



ELSEVIER

Available online at www.sciencedirect.com

SCIENCE @ DIRECT®

C. R. Geoscience 336 (2004) 1433–1441



COMPTES RENDUS

GEOSCIENCE

<http://france.elsevier.com/direct/CRAS2A/>

Géomatériaux

Les marqueurs structuraux et magmatiques de l'extension crustale au Protérozoïque terminal–Cambrien basal autour du massif de Kerdous (Anti-Atlas occidental, Maroc)

Abderrahmane Soulaïmani ^{a,*}, Abderrahim Essaïfi ^a, Nassreddine Youbi ^a,
Ahmid Hafid ^b

^a *Laboratoire de géologie structurale et de pétrologie, faculté des sciences, BP 2390, Marrakech, Maroc*

^b *Laboratoire de pétrologie, faculté des sciences et techniques, BP 618, Marrakech, Maroc*

Reçu le 12 mai 2003 ; accepté après révision le 10 mars 2004

Disponible sur Internet le 5 novembre 2004

Présenté par Jacques Angelier

Résumé

Au Précambrien terminal–Cambrien basal, les bordures de la boutonnière de Kerdous sont affectées par des failles normales, au pied desquelles s'accumulent d'épais dépôts conglomératiques (groupe de Ouarzazate : PIII), recouverts sans discontinuité par les dépôts transgressifs cambriens. Cette activité tectonique, qui persiste durant le Cambrien inférieur, est accompagnée de la mise en place de basaltes continentaux, tholéïtiques et anorogéniques. Ces événements tectono-sédimentaires et magmatiques sont à rattacher à l'épisode d'extension crustale qui a affecté la bordure nord-ouest du Gondwana au Protérozoïque terminal, pendant l'ouverture de l'océan Iapetus. *Pour citer cet article : A. Soulaïmani et al., C. R. Geoscience 336 (2004).*

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

Abstract

Structural and geochemical evidences of a Late Proterozoic–Lower Cambrian crustal extension around the Kerdous inlier (western Anti-Atlas, Morocco). During the Late Precambrian–Early Cambrian times, the borders of the Kerdous inlier were affected by normal faults where thick conglomerates (Ouarzazate Group: PIII), grading progressively upwards into Cambrian marine sediments, were accumulated along their hanging walls. This tectonic activity persisted during the Early Cambrian and was accompanied by a magmatic activity resulting mainly in the emplacement of continental tholeiitic basalts. These tectono-sedimentary and magmatic events are related to the crustal extensional episode that affected the northwestern Gondwana margin during the opening of the Iapetus Ocean during Late Proterozoic times. *To cite this article: A. Soulaïmani et al., C. R. Geoscience 336 (2004).*

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

* Auteur correspondant.

Adresse e-mail : soulaïmani@ucam.ac.ma (A. Soulaïmani).

Mots-clés : Anti-Atlas ; Kerdous ; Protérozoïque terminal ; extension crustale ; tholéiites continentales ; Maroc

Keywords: Anti-Atlas; Kerdous; Late Proterozoic; crustal extension; continental tholeiites; Morocco

Abridged English version

1. Introduction

The Anti-Atlas belt (southern Morocco) is a large Cambrian area where the Precambrian basement crops out in several inliers [9]. The oldest Precambrian rocks 'PI' are crystalline rocks deformed and metamorphosed during the Eburnian orogeny (~ 2 Ga). The Neoproterozoic 'PII' quartzites, limestones and ophiolitic complexes have been deformed during the Panafrican orogeny, around 685 Ma [11]. Overlying the previous terranes and in major unconformity over the Panafrican structures, the 'PII³' (Saghro Group) and the 'PIII' (Ouarzazate/Tanalt Group) series, assigned to the Neoproterozoic cover, mainly comprise volcanic and volcanoclastic sequences, often considered as Late Panafrican molasses [15,16]. In the western Anti-Atlas however, these two series were recently grouped in one formation [27] deposited during an extensional tectonic episode that affected the Anti-Atlas during the Late Proterozoic time [25,28]. Above the PIII, the 'Adoudounian', constituted by marine carbonates and siltstones, represents the Earliest Cambrian sediments accompanied by an important subsidence of the western flank of the Kerdous inlier [5,9].

The Kerdous inlier [10], the most important outcrop of Precambrian rocks in the western Anti-Atlas (Fig. 1a), includes a Palaeoproterozoic crystalline basement and a Neoproterozoic volcanoclastic cover unconformably overlain by the Cambrian limestones. The purpose of this paper is a tectono-sedimentary analysis of the rocks deposited during the Late Proterozoic–Early Cambrian transition, and their relationship with the Precambrian basement. The geodynamic context will be specified in light of new geochemical data concerning associated lavas.

2. Tectono-sedimentary analysis

Around the Kerdous inlier, the transition between the Precambrian basement and its cover is analysed in two distinct localities: the Jbel Kerkar and the

Ida Ougnidif regions, respectively at the southwestern and the northeastern borders of the Kerdous inlier (Fig. 1b).

2.1. The Jbel Kerkar cross section

Along the southwestern border of the Kerdous inlier (Fig. 1b), the Tazeroualt Palaeoproterozoic massif is covered westward by a 500-m-thick 'PIII' conglomeratic deposit. The angular and variably sized pebbles are exclusively of a granitic composition, similar to that of the Precambrian basement. To the west, the conglomerates grade progressively to the Cambrian sediments: the 'Série de base' sandstones then the 'lower limestones'. In the Jbel Kerkar area, the 'PIII' conglomerates are covered with 100-m-thick basaltic flows, overlain by thin epiclastic and pyroclastic layers. The recorded tectono-sedimentary structures indicate that the deposition of the 'PIII' detrital rocks was controlled by graben structures that are sealed by Cambrian marine deposits. The latter still exhibit numerous extensional sedimentary structures (centimetric to metric half grabens, synsedimentary folds and breccias levels, local intraformational unconformities and centimetric to metric synsedimentary normal faults). Regionally, this extension, controlled by north–south downfall synsedimentary faults globally located at the western present limit of the inlier (Fig. 1c), results in a thickening of the deposits along the western border of the inlier.

2.2. The Ida Ougnidif cross section

The Ida Ougnidif locality along the northeastern flank of the Kerdous massif is a narrow depression at the eastern foot of the 'Adrar Lkest' quartzitic massif, truncated at the east by a deep slope. The conglomerate at the foot of this fault zone, ascribed to the 'PIII' formation, is mainly composed of angular and poorly classified quartzitic pebbles, whose size decreases progressively to the east. The conglomerate is overlaid by 50- to 80-m-thick basaltic flows (Ida Ougnidif basalt), which is covered by the 'Série de base', i.e. Cambrian sandstone deposits.

The quartzitic massif is affected by several extensional structures, such as vertical tension gashes, mini-grabens, and northeastward NW–SE downfall faults (Fig. 1d). This tectonic instability persists also during the deposition of the ‘lower limestones’, as testified by numerous extensional structures recorded along the eastern flank of the Kerdous inlier (synsedimentary folds and faults, gravity sliding).

3. Geochemical data and geodynamic setting

Both the Jbel Kerkar and the Ida Ougnidif basalts occupy the same stratigraphical position, i.e. between the ‘PIII’ conglomerates and the Cambrian sandstones. The basalts are grey-greenish, with a doleritic to microlitic texture. The rock is entirely composed of a secondary greenschist facies paragenesis: albite, chlorite, actinote, epidote, titanite, calcite, and quartz, while the primary mineralogy would be formed by plagioclase, clinopyroxene, olivine, ilmenite, and apatite.

Representative chemical analyses (Table 1) confirm the basaltic composition of the studied rocks ($\text{SiO}_2 = 45.6\text{--}51.2\%$; alkaline oxides = 4.4–7.13%), TiO_2 (1.7–2.78%), and P_2O_5 (0.22–0.46%) concentrations are those of within plate basalts [23]. The analyses plot in the field of tholeiitic basalts in the Nb/Y–Zr/P diagram [29] (Fig. 2a) and belong to the anisotitaniferous association in the TiO_2 vs FeO^*/MgO plot [4,20] (Fig. 2b). Mantle-normalized multi-elementary diagrams [30] show a negative overall slope (Fig. 2c), high contents in incompatible and light rare-earth elements comparatively to the heavy rare-earth elements ($\text{La}/\text{Yb} = 1.79\text{--}4.53$), and weak Nb negative anomaly as in many continental tholeiites [14]. Finally, the Ti/Y–Ti/Zr diagram (Fig. 2d) indicates that the Jbel Kerkar and Ida Ougnidif magmatic rocks correspond to high-Ti basalts. Such magmas could be produced by partial melting of a delaminated lithospheric mantle during continental rifting [24].

4. Discussion and conclusions

Deposition of the Late Proterozoic and Cambrian sediments around the Kerdous inlier was controlled by a strong extensive tectonic activity. Actually the conglomerates, which are composed of poorly classified pebbles and characterized by a brutal variation in

thickness, correspond to slope deposits of a newly created vigorous relief caused by normal faulting. This tectonic activity affects the Precambrian basement, where numerous extensional and sedimentary structures (tension gashes, veins, dykes...) are recorded, and persists during the deposition of the Lower Cambrian sediments.

A volcanic activity occurred during this extensional episode. The corresponding basaltic flows of Jbel Kerkar and Ida Ougnidif are emplaced in the Precambrian/Cambrian transition: they covered the conglomerates and were overlain by the Cambrian marine formation. Their continental tholeiitic chemical characteristics are consistent with the regional geodynamic context in this area. Similar coeval tholeiitic volcanic activities are described elsewhere in the Anti-Atlas [1,8,18,31]. They correspond to a transition from the calc-alkaline orogenic magmatism at the base of Ouarzazate group [6,19,31] to the alkaline magmatic activity at the top of the Proterozoic and the Lower Cambrian (Jbel Boho seynite) [13]. The Anti-Atlas could correspond, at that time, to a ‘Continental Flood Basalt’ province. Analogous magmatic products are also recognised in the High Atlas [2,3], as well as in the western Meseta [22], and suggest an extensional episode contemporaneous with the break-up of the northwest Gondwana margin during the Late Proterozoic–Early Cambrian times [12,28].

Finally, the geometry of the different faults that delimits the Kerdous massif from its cover (Fig. 1b) suggests a pseudo-concentric pattern around dome-shaped basement cores. Studies are in progress to specify the relationships between the extensional structures described in the cover and the internal structure of the metamorphic basement.

1. Introduction

Sur la bordure nord-ouest du craton Ouest-Africain, au sud du Maroc, la chaîne de l’Anti-Atlas constitue un large plateau carbonaté allongé ENE–WSW et plissé lors du serrage hercynien. Le long des axes anticlinaux s’individualisent des terrains précambriens sous forme de boutonnières [9]. Sur le flanc sud de ce plateau s’agencent des séries paléozoïques continues, monoclinales ou plissées, alors que l’orogénèse alpine a repris la partie septentrionale de l’Anti-Atlas par des

chevauchements et des plis, contemporains de la formation du Haut Atlas.

L'Anti-Atlas est formé par une couverture volcano-détritique du Néoprotérozoïque supérieur, puis sédimentaire paléozoïque, qui repose en discordance majeure sur un socle précambrien subdivisé en « séries » successives, séparées par des discordances majeures [7,9,19]. Sa base est un socle cristallophyllien paléoprotérozoïque « P1 », recoupé par des granites éburnés (~ 2 Ga). Au-dessus, les quartzites et carbonates néoprotérozoïques « PII », associés à des formations éruptives incluant des complexes ophiolitiques, ont été déformés au cours de l'orogénèse panafricaine (~ 685 Ma) [11]. Sur ce socle reposent des séries volcano-détritiques : groupe de Saghro « PII³ », puis groupe de Ouarzazate « PIII », attribuées au Néopro-

térozoïque supérieur, surmontées par les dépôts de la transgression cambrienne.

Classiquement, les dépôts à la base de la couverture de l'Anti-Atlas « PII³ » et « PIII » sont considérés comme des molasses panafricaines [15,16]. Les travaux récents [25,26,28] ont permis d'associer les dépôts « PIII » à un contexte synrift, lors d'un épisode extensif fini-Protérozoïque. De même, du fait des grandes similitudes tectono-sédimentaires qui les caractérisent à l'ouest de l'Anti-Atlas, les séries « PII³ » et « PIII » ont été regroupées en une seule formation, marquée à sa base par la mise en place d'olistolites quartzitiques, issus du démantèlement de la plateforme « PII » [27].

À l'ouest de l'Anti-Atlas, la boutonnière de Kerdous [10] (Fig. 1a) présente un socle à structuration complexe [15,21]. Les travaux consacrés à sa couver-

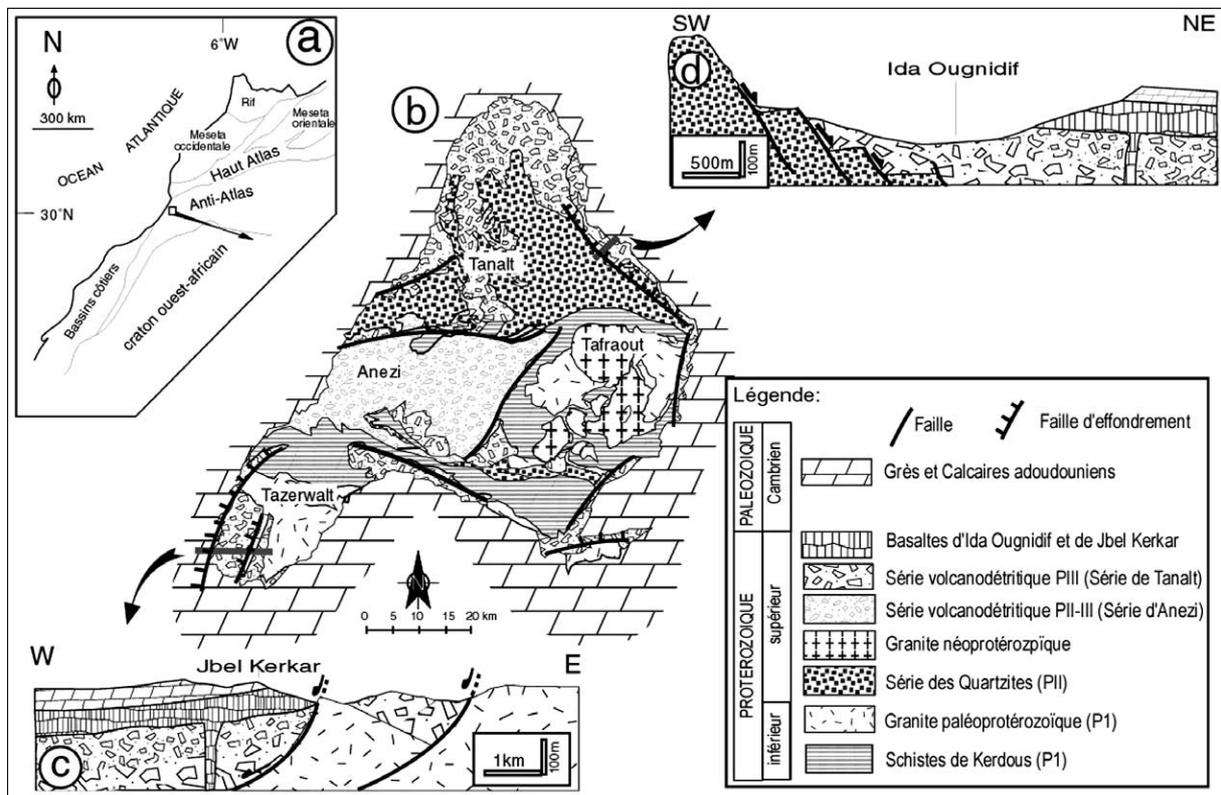


Fig. 1. (a) Croquis de situation, (b) carte géologique simplifiée de la boutonnière de Kerdous, (c) coupe géologique d'Ida Ougnidif, (d) coupe géologique de Jbel Kerkar.

Fig. 1. (a) Inset showing the location of the studied area, (b) simplified geological map of the Kerdous inlier, (c) Ida Ougnidif cross-section, (d) Jbel Kerkar cross-section.

ture sont en revanche peu nombreux [15,26]. C'est la base de cette couverture qui nous retiendra dans cette note. Ses dépôts sont analysés en termes tectono-sédimentaires et leurs relations avec le socle adjacent sont étudiées. Le cadre géodynamique sera précisé à la lumière de nouvelles données géochimiques sur les laves basiques associées.

2. Analyse tectono-sédimentaire

Autour de la boutonnière de Kerdous, le socle précambrien est, soit recouvert en discordance par sa couverture, soit séparé de celle-ci par des failles dont nous analysons la géométrie et la cinématique en deux localités distinctes, respectivement au sud-ouest et au nord-est de la boutonnière.

2.1. La coupe de Jbel Kerkar

Au sud-ouest de la boutonnière de Kerdous (Fig. 1b), le socle «PI» de Tazeroualt s'enfoncé vers l'ouest sous plus de 500 m de conglomérats «PIII», à ciment quartzo-feldspathique et à galets granitiques anguleux et mal calibrés (blocs de 1 m³, coexistant avec des galets de quelques centimètres cube). Vers l'ouest, ce conglomérat passe progressivement aux dépôts fins de la «série de base», puis aux «calcaires inférieurs» du Cambrien. Au niveau de Jbel Kerkar, cette transition verticale Précambrien–Cambrien est soulignée par la mise en place de coulées de basaltes d'une épaisseur maximale de 100 m, qui reposent sur le conglomérat selon une surface irrégulière.

Les structures tectono-sédimentaires relevées montrent que ces dépôts sont contrôlés par une importante activité tectonique. À petite échelle, on note l'individualisation de grabens et d'hémigrabens, dont les failles bordières, globalement orientées nord–sud, sont scellées par les dépôts cambriens, qui eux-mêmes renferment de nombreuses structures synsédimentaires et tectoniques (plis et figures de glissements synsédimentaires, niveaux de brèches synsédimentaires, discordances intraformationnelles associées à des failles normales synsédimentaires).

Régionalement, le résultat de cette extension est l'épaississement des séries tout au long de la bordure ouest de la boutonnière de Kerdous, dont l'affaissement est contrôlé par de grandes failles d'effondrement synsédimentaires subméridiennes (Fig. 1c).

2.2. La coupe d'Ida Ougnidif

Située au nord-est du massif de Kerdous, la localité d'Ida Ougnidif est plus facile d'accès par la route principale Agadir–Tafraout. C'est une dépression étroite, bordée à l'ouest par les quartzites néoprotérozoïques, qui culminent à plus de 2300 m (Jbel Lkest) et dominent les séries monoclinales cambriennes à l'est.

La bordure de la boutonnière, orientée NNW–ESE à cet endroit, est une pente abrupte qui correspond à une zone faillée qui tronque les quartzites vers le nord-est sur plusieurs dizaines de kilomètres. Au pied de cette pente s'accumule un conglomérat «PIII», d'épaisseur variable (50 à 300 m), constitué de galets anguleux, mal classés et de nature quartzitique dans un ciment siliceux. Vers son sommet se mettent en place des coulées basaltiques sur plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur (basalte d'Ida Ougnidif). Au sommet de ces laves, des structures en *pillow-lavas* indiquent une mise en place sous-marine. Au-dessus, le passage aux dépôts gréseux de la série de base puis aux calcaires inférieurs se fait sans interruption notable.

Les quartzites sont affectés par plusieurs structures extensives. On peut énumérer des fentes de tension verticales à extension NE–SW, le développement de mini-grabens remplis par des microconglomérats à éléments quartzitiques et le fonctionnement de grandes failles d'effondrement vers le nord-est, au pied desquelles s'accumulent d'épais dépôts conglomératiques (Fig. 1d). Cette instabilité tectonique persiste encore lors du dépôt des calcaires inférieurs du Cambrien, comme en témoignent les nombreuses structures (plis et failles synsédimentaires) relevées tout le long du flanc est de Kerdous.

3. Caractères pétrographiques et géochimiques des basaltes de Jbel Kerkar et d'Ida Ougnidif (BJK/IO)

Sur les deux flancs de Kerdous, les BJK/IO occupent la même position stratigraphique entre les conglomérats «PIII» et les grès de la «série de base». Leur pétrographie et leur parfaite concordance avec les sédiments sus-jacents par l'intermédiaire de niveaux pyroclastiques et épicycliques attestent leur mise en place sous forme de coulées, précédant la transgression cambrienne. Les BJK/IO sont de couleur gris

Tableau 1

Analyses chimiques sélectionnées des basaltes de Jbel Kerkar (JK) et d'Ida Ougnidif (IO), réalisées à l'université de Bretagne occidentale (Brest, France) par la méthode ICP–AES

Table 1

Selected chemical analyses of Jbel Kerkar (JK samples) and Ida Ougnidif (IO samples) basalts. Analyses performed at the Brest University, France) by ICP–AES

	Jbel Kerkar (Kerdous ouest)								Ida Ougnidif (Kerdous est)							
	JK1	JK2	JK3	JK4	JK5	JK6	JK8	JK9	IO3	IO4	IO5	IO6	IO7	IO8	IO9	IO10
SiO₂	45,6	48,7	48,4	47,2	46,6	49	47	49	47,1	51,2	45,2	47	47,5	49,4	48,7	46,8
TiO₂	2,14	2,1	2,48	2,14	2,78	2,18	2,3	2,23	1,7	2,29	2,02	1,92	2,15	2,54	2,25	2,45
Al₂O₃	14,55	14,72	15,2	13,6	14,25	14,5	14,85	15,6	16	14,9	15,4	14	16	15,4	14,3	14,8
Fe₂O₃	13,85	11,9	12,5	12,35	14,95	13,05	12,75	13	10,5	12	12,5	11,7	13	11,4	14	12,4
MnO	0,2	0,15	0,15	0,22	0,15	0,15	0,2	0,15	0,26	0,2	0,2	0,36	0,26	0,23	0,21	0,22
MgO	7,68	7,85	7,35	9,5	6,76	6,9	8,42	6,1	9,8	4,26	9,22	10,5	6,3	7,25	4,91	6,9
CaO	6,87	4,43	3,39	6,25	5,35	6,25	4,75	3,45	4,52	5,75	4,1	5,5	6,02	4,78	6,55	4,8
Na₂O	4,16	5,34	5,7	3,97	4,42	4,5	4,85	5,45	3,88	5,64	4,26	3,97	4,7	5,5	5	4,76
K₂O	0,62	0,39	0,65	0,43	0,96	0,68	0,67	1,14	1,6	0,9	0,16	0,47	0,47	0,9	0,82	2,37
P₂O₅	0,41	0,27	0,31	0,36	0,38	0,25	0,35	0,46	0,22	0,36	0,31	0,26	0,27	0,38	0,32	0,33
L.O.I.	3,28	3,49	3,11	3,37	2,69	2,5	3,2	3,26	3,82	2,16	6,21	3,6	3,49	2,11	2,77	3,78
Total	99,36	99,34	99,24	99,39	99,29	99,96	99,34	99,84	99,4	99,6	99,5	99,2	100	99,8	99,8	99,6
Rb	12	7	10,5	9,5	10	15,5	11	19	30,5	21	5,3	9,6	12,8	18,4	35	96
Sr	211	179	143	165	197	232	336	235	197	310	69	208	400	192	445	165
Ba	254	180	345	112	442	223	255	325	340	332	53	186	220	547	292	164
Sc	33	41	36	32	41	41	36,5	36	38	40	30	29,5	37,5	35,5	33,5	36
V	305	310	290	235	390	311	306	277	239	320	262	241	330	274	288	310
Cr	350	85	236	355	148	77	216	206	126	226	267	130	190	103	90	103
Co	40	38	44	51	47	36	48	38	67	27	41	59	37	48	29	44
Ni	167	56	98	280	69	51	112	106	91	46	132	206	87	85	53	67
Y	47	33	34,5	30,5	44	36,5	41	48	30,3	46	32,5	27	42	43	43	36
Zr	172	161	192	179	178	160	164	194	148	190	170	130	135	252	280	150
Nb	6,7	4,5	6	6,7	7,5	4,7	7,8	9,5	5,4	6,5	5	4,5	5,3	11,5	10	9
La	13	5,2	5,2	10,5	13,2	8,8	12,6	16,7	8,5	14,7	7,1	7,8	10,1	13,6	13,2	10,4
Ce	33	13	14	27,5	34	23	31	41	20,8	37	19,5	22	27	38,5	38	28
Nd	26,5	13	13,7	20	26	18,5	23	31	17,2	29	19	18	22	28	28	21,7
Sm	7,2	3,8	4,18	5,75	7,05	5,3	6,3	8	4,75	7,45	5,2	4,9	5,85	7	7,5	5,8
Eu	3	1,36	1,2	1,6	2,75	1,92	1,98	2,2	1,37	2,52	1,85	1,32	2,45	2,43	1,92	1,74
Gd	8,1	4,75	5,1	5,95	7,75	5,9	6,6	8,5	5,3	8,35	6,1	5,3	7,1	8	7,8	6,4
Dy	8,2	5,6	5,9	5,95	7,95	6,4	7,3	8,8	5,4	8,2	5,85	5,25	7,25	7,65	8,05	6,55
Er	3,95	3,1	3,2	2,8	3,9	3,3	3,4	4,5	2,9	4,2	3	2,55	3,8	3,8	3,9	3,35
Yb	3,18	2,64	2,9	2,41	3,53	2,88	3,05	3,7	2,22	3,5	2,6	2,02	3,28	3	3,24	3
Th	–	–	–	–	–	–	–	–	0,55	0,9	0,5	0,6	0,65	0,9	1,1	0,65

verdâtre, à texture microgrenue intersertale à sub-ophitique à la base, et microlitique fluidale aphyrique à porphyrique, vers le sommet. Microscopiquement, ce sont des basaltes totalement transformés en minéralogie secondaire du faciès schistes verts (albite, chlorite, actinote, épidote, sphène, calcite et quartz). La conservation des textures magmatiques et les assemblages secondaires indiquent une minéralogie primaire, formée de plagioclase, de clinopyroxène, d'olivine, d'ilménite et d'apatite. Ces

basaltes sont surmontés par des niveaux pyroclastiques de composition rhyolitique, formés d'éléments figurés de natures diverses (cristaux de quartz, feldspath potassique, plagioclase, biotite chloritisée et débris de basaltes), cimentés par une matrice cendreuse fine.

Vingt échantillons collectés dans les deux sites ont été analysés (Tableau 1). La forte intensité des transformations secondaires est soulignée par des pertes au feu élevées (> 2,5 %). Seuls les éléments à faible

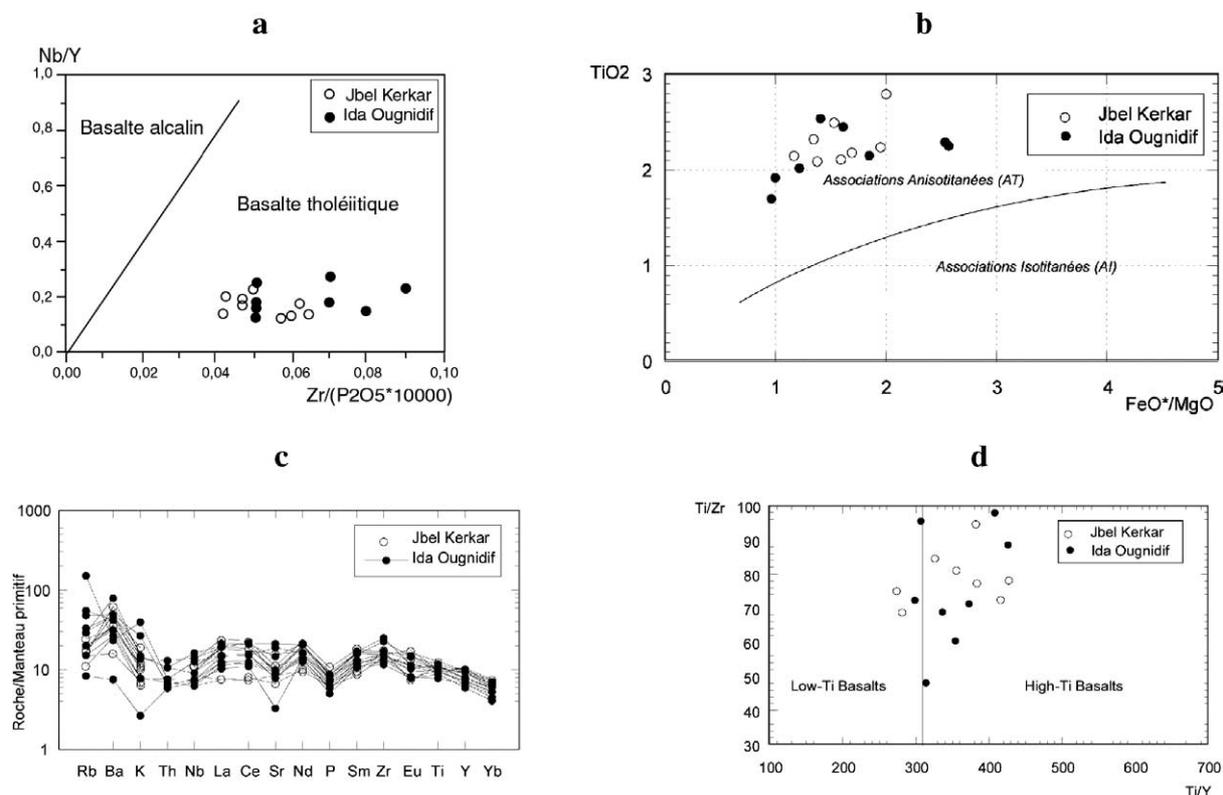


Fig. 2. (a) Position des basaltes de Jbel Kerkar et d'Ida Ougnidif dans le diagramme Nb/Y–Zr/P [30]. (b) Position des basaltes de Jbel Kerkar et d'Ida Ougnidif dans le diagramme TiO_2 – FeO^*/MgO [20], complété par [4]. (c) Spectres normalisés des basaltes de Jbel Kerkar et d'Ida Ougnidif. L'arrangement des éléments et leur normalisation au manteau primitif adoptés sont ceux de [29]. (d) Caractère *high Ti* des basaltes de Jbel Kerkar et d'Ida Ougnidif dans le diagramme Ti/Y vs Ti/Zr [24].

Fig. 2. (a) Position of Jbel Kerkar and Ida Ougnidif basalts in the Nb/Y–Zr/P diagram [30]. (b) Position of the Jbel Kerkar and Ida Ougnidif basalts as deduced from the TiO_2 – FeO^*/MgO plot [20], completed by [4]. (c) Normalized multi-elemental spectra for the Jbel Kerkar and Ida Ougnidif basalts. Places of trace elements and normalization values are from [29]. (d) High-Ti character of Jbel Kerkar and Ida Ougnidif basalts as deduced from the Ti/Y–Ti/Zr plot [24].

mobilité sont alors utilisés pour la discrimination géochimique de ces roches.

Les BJK/IO présentent des caractères géochimiques similaires : (i) les compositions sont caractéristiques de roches basaltiques ; (ii) une albitisation secondaire du plagioclase, qui se traduit chimiquement par un enrichissement en Na_2O et un appauvrissement en CaO, est responsable de la position dans le domaine des trachybasaltes, dans un diagramme alcalins/silice [17], des points représentatifs de certains échantillons ; (iii) les rapports X_{Mg} (0,40 à 0,64), ajoutés à la variabilité des teneurs en Ni (64–280 ppm), Cr (77–355 ppm) et éléments incompatibles, montrent que les magmas ont subi, à des degrés divers, des processus

de fractionnement et/ou de contamination crustale ; (iv) les concentrations en TiO_2 (1,70–2,78 %) et P_2O_5 (0,22–0,46 %) sont comparables à celles des basaltes intraplaques [23].

Dans le diagramme de Nb/Y en fonction de Zr/P [30] (Fig. 2a), puis TiO_2 vs FeO^*/MgO [4,20] (Fig. 2b), les points représentatifs des BJK/IO se disposent dans le domaine des séries tholéiitiques et des associations anisotitanées. Les spectres multi-éléments normalisés au manteau primitif [30] (Fig. 2c) montrent un enrichissement en éléments fortement incompatibles (LILE), un faible fractionnement des terres rares légères par rapport aux terres rares lourdes ($\text{La}/\text{Yb} = 1,79$ – $4,53$), une faible anomalie négative en

Nb ($\text{Th/Nb} = 0,07\text{--}0,13$; $\text{La/Nb} = 0,86\text{--}2,26$), ainsi que des anomalies négatives ou positives en K, Sr et P, plus ou moins marquées. L'anomalie négative en Nb, interprétée comme indicateur de contamination crustale [14], ajoutée à l'absence d'anomalies négatives en Zr et TiO_2 et au faible fractionnement des terres rares légères par rapport aux terres rares lourdes, confirment le caractère tholéiitique et anorogénique des BJK/IO. De même, leur caractère *high-Ti basalts* [24] (Fig. 2d) serait lié à la fusion partielle d'un manteau lithosphérique qui aurait subi une délamination et une dispersion dans l'asthénosphère lors du *rifting*.

4. Discussion et conclusions

Les dépôts fini-Précambrien et Cambrien basal autour du massif de Kerdous sont contrôlés par une importante activité tectonique extensive. À la base, les conglomérats « PIII » sont caractérisés par une grande et brutale variation d'épaisseur et par des galets peu émoussés et très mal classés, remaniant les matériaux du socle sous-jacent. Ce sont des dépôts de pente au pied de reliefs vigoureux nouvellement créés par suite de l'activité de failles normales qui persiste lors des premiers dépôts de la transgression cambrienne (« calcaires inférieurs » et série « lie-de-vin »). C'est en effet au cours du Cambrien inférieur que tout l'Anti-Atlas occidental est affecté par une importante subsidence [5,9], qui ne s'estompe que lors du dépôt de la série « lie-de-vin » [26]. Ces premiers dépôts cambriens marins atteignent ici leur puissance maximale (> 4000 m) et évoluent progressivement vers des dépôts continentaux, moins épais, vers l'Est de l'Anti-Atlas.

De nombreuses manifestations magmatiques accompagnent cet épisode extensif. Les termes volcaniques (BJK/IO) correspondent à des basaltes tholéiitiques et intracontinentaux, contexte compatible avec l'environnement tectono-sédimentaire des formations fini-Précambrien et Cambrien qui bordent le massif de Kerdous. Des vulcanites basiques analogues sont décrites ailleurs dans tout l'Anti-Atlas [1,8,18,31]. Ce cycle volcanique tholéiitique forme la transition entre (i) le premier cycle volcanique de la série de Ouarzazate, à produits ignimbricitiques dominants, intercalés par des horizons de roches andésitiques et basiques à caractère calco-alcalin immature [6], produits tar-

difs de la subduction panafricaine [19,31], et (ii) un troisième cycle formé de coulées ignimbricitiques et rhyolitiques à caractères de magmas alcalins intra-plaques qui coiffent le Précambrien terminal et continuent à se manifester au Cambrien basal (volcanisme de Jbel Boho) [13]. Les pyroclastites rhyolitiques situées au sommet des BJK sont à associer à ce cycle. À l'échelle de l'Anti-Atlas, on note l'importance volumétrique des phénomènes volcaniques orogéniques calco-alcalins sur la zone mobile panafricaine au nord-est, alors que vers le sud-ouest se développe le magmatisme tholéiitique et alcalin associé au *rifting* intra-continental.

D'autres manifestations similaires apparaissent plus au nord, dans la Meseta centrale [22] et dans le Haut Atlas occidental, où s'est mis en place, en contexte extensif intracontinental, un volcanisme basique à acide avec pyroclastites abondantes et coulées basaltiques tholéiitiques [2,3]. L'étendue de ce magmatisme post-orogénique montre que tous ces domaines constituent une large province tholéiitique de type « Continental Flood Basalts-CFB » [31], contemporaine de l'extension crustale qui affecte la bordure nord-ouest du craton Ouest-Africain au Protérozoïque terminal et qui annonce l'ouverture de l'océan Iapetus [12,28].

Par ailleurs, la géométrie des différentes failles d'effondrement qui délimitent le socle de la couverture de Kerdous (Fig. 1b) suggère une disposition pseudo-concentrique autour de noyaux de socle en forme de dômes, qui voient ainsi leurs bordures se disloquer. Des études sont en cours pour préciser les relations entre l'extension décrite ici dans la couverture et la structuration interne du socle métamorphique.

Remerciements

Le financement des analyses chimiques, faites à l'université de Brest, a été assuré par la société Managem. Les auteurs remercient J. Bébien et un rapporteur anonyme pour les corrections qu'ils ont apportées au texte.

Références

- [1] A. Bajja, Nouvelles données pétrographiques et géochimiques sur les formations volcaniques précambriennes du Jbel Saghro

- (Anti-Atlas marocain), basaltes en coussin du PIII et volcanites de la série de Ouarzazate (PIII), thèse, université Nancy-1, 1986, 225 p.
- [2] L. Badra, A. Poucllet, A.E. Prost, J.-C. Touray, Mise en évidence d'une extension intra-plaque tardi-panafricaine d'intérêt métallogénique dans le Haut Atlas occidental (Maroc), C. R. Acad. Sci. Paris, Ser. II 314 (1992) 703–709.
- [3] A. Barakat, Ch. Marignac, M. Bouabdelli, Les dykes basiques du massif ancien de l'Ourika (Atlas de Marrakech, Maroc) : géochimie et signification, C. R. Acad. Sci. Paris, Ser. IIA 334 (2000) 827–833.
- [4] J. Bébien, Magmatismes basiques dits « orogéniques » et « anorogéniques » et teneurs en TiO₂ : les associations « isotitanées » et « anisotitanées », J. Volcanol. Geotherm. Res. 8 (1980) 337–342.
- [5] F. Benzaiane, E.A. Prost, A. Yazidi, Le passage du Précambrien au Cambrien précoce volcanique et sédimentaire de l'Anti-Atlas oriental ; comparaison avec l'Anti-Atlas occidental, Bull. Soc. géol. France (7) XXV (4) (1983) 549–556.
- [6] C. Boyer, C. Chikhaoui, M. Dupuy, M. Leblanc, Le volcanisme calco-alcalin précambrien terminal de l'Anti-Atlas (Maroc) et ses altérations, Interprétation géodynamique, C. R. Acad. Sci. Paris, Ser. D 287 (1978) 427–430.
- [7] R. Charlot, Caractérisation des événements éburnéens et panafricains dans l'Anti-Atlas marocain. Apport de la méthode géochronologique Rb/Sr, thèse, université de Rennes, 1978, 220 p.
- [8] B. Chebbaa, Métallogénie du cuivre associé aux roches volcaniques d'âge Précambrien III supérieur dans l'Anti-Atlas marocain : exemple d'Assif Imider et d'Issougri, thèse, université de Lausanne, 1996, 235 p.
- [9] G. Choubert, Histoire géologique du Précambrien de l'Anti-Atlas, tome 1, Notes Mém. Serv. Géol. Maroc 162 (1963) 1–352.
- [10] G. Choubert, A. Faure-Muret, Carte géologique du massif de Kerdous (Ait Baha–Tanalt–Anzi–Tafraout) au 1/200 000^e, 1972.
- [11] N. Clauer, Géochimie isotopique du strontium des milieux sédimentaires. Application à la géochronologie de la couverture du craton ouest-africain, Sciences géologiques, Mémoire n° 45, 1976, 227 p.
- [12] M. Doblaz, J. Lopez-Ruiz, J.-M. Cebria, N. Youbi, E. Degroote, Mantle insulation beneath the West African craton during the Precambrian–Cambrian transition, Geology 30 (9) (2002) 839–842.
- [13] J. Ducrot, J.R. Lancelot, 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 (1977) 2771–2777.
- [14] C. Dupuy, J. Dostal, Trace element of some continental tholeiites, Earth Planet. Sci. Lett. 67 (1984) 61–69.
- [15] B. Hassenforder, La tectonique panafricaine et varisque de l'Anti-Atlas dans le massif de Kerdous (Maroc), thèse d'État, université Louis-Pasteur, Strasbourg, 1987, 249 p.
- [16] K. Hefferan, J.A. Karson, A. Saquaque, Proterozoic collisional basin in a Pan-African suture zone, Anti-Atlas Mountains, Morocco, Precambrian Res. 54 (1992) 295–319.
- [17] M.J. Le Bas, R.W. Le Maitre, A. Streckeisen, B.A. Zanetti, chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram, J. Petrol. 27 (3) (1986) 745–750.
- [18] M. Leblanc, Appareil ignimbrétique et minéralisation cuprifère : Alous (Anti-Atlas, Maroc), Miner. Deposita 21 (1986) 129–136.
- [19] M. Leblanc, J.R. Lancelot, Interprétation géodynamique du domaine panafricain (Précambrien terminal) dans l'Anti-Atlas (Maroc) à partir de données géologiques et géochronologiques, Can. J. Earth Sci. 17 (1980) 142–155.
- [20] A. Miyashiro, Volcanic rocks series in island arcs, continental margins, Am. J. Sci. 274 (1974) 321–355.
- [21] H. Nachit, P. Barbey, J. Pons, J.-P. Burg, L'Éburnéen existe-t-il dans l'Anti-Atlas occidental marocain ? L'exemple du massif de Kerdous, C. R. Acad. Sci. Paris, Ser. IIA 322 (1996) 677–683.
- [22] H. Ouali, B. Briand, J.-L. Bouchardon, P. Capiez, Le volcanisme cambrien du Maroc central : implications géodynamiques, C. R. Geoscience 335 (2003) 425–433.
- [23] J.A. Pearce, Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries, in : R.S. Thorpe (Ed.), Andesites, John Wiley & Sons, New York, 1982, pp. 525–548.
- [24] D.W. Peate Hawke, C.J. Sworth, M.S. Mantavoni, N.W. Rogers, S.P. Turner, Petrogenesis and stratigraphy of the high Ti/Y Urubici magma type in the Parana flood basalt province and implications for the nature of 'Dupal'-type mantle in the South Atlantic region, J. Petrol. 40 (3) (1999) 251–273.
- [25] A. Piqué, M. Bouabdelli, A. Soulaïmani, N. Youbi, M. Illiani, Les conglomérats PIII (Néoprotérozoïque supérieur) de l'Anti-Atlas (Sud du Maroc) : molasses panafricaines, ou marqueurs d'un *rifting* fini-protérozoïque ?, C. R. Acad. Sci. Paris, Ser. IIA 328 (1999) 1017–1024.
- [26] A. Soulaïmani, Interactions socle/couverture dans l'Anti-Atlas occidental (Maroc) : *rifting* fini-Protérozoïque et orogénèse hercynienne, thèse d'État, université de Marrakech, Maroc, 1998, 214 p.
- [27] A. Soulaïmani, A. Piqué, M. Bouabdelli, La série du PII³ de l'Anti-Atlas occidental (Sud marocain) : un olistostrome à la base de la couverture post-panafricaine PIII du Protérozoïque supérieur, C. R. Acad. Sci. Paris, Ser. IIA 332 (2001) 121–127.
- [28] A. Soulaïmani, M. Bouabdelli, A. Piqué, L'extension continentale au Néo-Protérozoïque supérieur-Cambrien inférieur dans l'Anti-Atlas (Maroc), Bull. Soc. géol. France 174 (1) (2003) 83–92.
- [29] S.S. Sun, W.F. Mc Donough, Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes, in : A.D. Saunders, M.J. Norry (Eds.), Magmatism in the Ocean Basins, Geol. Soc. Lond. Spec. Publ. 42 (1989) 313–345.
- [30] J.A. Winchester, P.A. Floyd, Geochemical magma type discrimination. Application to altered and metamorphosed basic igneous rocks, Earth Planet. Sci. Lett. 28 (1976) 459–469.
- [31] N. Youbi, Le volcanisme « post-collisionnel » : un magmatisme intraplaque relié à des panaches mantelliques. Étude volcanologique et géochimique. Exemples d'application dans le Néoprotérozoïque terminal de l'Anti-Atlas et le Permien du Maroc, thèse d'État, université de Marrakech, 1998, 737 p.