaline and alkaline magmas. It is interpreted as the result of a rifting episode (Azizi Samir et al., 1990; Bensaou and Hamoumi, 1992). The rift, studied here in the Anti Atlas, extended farther north in Morocco (Piqué et al., 1995). It aborted later and later to the north.

The following points are proposed as preliminary conclusions:

- i) the studied PIII conglomerates in the Anti Atlas are not related to the Panafrican orogeny;
- ii) instead, they register the dislocation of the post-Panafrican peneplain and the creation of topographic heights by a faulting episode developed during the Latest Proterozoic;
- iii) the faulted basins created by this extensional process were filled by sedimentary sequences accompanied by an extrusive and intrusive magmatism and an important hydrothermal activity that will be considered in the near future.

1. Introduction

Au sud du Maroc, l'Anti Atlas est la marge septentrionale déformée du craton ouest-africain. Le socle précambrien y affleure au sein de la couverture paléozoïque subtabulaire à la faveur de boutonnières (*figure*) excellemment cartographiées jadis par le service de la carte géologique du Maroc (Choubert et al., 1952). À l'intérieur du socle anti-atlasique, on reconnaît plusieurs ensembles lithostratigraphiques, dont la distinction a été initialement assurée par Choubert (1963). Ce sont, du plus ancien au plus récent :

- Précambrien I (P I dans la suite du texte), représenté par des roches cristallines ;
- Précambrien II (P II) : quartzites et carbonates de plateforme, avec des roches magmatiques basiques, qui passent latéralement à des complexes ophiolitiques ; on lui associe localement une série P II-III volcano-détritique ; l'ensemble du P I et du P II est rangé dans le cycle orogénique panafricain ;
- Précambrien III (P III) : roches volcaniques rhyoignimbritiques et séquences détritiques ; cet ensemble passe en continuité et progressivement à la série sus-jacente par l'intermédiaire d'intercalations grés-argileuses ;
- Adoudounien : carbonates et siltites, dont la partie supérieure représente le Cambrien basal.

Ces ensembles sont séparés par des discordances, qui sont attribuées chacune à une orogénèse : éburnéenne entre le P I et le P II (Charlot, 1978) et panafricaine entre le P II et le P III (Clauer, 1976). Or, des observations nouvelles conduisent à remettre en cause divers aspects de cette conception. Certaines concernent le socle cristallin ; c'est le cas de celui du Kerdous, où l'existence d'une structuration éburnéenne a été mise en doute (Nachit et al., 1996). D'autres, que nous avons réalisées au cours de missions

récentes sur le terrain, concernent la couverture P III et adoudounienne. Ce sont ces dernières qui font l'objet de la présente Note.

2. Les séries du P III et de l'Adoudounien

2.1. Les conglomérats du P III

Le P III est constitué par des roches volcaniques, surtout acides, et des ensembles détritiques. Les roches sédimentaires du P III ne sont pas datées paléontologiquement, mais leur âge fini-Protérozoïque est déduit de celui des coulées associées, qui ont livré dans la région de Ouarzazate des valeurs comprises entre 586 ± 20 et 563 ± 10 Ma (Mifdal et Peucat, 1985 ; U-Pb sur zircons), confirmant des âges donnés dans le Haut Atlas (578 ± 15 Ma : Juery, 1976, même méthode). Explicitement (Choubert, 1952) ou non (Piqué, 1994), ces grès et conglomérats du P III ont toujours été considérés comme les produits de la démolition des reliefs panafricains, comme le suggèrent, d'ailleurs, leur discordance sur les séries du P II plissées et basculées, ou bien la présence d'éléments de la série P II remaniés dans les conglomérats. Or, si l'on considère l'âge de ces niveaux détritiques par rapport à celui de la tectonique panafricaine majeure, datée à Bou Azzer par la granodiorite syncinématique de Bleida (615 ± 12 Ma ; Ducrot, 1979 ; U-Pb), on voit qu'une longue période (43 Ma, si on prend en compte les moyennes des âges U-Pb) sépare leur dépôt de la déformation panafricaine. Il est certain qu'à cette époque, la chaîne devait être totalement arasée et que, par conséquent, les conglomérats du P III ne peuvent être des molasses liées à son démantèlement.

Par ailleurs, les éléments des conglomérats se caractérisent par un mauvais classement (certains dépassent le mètre cube : *photo 1*), une forme souvent anguleuse

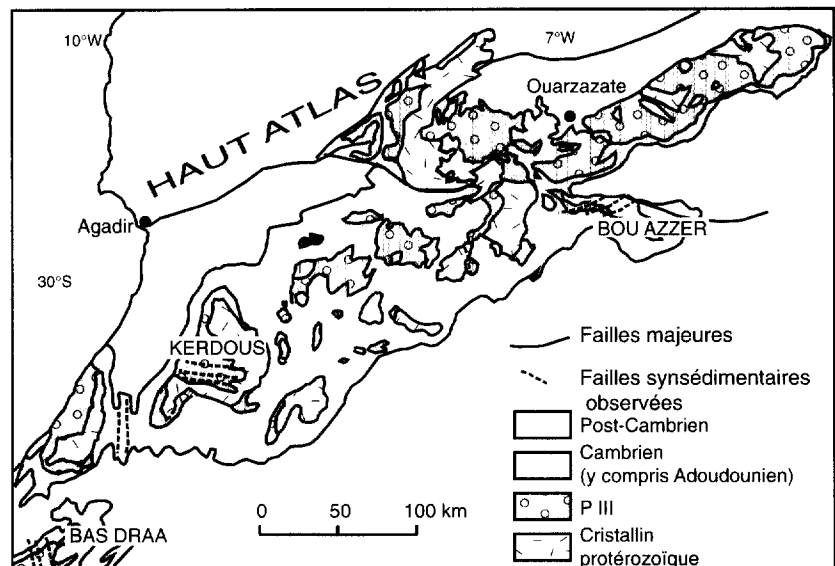


Figure. Schéma géologique de l'Anti Atlas.

Geological sketch of the Anti Atlas.

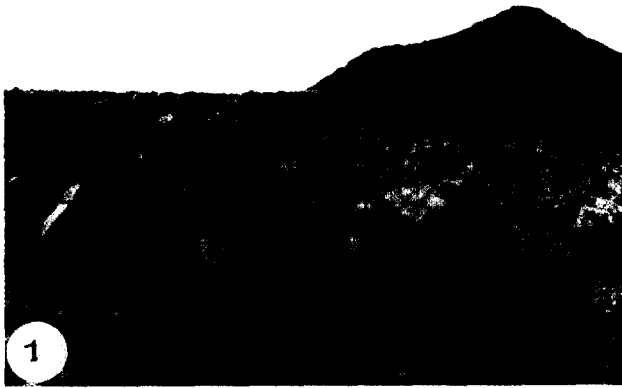


Photo 1. Le conglomérat du P III dans l'extrémité sud-ouest de la boutonnière du Bas Drâa. Noter le diamètre des galets (ici en place, à demi déchaussés par l'érosion). Leur taille est indiquée par celle du marteau (centre-gauche du cliché).

P III conglomerate at the south-west limit of the Bas Drâa inlier. Note the diameter of the boulders. Their size is indicated by the hammer (centre-left of picture).

(photo 2) et par le fait qu'ils sont toujours directement issus de leur substratum, quartzites du PII ou granitoïdes panafricains. Tout ceci évoque des transports nuls ou brefs, des dépôts de pente sur des reliefs vigoureux ou bien des remplissages fluviaux proximaux. De leur côté, les variations latérales rapides et importantes des faciès et des épaisseurs (de 0 à 1 000 m dans la bordure occidentale de la boutonnière du Kerdous ; Soulaïmani et al., 1998) suggèrent des accumulations au pied de reliefs vigoureux.

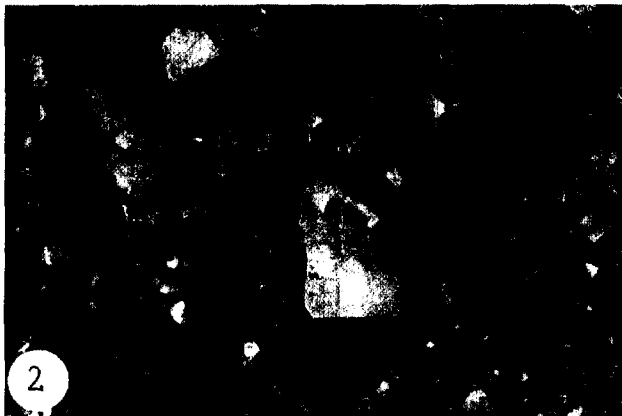


Photo 2. Conglomérat bréchiq ue du P III (bordure ouest de la boutonnière du Kerdous). Noter le mauvais classement et le caractère anguleux des éléments.

P III conglomerate (western limit of the Kerdous inlier). Note the poor sorting of the angular clasts.

Ces observations, que nous avons réalisées en plusieurs endroits (bordure occidentale de la boutonnière du Kerdous, extrémité sud-ouest de celle du Bas Drâa, etc.), ne sont évidemment pas compatibles avec une distribution par des chenaux fluviaux sur une surface aplanie ; elles indiquent, plutôt, que les conglomérats du P III observés résultent d'une réjuvenation des reliefs, sans doute en

réponse à des jeux de failles. Cette dislocation de la pénéplaine panafricaine est sans relation avec le paroxysme tectonique panafricain, puisqu'elle intervient plusieurs dizaines de millions d'années plus tard.

2.2. Les laves du P III

Un argument en faveur du contrôle tectonique de la sédimentation des grès et conglomérats et de la mise en place des laves du P III est apporté par l'observation des structures qui affectent les laves acides, au sommet de la pile volcanique du P III. Prenons l'exemple de la boutonnière du Bas Drâa, au lieu-dit *Aïoun Ighoumane*. Ici, des failles listriques d'extension métrique affectent les dernières coulées du P III et elles délimitent des hémigrabens, avant le dépôt des lits gréseux de la base de la série adoudounienne. Ces failles sont orientées N 170°E. À plus grande échelle, l'affaissement rotationnel qu'elles occasionnent est à l'origine du basculement du substratum et de l'amincissement, puis de la disparition locale de la série du P III avant le dépôt en discordance des couches adoudouniennes (photo 3). Dans la boutonnière de Bou Azzer, des failles similaires et contemporaines sont orientées N 70°E (Azizi Samir et al., 1990).



Photo 3. Discordance des calcaires inférieurs de l'Adoudounien sur la série P III basculée. Bordure nord de la boutonnière de Bou Azzer.

Angular unconformity between the Adoudounian Lower Limestones and the tilted P III sequences. Northern limit of the Bou Azzer inlier.

2.3. La « série » adoudounienne

Nous avons retrouvé des structures extensives comparables dans les calcaires supérieurs adoudouniens. Ces structures sont :

- i) des hémigrabens centimétriques à métriques (photo 4) ;
- ii) des plis synsédimentaires liés à des failles normales ;
- iii) des traces d'une désorganisation et d'un morcèlement gravitaire de sédiments non consolidés.

Toutes témoignent que la tectonique extensive a pu, au moins localement, persister jusque dans le Cambrien basal.



Photo 4. Failles synsédimentaires N 154°E, 55°ENE dans la série adoudounienne, à la bordure nord de la boutonnière du Kerdous. L'échelle est donnée par le cache-objectif au centre du cliché.

Synsedimentary faults in the Adoudounian, at the northern border of the Kerdous inlier. Scale given by the lense cap, centre.

3. Géométrie et signification géodynamique de l'extension de la fin du Protérozoïque et du début du Cambrien

3.1. La transgression adoudounienne

La succession des conglomérats et grès continentaux du P III et des carbonates marins adoudouniens correspond au développement d'une transgression qui, débutant dans l'Anti Atlas occidental (Choubert, 1952b), s'étend par la suite vers l'est.

3.2. Association avec le magmatisme et l'hydrothermalisme

La nature géochimique du magmatisme intrusif ou effusif du Protérozoïque terminal varie avec le temps, depuis des laves calco-alcalines, qui forment la plus grande masse de la séquence volcanique du P III (Boyer et al.,

1978 ; Saquaque et al., 1989, etc.), jusqu'à des tholéites continentales, puis des laves alcalines. Dans l'Anti Atlas occidental, Soulaïmani et al. (1998) décrivent les laves tholéitiques du jbel Kerkar, au sud-ouest du massif du Kerdous, qui marquent le passage du P III à l'Adoudounien. Ces coulées se prolongent en profondeur, sous le graben de Tiznit, par un corps dense et magnétique orienté N 20°E. Plus tard, ce sont des manifestations volcaniques alcalines qui sont connues dans l'équivalent des Calcaires inférieurs de l'Adoudounien, tandis que des roches intrusives (granite de Tafraoute à 530 ± 15 Ma ; Charlot, 1975, par Rb-Sr ; syénite du jbel Boho à 534 ± 10 Ma ; Ducrot et Lancelot, 1977, par U-Pb), elles aussi alcalines, recoupent les niveaux de l'Adoudounien inférieur. Dans tout l'Anti Atlas, des manifestations hydrothermales responsables de minéralisations en Cu, Mo, voire Au et Ag sont associées à ces mises en place magmatiques.

3.3. Conséquence : l'extension crustale d'âge Protérozoïque terminal – Cambrien basal dans l'Anti Atlas

Les marqueurs sédimentaires et structuraux énumérés plus haut montrent que le dépôt des séries détritiques du P III résulte de la création de reliefs dus à des failles normales, dont l'activité peut parfois persister dans le Cambrien basal. La tectonique extensive qui apparaît à cette époque est à l'origine du développement d'un système de blocs relativement exhaussés et de zones affaissées, peut-être des horsts et des grabens, dont les études à venir devront préciser la géométrie. Ni cette tectonique, ni le magmatisme qui l'accompagne, ne sont à rattacher à l'orogénèse panafricaine marocaine. Ils enregistrent, au contraire, le passage à un autre mécanisme géodynamique, extensif celui-là, à l'origine d'un rift (Azizi Samir et al., 1990 ; Bensaou et Hamoumi, 1992), orienté N 170°–20°E dans l'Anti Atlas occidental et N 110°E dans l'Anti Atlas central. Développé à la fin du Protérozoïque dans l'Anti Atlas, ce rift y avorte à des époques variables et il se prolonge dans le Maroc du Nord (Piqué et al., 1995). Il reste, par ailleurs, à s'interroger sur la contemporanéité entre cette extension crustale dans l'Anti Atlas et la dernière compression panafricaine du Hoggar, datée à environ 600 Ma (Boullier, 1991).

Remerciements. Les recherches sur le terrain ont été permises par la coopération franco-marocaine (A.I. Brest-Marrakech) et facilitées par la société Reminex-ONA Pôle Mines. Les avis de J. Dercourt, R. Trompette et R. Caby nous ont été très profitables.

4. Références

- Azizi Samir M.R., Ferrandini J. et Tane J.-L. 1990. Tectonique et volcanisme tardi-panafricains (580-560 M.a.) dans l'Anti-Atlas central (Maroc) : interprétation géodynamique à l'échelle du NW de l'Afrique, *J. Afr. Earth Sci.*, 10, 549–563
- Bensaou M. et Hamoumi N. 1992. Le Protérozoïque terminal – Cambrien inférieur de l'Anti-Atlas occidental : un rift intracontinental établi au voisinage de la zone de suture panafricaine, *in* : 10^e colloque « Bassins sédimentaires marocains », Rabat, résumé

Boullier A.-M. 1991. The Pan-African Trans-Saharan belt in the Hoggar shield (Algeria, Mali, Niger): a review, *in* : Dallmeyer R. et Lécroché J.-P. (éds), *The West African orogens and Circum-Atlantic correlatives*, Springer, Berlin, 85–105

Boyer C., Chikhaoui M., Dupuy C. et Leblanc M. 1978. Le volcanisme calco-alcalin Précambrien terminal de l'Anti-Atlas (Maroc) et ses altérations. Interprétation géodynamique, *C. R. Acad. Sci. Paris*, 287, série D, 427–430

Charlot R. 1975. Étude géochronologique des massifs de Tafraoute (Anti-Atlas marocain), *Can. J. Earth Sci.*, 12, 19–23

Charlot R. 1978. Caractérisation des événements éburnéens et

panafricains dans l'Anti-Atlas marocain. Apport de la méthode géochronologique Rb/Sr, *Thèse*, Université, Rennes, 220 p.

Choubert G. 1952. Histoire géologique du domaine de l'Anti-Atlas, *in* : Géologie du Maroc, *Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc*, 100, 75–194

Choubert G. 1963. Histoire géologique du Précambrien de l'Anti-Atlas, t. 1, *Notes et Mém., Serv. Géol. Maroc*, 162, 352 p.

Choubert G. et al., 1952. *Carte géologique du Maroc au 1/500 000*, Maquette présentée au 19^e Congrès géologique international, Alger

Clauer N. 1976. Géochimie isotopique du strontium des milieux sédimentaires. Application à la géochronologie de la couverture du craton ouest-africain, *Sci. Géol. Mém.*, Strasbourg, 45, 256 p.

Ducrot J. 1979. Datation à 615 Ma de la granodiorite de Bleida et conséquences sur la chronologie des phases tectoniques, métamorphiques et magmatiques panafricaines dans l'Anti Atlas marocain, *Bull. Soc. géol. France*, 7, 21, 495–499

Ducrot J. et Lancelot J. 1977. Problème de la limite Précambrien–Cambrien : étude radiochronologique par la méthode U–Pb sur zircons du volcan du jbel Boho (Anti Atlas marocain), *Can. J. Earth Sci.*, 14, 2771–2777

Jeannette D., Benziane F. et Yazidi A. 1981. Lithostratigraphie et datation du Protérozoïque de la boutonnière d'Ifni (Anti-Atlas, Maroc), *Precambrian Res.*, 14, 363–378

Juery A. 1976. Datation uranium–plomb du socle précambrien du Haut Atlas (Maroc), *Thèse 3^e cycle*, Université Paris 7, 85 p.

Mifdal A. et Peucat J.-J. 1985. Datations U–Pb et Rb–Sr du volcanisme acide de l'Anti Atlas marocain et du socle sous-jacent dans la région de Ouarzazate. Apport au problème de la limite Précambrien–Cambrien, *Sciences Géol. Bull.*, Srasbourg, 38, 185–200

Mrini Z. 1993. Chronologie (Rb–Sr, U–Pb) et traçage isotopique (Sr, Nd, Pb) des sources des roches magmatiques éburnéennes, panafricaines et hercyniennes du Maroc, *Thèse*, Université de Marrakech, 233 p.

Nachit H., Barbey P., Pons J. et Burg J.-P. 1996. L'Éburnéen existe-t-il dans l'Anti-Atlas occidental marocain ? L'exemple du massif de Kerdous, *C. R. Acad. Sci. Paris*, 322, série II a, 677–683

Piqué A. 1994. *Géologie du Maroc : les domaines régionaux et leur évolution structurale*, Presses Universitaires du Maroc Pub., 284 p.

Piqué A., Bouabdelli M. et Darboux J.-R. 1995. Le rift cambrien du Maroc occidental, *C. R. Acad. Sci. Paris*, 320, série IIa, 1017–1024

Saquaque A., Admou H., Cisse A., Benyoussef A. et Reuber I. 1989. Les intrusions calco-alcalines de la boutonnière de Bou-Azzer-El Graara (Anti Atlas, Maroc) : marqueurs de la déformation panafricaine majeure dans un contexte de collision d'arc, *C. R. Acad. Sci. Paris*, 308, série II, 1279–1283

Soulaimani A., Youbi N., Bouabdelli M. et Piqué A. 1998. Le graben de Tiznit (Anti Atlas occidental, Maroc) : un élément du rift néoprotérozoïque terminal – paléozoïque basal du Maroc occidental, *in* : 17^e réunion des Sciences de la Terre, Brest, résumé