

Caractérisation du magmatisme Protérozoïque supérieur en Afrique de l'ouest et implications géodynamiques : des rifts intracratoniques au Panafricain?

P. L. DUPONT ET H. LAPIERRE

Laboratoire de Pétrologie, Université de Nancy I, B.P. 239, 54506 Vandoeuvre les Nancy CEDEX France

M. GRAVELLE

Laboratoire de géologie structurale et GIS «Océanologie et Géodynamique», Faculté des sciences, 6, avenue Le Gorgeu, 29287 CEDEX France

ET

J. M. BERTRAND

Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques, B.P. 20, 54506 Vandoeuvre les Nancy CEDEX France

Reçu le 3 décembre 1985

Révision acceptée le 26 juin 1986

L'étude des caractéristiques pétrographiques, minéralogiques et chimiques des métavolcanites d'âge protérozoïque supérieur incluses dans les séries de Termessé et de Niokolo Koba – Koulountou (Mauritanides méridionales) d'une part et dans la série de Timesselsarsine (Hoggar occidental, Algérie) d'autre part permet une première reconstitution des environnements géodynamiques qui contrôlèrent l'évolution des chaînes panafricaines en Afrique de l'ouest. Les coulées volcaniques et les pyroclastites associées, métamorphisées dans les conditions du faciès schiste vert, sont interstratifiées dans des métasédiments détritiques et carbonatés, indiquant un milieu de dépôt marin, instable, proche de la marge.

L'association de laves tholéitiques à affinité océanique légèrement enrichies en LREE et de basaltes à affinité alcaline plus riches en TiO_2 , Zr, Nb et LREE annoncerait un «rifting» avec expansion limitée en domaine intracontinental. L'absence de complexes ultrabasiques – basiques dans les Mauritanides méridionales et leur présence au Hoggar font penser que l'océanisation était plus importante en allant du sud vers le nord.

Au Hoggar, la fermeture du rift se marque, au sein même de l'unité de Timesselsarsine, par un volcanisme calco-alcalin de type marge active. Au Sénégal et en Guinée, le même type de volcanisme, marquant la fermeture et la collision continentale (unités de Niokolo Koba – Koulountou), est plus récent que les séries alcalines et tholéitiques. La fermeture semble donc plus précoce au Hoggar que dans les Mauritanides du sud.

The main petrological, mineralogical, and geochemical features of the metavolcanites belonging to the Late Proterozoic tectono-sedimentary units of southern Mauritanides (Termessé and Niokolo Koba – Koulountou) and western Hoggar, Algeria (Timesselsarsine), permit a reconstruction of the geodynamic environment that controlled the evolution of the Pan-African ranges of western Africa. Flows and pyroclastic beds metamorphosed under greenschist-facies conditions are interbedded within detritic and carbonate platform sediments, suggesting an unstable environment in the vicinity of a continental margin.

The association of oceanic tholeiites slightly enriched in LREE and basalts more enriched in TiO_2 , Zr, Nb, and LREE displaying alkalic affinities suggests intracontinental rifting succeeded by expansion. The lack of ultrabasic – basic complexes (oceanic paleosutures) in southern Mauritanides and their occurrence in the Hoggar suggest that the opening was bigger in the north than in the south.

The later calc-alkalic sequences of the Niokolo Koba – Koulountou units are tectonically associated with the Termessé unit. In the Timesselsarsine unit, calc-alkalic acid rocks coexist with the basic lavas previously mentioned. Thus, the closure of the rift related to a continental collision appears to be later in southern Mauritanides than in the Hoggar.

Can. J. Earth Sci. 24, 96–109 (1987)

Introduction

La caractérisation du magmatisme est essentielle pour la reconstitution des contextes géodynamiques contrôlant le dépôt et l'évolution tectono-métamorphique des séries géologiques récentes. Grâce aux progrès des méthodes analytiques, ceci peut être appliqué à l'étude d'événements anciens, comme le(s) magmatisme(s) d'âge protérozoïque supérieur en Afrique de l'ouest, dans deux secteurs clefs situés sur le bord du craton ouest-africain (fig. 1). Il s'agit, d'une part, de la partie sud de la chaîne des Mauritanides à la frontière sénégal-guinéenne, et d'autre part, du rameau oriental de la chaîne pharusienne du Hoggar occidental en Algérie.

Le but de ce travail est de présenter une vision plus globale du volcanisme panafricain (Protérozoïque supérieur à terminal) à l'échelle de l'Afrique de l'ouest. Les méthodes utilisées sont d'ordre pétrographique, minéralogique et géochimique. Les phénomènes métamorphiques, même légers, subis par les

roches impliquent des variations des teneurs en Ca, Na, K et parfois Mg. De ce fait, nous n'utiliserons que des diagrammes faisant intervenir les éléments réputés stables pendant les processus d'altération, en particulier Ti, V, Nb, Zr et REE.

Le magmatisme panafricain dans les Mauritanides

Cadre géologique général

La chaîne mobile panafricaine des Mauritanides, qui borde à l'ouest le craton ouest-africain, a été remobilisée et réactivée à l'Hercynien (Calédonien). Sa complexité conduit à la diviser en trois grands tronçons. Au nord, le tronçon du Zemmour – Tiferchaï (Maroc) révèle une tectonique tangentielle affectant une couverture du Paléozoïque inférieur plissée jusqu'au Frasnien (Sougy 1962; Bronner *et al.* 1983). Le rameau central ou arc Bakel – Akjoujt (Mauritanie) montre une superposition de plusieurs événements tectoniques du Précambrien à l'Hercynien. Pour Lille (1967) et Chiron (1973), il s'agit d'une

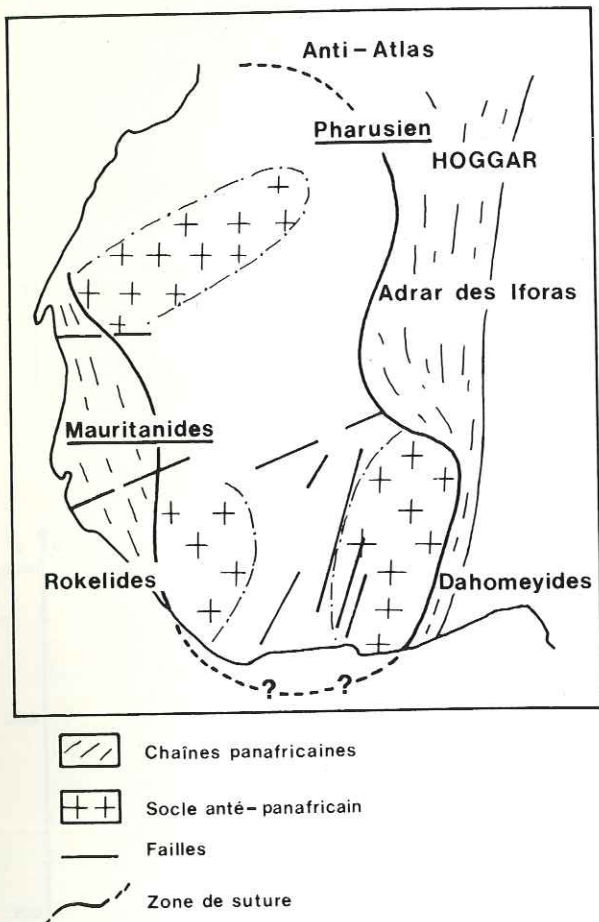


FIG. 1. Schéma des provinces structurales majeures au Panafricain en Afrique de l'ouest.

chaîne précambrienne autochtone. Dia *et al.* (1974), puis Lécorché (1980), y reconnaissent des événements tectoniques post-dévonien, et Lepage (1983) retrouve une tectonique tangentielle fini-Précambrien à l'extrémité sud du rameau. Le tronçon sud (Sénégal et Guinée) est formé de deux branches plissées divergentes (fig. 2) : (i) la branche orientale des Bassaris (unités de Termessé et de Guinguan) recouverte à l'est par le groupe sédimentaire de Mali et (ii) la branche occidentale de la Koulountou (unités de Niokolo Koba - Koulountou au nord et de Forecariah au sud). Les prolongements de la chaîne vers le sud restent hypothétiques. L'unité gneissique et amphibolitique de Forecariah, considérée comme un substratum archéen ou birrimien remobilisé au Panafricain (Villeneuve 1984), est comparable aux groupes de Kasila, Kenema et Marampa, datés entre 2700 et 2100 Ma (Williams et Williams 1976; Williams 1978) en Sierra Leone. De même une comparaison est possible entre la couverture protérozoïque supérieur des Mauritanides méridionales et une partie de la série de Rokel River (Culver et Williams 1979), en particulier entre les formations volcaniques des Monts Kasewe et celles des Monts Binia appartenant au groupe de la Kolenté (équivalent du groupe de Mali).

Le manque de datations ne nous permet pas de donner un âge précis pour l'édification de la chaîne. Néanmoins, elle s'est réalisée certainement après la stabilisation du socle cristallin du Sénégal oriental (boutonnière de Kédougou) après 2000 Ma (Bassot *et al.* 1963) et vraisemblablement aux environs de 1000 Ma, avant des dépôts glaciaires éocambriens (650-

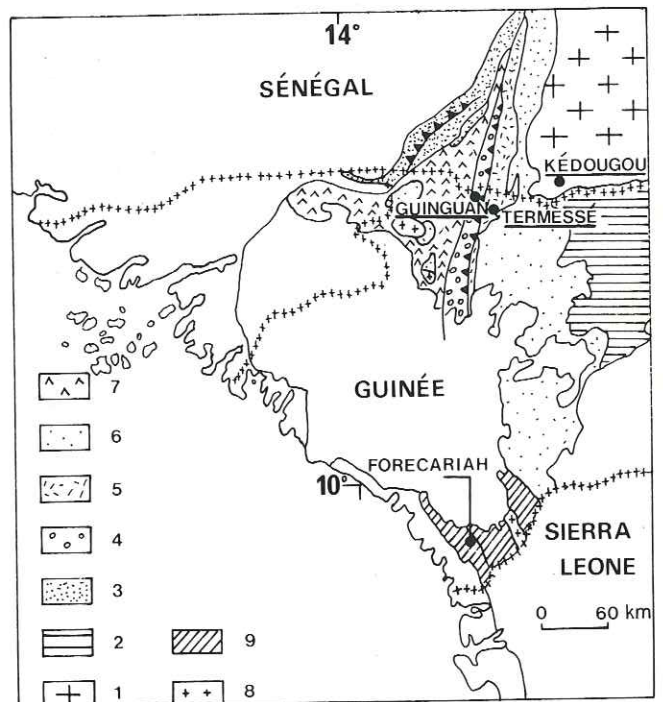


FIG. 2. Schéma géologique du tronçon sud des Mauritanides (d'après Villeneuve 1980). (1) Substratum protérozoïque inférieur et moyen. (2) Groupe de Madina Kouta. (3) Unités de Niokolo Koba - Koulountou. (4) Unité de Guinguan. (5) Unité de Termessé. (6) Groupe de Mali. (7) Groupe de Youkounkoun. (8) Granites et (9) gneiss et amphibolites de l'unité de Forecariah.

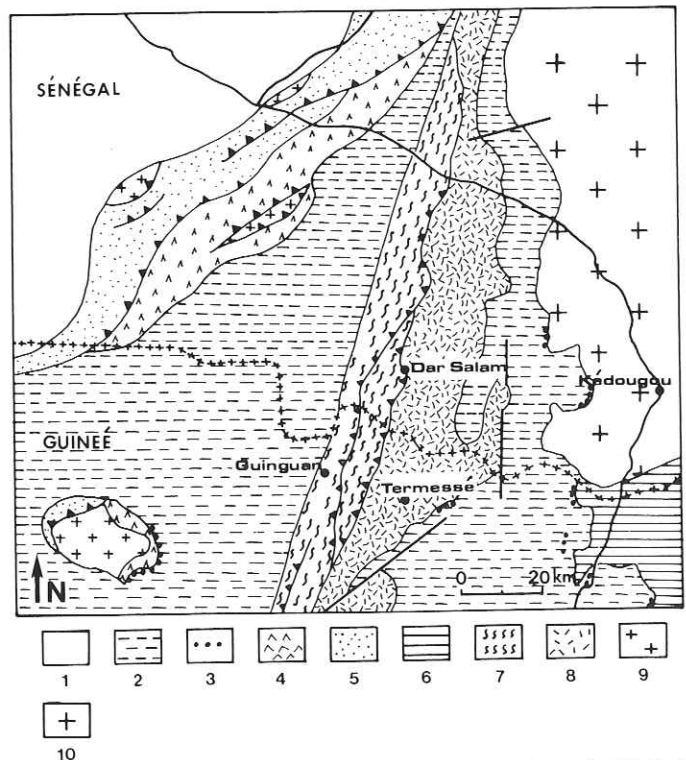


FIG. 3. Schéma géologique des Mauritanides au sud-est du Sénégal et au nord de la Guinée (d'après Villeneuve 1982). (1) Bassins côtiers du Tertiaire et du Quaternaire. (2) Couverture paléozoïque. (3) Tillite du Protérozoïque supérieur. (4, 5) Unités de Niokolo Koba - Koulountou. (6) Groupe de Madina Kouta. (7) Unité de Guinguan. (8) Unité de Termessé. (9) Socle remobilisé au Panafricain. (10) Socle birrimien.

TABLEAU 1. Analyses représentatives des métavolcanites tholéitiques des unités de Timesselsarsine (Hoggar) et de Termessé (Mauritanides)

	Timesselsarsine				Termessé			
	H81P75	H85P97	H93P13	H91P18	1178g	1176b	1175	1174b
SiO ₂	48,23	49,69	52,55	53,79	42,57	43,75	49,68	51,41
Al ₂ O ₃	12,80	14,68	17,08	16,41	14,89	11,73	14,53	13,45
Fe ₂ O ₃ ^T	16,32	11,45	9,86	9,16	13,41	12,61	10,91	13,79
MnO	0,25	0,19	0,20	0,15	0,19	0,19	0,17	0,20
MgO	5,66	5,94	6,00	4,15	4,89	8,93	5,54	4,10
CaO	6,25	8,76	8,18	7,97	9,04	11,14	10,52	6,69
Na ₂ O	3,86	2,99	3,03	2,71	3,59	2,83	4,09	5,35
K ₂ O	1,29	0,75	0,37	1,48	1,20	0,37	0,17	0,28
TiO ₂	2,88	2,42	1,11	1,15	3,22	2,80	1,48	1,90
P ₂ O ₅	0,62	0,40	0,16	0,12	n.a.	0,38	n.a.	n.a.
PF	2,00	1,67	1,83	1,87	6,81	4,76	2,88	2,51
Total	99,79	98,94	100,37	98,96	99,81	99,49	99,97	99,68
Cr	51	324	115	143	88	594	119	37
Ni	50	140	59	95	99	266	67	35
V	358	324	263	234	243	286	348	452
Zr	230	160	87	126	213	203	78	106
Nb	34	15	7	7	46	30	7	8
Y	32	32	23	26	31	29	31	36
Mg/(Mg+Fe ²⁺)	0,41	0,51	0,55	0,47	0,42	0,59	0,50	0,37
La	32,52	11,19	9,20	13,15	36,78	21,88	7,75	8,96
Ce	71,38	34,54	22,37	32,35	75,26	53,99	18,69	22,47
Nd	39,51	20,45	12,48	17,70	37,72	28,13	11,46	14,55
Sm	8,89	5,59	2,95	4,33	8,17	6,98	3,17	4,13
Eu	2,92	1,86	1,03	1,20	2,75	2,05	1,24	1,50
Gd	7,29	5,23	2,93	3,98	7,00	6,43	3,80	4,56
Dy	5,57	5,01	2,88	3,63	5,80	4,83	4,10	5,10
Er	2,26	2,34	1,36	1,80	2,33	2,30	2,19	2,89
Yb	1,88	2,18	1,54	1,98	1,78	1,76	2,22	3,01

NOTA : PF, perte au feu; n.a., non analysé.

600 Ma) situés au sommet du groupe de Madina Kouta (Villeneuve 1984). En effet, si aucune datation n'a pu être effectuée dans les unités orientales (Termessé et Guinguan), ces dernières sont supposées contemporaines de la transgression de la base du groupe de Madina Kouta sur le groupe continental de Ségou, c'est à dire plus récentes que 1020 Ma (Bassot *et al.* 1963). Des âges, compris entre 820 ± 25 et 683 ± 18 Ma (Bassot et Caen-Vachette 1983) et représentant les dernières manifestations magmatiques dans la chaîne, ont, par contre, été obtenus dans la zone occidentale. Bassot et Caen-Vachette (1983) estiment que les rhyolites de Niokolo Koba sont postérieures à un des granites daté à 683 ± 18 Ma. On peut donc en conclure que l'édification de la chaîne s'est terminée entre 680 et 650 Ma.

Au Sénégal oriental et au nord de la Guinée, Villeneuve (1980, 1982, 1984) distingue, au niveau de la divergence des deux rameaux sus-nommés, trois grandes unités structurales, en bordure d'un avant-pays, partie du bouclier ouest-africain (boutonnière de Kédougou) et qui sont d'est en ouest (fig. 3) :

(i) L'unité de Termessé (1000 m), constituée d'une alternance de basaltes massifs, parfois en coussins, associés à des lapilli tufs, à des jaspes, à de puissants niveaux cinéritiques, à des intercalations dolomitiques centimétriques et à des argilites contenant des passées de galets striés d'origine glaciaire. Des plis P₁, isoclinaux, métriques, fréquemment cisailés, de direction nord-nord-est et à schistosité de plan axial de type

fracture, fortement pentée vers l'ouest ou l'est, sont repris par des plis P₂, droits, ouverts, de direction nord-sud (Villeneuve 1984).

(ii) L'unité de Guinguan, comportant un groupe inférieur (2000 m) formé de metabasaltes associés à des micaschistes, amphibolites et amphibolites et un groupe supérieur, moins épais, comprenant des grès et des tuffites felsiques. Du point de vue tectonique, on observe la reprise de plis P₁, isoclinaux, souvent couchés, à schistosité de plan axial de type flux et d'axes nord-est-sud-ouest par des plis P₂, ouverts, symétriques ou déjetés vers l'est, avec une schistosité de plan axial de type fracture (Villeneuve 1984).

(iii) Les unités de Niokolo Koba, où les laves (basaltes à rhyolites) sont associées à des pyroclastites ignimbritiques, à des jaspes et à des granites, et de la Koulountou où dacites et rhyolites sont associées à des pyroclastites et à des métasédiments (micaschistes, chloritoschistes, quartzites). Des plis P₁ métriques, droits à déversés, de type isoclinal, d'axes nord-est-sud-ouest à est-nord-est-ouest-sud-ouest ont été décrits dans le matériel volcano-détritique. Ils sont repris par des plis P₂, isoclinaux, mais déversés ou couchés vers l'est et, admettant une schistosité de flux nord-nord-est-sud-sud-ouest, de pendage variable; ces structures sont souvent recoupées par une schistosité de type fracture, sub-verticale et de direction nord-sud à nord-nord-est-sud-sud-ouest (Villeneuve 1984).

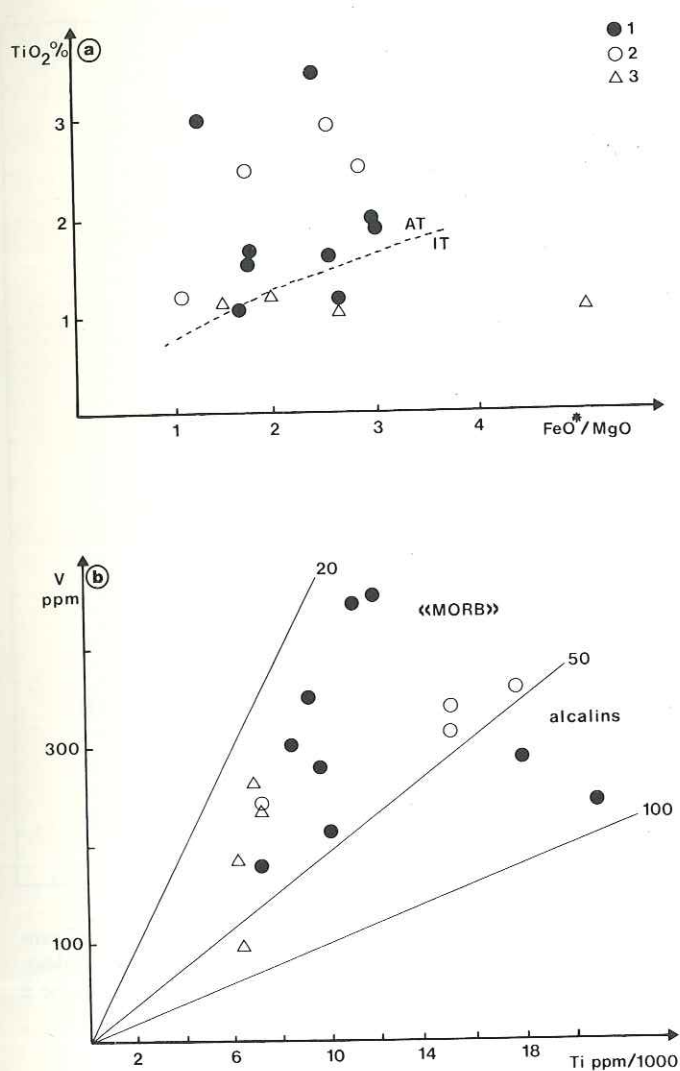


FIG. 4. (a) Variation de TiO_2 en fonction de FeO^*/MgO (Miyashiro 1974). AT, domaine anisotitané; IT, domaine isotitané (Bébian 1980). (b) Variation de V ppm en fonction de $Ti\ ppm/1000$ (Shervais 1982); 20, 50 et 100 sont des lignes à rapport Ti/V constant. (1) Basaltes de l'unité de Termessé (Mauritanides) (2) Basaltes et (3) «andésites» de l'unité de Timesselarsine (Hoggar).

Pétrographie des métavolcanites

Au sein de l'unité de Termessé, un ensemble volcanique à dominante basaltique et un ensemble volcano-détritique ont été définis (Dupont *et al.* 1984). Toutes ces formations sont affectées par un métamorphisme faible, développant des paragenèses caractéristiques du sous-faciès schiste vert à chlorite (albite, chlorite \pm épidote \pm quartz \pm calcite). Tous les minéraux magmatiques primaires ont disparu sauf le clinopyroxène. Le plagioclase est albitisé et séricité.

Deux types principaux de basaltes ont été reconnus : le premier regroupe des roches à texture intersertale au sens large (intersertale, sub-doléritique, porphyrique); les lattes de plagioclase inframillimétriques à millimétriques formant la mésotase peuvent s'associer entre elles en gerbes ou en touffes et indiquer une texture de trempe, caractéristique d'une mise en place sous-aquatique. Le clinopyroxène, en microlites ou en phénocristaux, est chloritisé ou ouralitisé. Les opaques (non déterminés) sont disséminés dans la mésotase. Le quartz, en microcristaux interstitiels ou en inclusions dans le plagioclase,

est secondaire. Epidote et chlorite sont dispersées dans la mésotase. Les basaltes plus porphyriques renferment des pseudomorphoses d'olivine. Les phénocristaux de clinopyroxène et de plagioclase baignent dans une mésotase fine.

Le second type de basalte diffère du précédent par des textures plus fluidales, où les microlites de plagioclase sont orientés et où la mésotase, peu abondante, est calcitisée et piquetée d'oxydes.

Les pyroclastites sont (i) soit des lapilli tufs, monogéniques, à fragments anguleux de basaltes intersertaux (*s.l.*) et à ciment calcaire, ou polygéniques, à fragments basaltiques divers et à ciment très fin, proche d'un verre recristallisé; (ii) soit des cinérites, constituées en grande partie de quartz et de rares cristaux de plagioclase altérés.

Les épicroclastites sont (i) soit des grès à ciment calcaire ou cryptocristallin partiellement recristallisé en quartz; (ii) soit des silts à esquilles de quartz et de plagioclase, dans un ciment silico-argileux contenant des débris de verre.

Les laves et pyroclastites de l'unité de Guinguan présentent des paragenèses de type schiste vert profond (actinote/trémolite, chlorite, épidote, quartz, calcite) ou de type amphibolite (hornblende verte, épidote, chlorite, quartz, calcite). La schistosité y est largement développée, et aucun minéral magmatique primaire n'est conservé. Le manque d'échantillons et de données géochimiques, nous empêche d'étudier en détail cette unité.

Les unités de Niokolo Koba et de la Koulountou, à l'ouest des précédentes, se distinguent par la dominance des faciès plutoniques sur les faciès volcaniques. Nous nous limiterons ici à l'étude des volcanites et des pyroclastites. Le métamorphisme de type schiste vert ayant affecté ces formations implique une albitisation du plagioclase et une ouralitisation du clinopyroxène.

Les basaltes, porphyriques ou à texture de trempe, montrent une association des micro- ou phénocristaux de plagioclase au clinopyroxène (diopside) et aux spinelles. Zircon et apatite sont en inclusions dans le feldspath. La mésotase, piquetée d'oxydes, est finement cristallisée.

Dans les andésites, le plagioclase possède deux habitus : les microlites soulignent une texture fluidale, alors que les phénocristaux sont plutôt associés en gloméroprophyres. L'amphibole montre un processus de résorption marqué par un liseré de minéraux opaques autour des cristaux, ainsi qu'une rétro-morphose en épidote, oxydes et quartz. La mésotase est riche en séricite.

Les dacites présentent une texture porphyrique soulignée par l'abondance du plagioclase en grandes lattes. L'amphibole et la biotite sont souvent silicifiées. La mésotase, recristallisée en quartz et feldspath, inclut de nombreuses paillettes d'oxydes, d'épidote et de séricite.

Les rhyolites sont remarquables par l'abondance des phénocristaux de quartz et d'orthose. Le plagioclase y est corrodé et fracturé. Biotite et amphibole sont en cristaux millimétriques. Séricite, calcite et épidote, abondantes dans la pâte, se moulent sur les phénocristaux et déterminent une texture pseudo-fluidale.

Les ignimbrites sont les faciès dominants parmi les roches pyroclastiques associées aux laves felsiques. Elles montrent des processus de dévitrification. Des flammes centimétriques entièrement recristallisées et des échardes vitreuses plissotées soulignent une texture pseudo-fluidale eutaxitique autour des microphénocristaux de feldspath alcalin ou calco-sodique, d'amphibole et de biotite à inclusions de zircon. La mésotase,

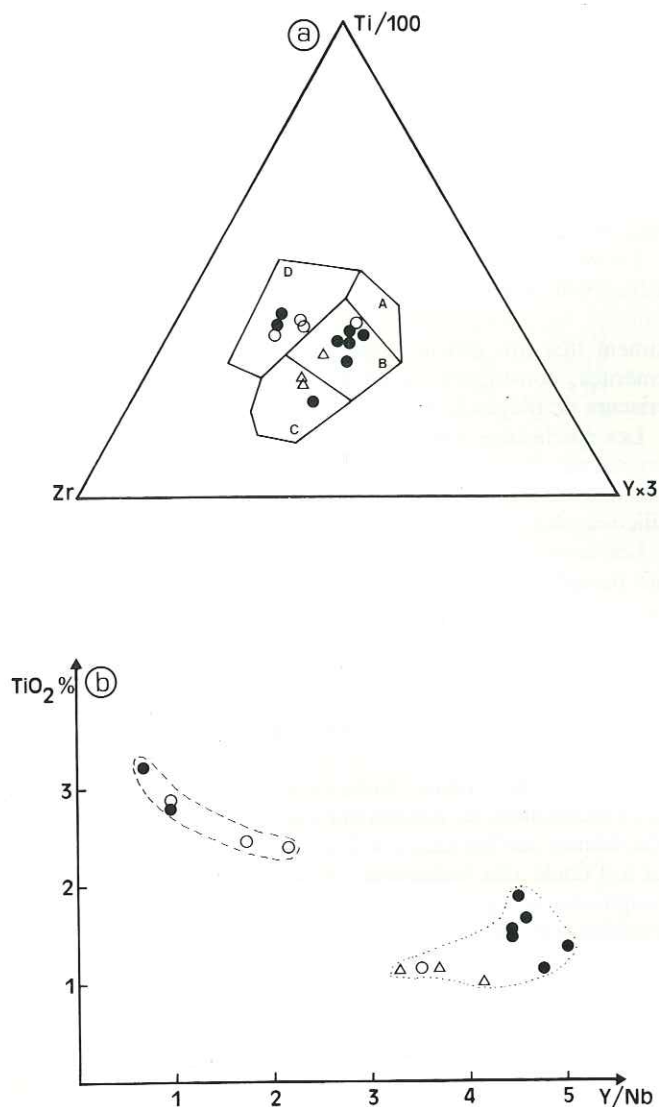


FIG. 5. (a) Diagramme (Ti/100)-Zr-(Y×3) (Pearce et Cann 1973); A + B, tholéïtes pauvres en K₂O; C + B, basaltes calco-alcalins; D, basaltes continentaux ou d'îles océaniques. (b) Variation de TiO₂ en fonction de Y/Nb (Floyd et Winchester 1975). Tireté, champ des basaltes à affinité alcaline; pointillé, champ des tholéïtes à affinité océanique. Mêmes symboles qu'en figure 4.

cryptocristalline, est envahie par des smectites et des oxydes.

Les lapilli tufs polygéniques et les cinérites restent des constituants mineurs de la série.

Chimisme des métavolcanites

L'étude géochimique qui suit ne concernera que les laves les moins métamorphisées, celles des unités de Termessé et de Niokolo Koba - Koulountou.

Métavolcanites de Termessé (tableau 1)

Dans le diagramme TiO₂-FeO*/MgO (fig. 4a) (Miyashiro 1974), l'unité de Termessé, tholéïtique, est globalement anisotitanée (Bébién 1980). Cependant deux familles de points sont à distinguer. L'une, dont les teneurs en TiO₂ sont inférieures à 2%, a des rapports Ti/V compris entre 25 et 47 caractéristiques, selon Shervais (1982), des séries de type océanique (fig. 4b). L'autre, dont les teneurs en TiO₂ sont supérieures à 2,5%, a des rapports Ti/V plus élevés, qui,

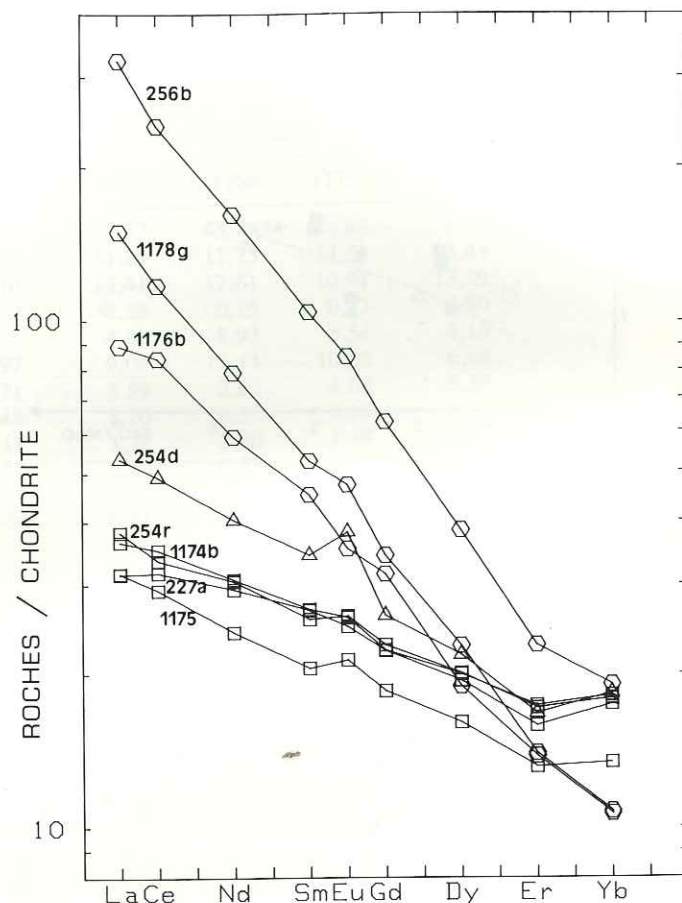


FIG. 6. Spectres de terres rares normalisées aux chondrites (Even-ssen *et al.* 1978) des métavolcanites de Termessé (Mauritanides). Carrés, basaltes à affinité océanique; triangle, basalte andésitique à affinité océanique; hexagones, basaltes à affinité alcaline.

d'après cet auteur, sont caractéristiques des séries transitionnelles ($35 < \text{Ti/V} < 70$) ou alcalines ($50 < \text{Ti/V} < 100$). Les tholéïtes enrichies en TiO₂ le sont aussi en Zr, Nb et dans le diagramme (Ti/100)-Zr-(Y×3) (fig. 5a) (Pearce et Cann 1973), elles présentent des affinités avec les basaltes continentaux ou d'îles océaniques, alors que les tholéïtes océaniques moins riches en TiO₂, en Zr (< 110 ppm), en Nb (< 10 ppm) occupent bien le champ des laves abyssales. Sur le diagramme TiO₂-(Y/Nb) (fig. 5b) (Floyd et Winchester 1975), la coexistence de deux lignées magmatiques est confirmée au sein de l'unité de Termessé, puisque les basaltes à tendance alcaline ont des rapports Y/Nb (< 2) plus faibles que ceux des tholéïtes océaniques ($3 < \text{Y/Nb} < 5$). Ces dernières montrent des spectres de terres rares sub-plats (fig. 6), mais faiblement enrichis en terres rares légères ($1,81 < \text{Ce}_N/\text{Yb}_N < 1,98$). Par contre les basaltes à affinité alcaline sont fortement enrichis en terres rares légères et un peu appauvris en terres rares lourdes ($7,94 < \text{Ce}_N/\text{Yb}_N < 10,94$).

La distinction de deux séries géochimiques, au sein de l'unité de Termessé, est confirmée par l'analyse, à la microsonde automatisée, de différents cristaux de clinopyroxène pris, d'une part, dans un basalte à clinopyroxène et olivine transformée (n° 1175) et un basalte porphyrique à clinopyroxène (n° 1175b) à affinité océanique, d'autre part, dans un basalte à texture fluidale (n° 1178g) à affinité alcaline. Les écarts de composition entre coeurs et bordures ne sont pas

TABLEAU 2. Analyses représentatives de clinopyroxènes des basaltes de Termessé (Mauritanides du sud)

	1178g			1175			1174b		
	a	b	c	d	e	f	g	h	i
SiO ₂	46,58	46,03	50,01	50,63	51,08	53,76	52,78	51,61	51,20
TiO ₂	2,49	2,94	1,75	0,73	0,68	0,34	0,71	0,73	0,82
Al ₂ O ₃	8,37	8,28	3,58	4,88	4,70	2,04	4,19	2,60	2,87
FeO	8,05	8,43	7,28	5,98	6,27	7,49	7,73	7,58	10,44
MnO	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0,17	0,35	0,33	0,36
MgO	13,04	12,97	14,65	15,56	15,72	18,54	16,12	15,76	16,48
CaO	20,85	21,25	21,49	21,38	20,74	17,97	17,52	20,84	17,32
Na ₂ O	0,63	0,60	0,42	0,17	0,29	0,20	0,55	0,55	0,76
Cr ₂ O ₃	n.d.	n.d.	n.d.	0,19	0,33	0,40	n.d.	n.d.	n.d.
Total	100,07	100,50	99,18	99,52	99,83	100,99	99,95	100,00	100,25
Formules structurales sur la base de 6 oxygènes									
Si	1,722	1,698	1,861	1,864	1,874	1,943	1,927	1,895	1,878
Al ^{IV}	0,278	0,302	0,138	0,136	0,126	0,057	0,072	0,104	0,121
Al ^{VI}	0,086	0,057	0,018	0,075	0,077	0,029	0,107	0,007	0,001
Ti	0,069	0,081	0,041	0,020	0,018	0,009	0,019	0,020	0,022
Fe ²⁺	0,147	0,134	0,172	0,156	0,169	0,210	0,235	0,132	0,185
Fe ³⁺	0,100	0,124	0,053	0,026	0,022	0,015	0,000	0,099	0,133
Mn	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0,005	0,010	0,010	0,011
Mg	0,723	0,717	0,817	0,859	0,865	1,005	0,883	0,868	0,906
Ca	0,825	0,840	0,857	0,843	0,815	0,695	0,685	0,819	0,680
Na	0,045	0,042	0,030	0,012	0,020	0,013	0,038	0,039	0,053
Cr	n.d.	n.d.	n.d.	0,050	0,009	0,011	n.d.	n.d.	n.d.
Total	3,995	3,995	3,987	4,041	3,995	3,992	3,976	3,993	3,990
Wo	46	46	45	45	44	36	38	43	36
En	40	39	43	46	46	52	49	45	48
Fs	14	15	12	9	10	12	13	13	16

NOTA : Microsonde électronique CAMEBAX à 15 kV et 10 nA; temps de comptage, 6 s; n.d., non détecté.

TABLEAU 3. Analyses représentatives des métavolcanites calco-alcalines des unités de Timesselsarsine (Hoggar) et de Nikolo Koba - Koulountou (Mauritanides)

	Timesselsarsine				Niokolo Koba - Koulountou			
	H92P13	H91P19	H87P90	H82P41	821	1847	1845b	603
SiO ₂	61,31	61,46	62,73	67,17	51,45	51,66	52,61	59,05
Al ₂ O ₃	17,49	17,23	17,25	15,69	15,08	17,02	16,48	16,32
Fe ₂ O ₃ ^T	5,33	5,93	4,71	2,19	10,56	10,05	11,66	6,07
MnO	0,12	0,14	0,11	0,14	0,18	0,20	0,22	0,12
MgO	1,32	0,83	1,18	0,53	6,86	5,62	4,68	3,78
CaO	5,16	4,36	4,88	2,60	9,23	4,71	2,77	3,67
Na ₂ O	3,79	4,16	4,64	4,34	2,58	6,32	5,46	4,24
K ₂ O	2,89	2,28	1,03	2,11	0,71	0,31	1,26	2,74
TiO ₂	0,91	1,05	0,45	0,29	0,96	1,35	1,78	0,92
P ₂ O ₅	0,33	0,42	0,22	0,22	0,27	0,34	n.a.	0,34
PF	1,76	1,73	2,35	3,34	2,21	2,73	2,79	2,97
Total	100,41	99,59	99,55	98,62	100,09	100,31	99,71	100,22
Cr	24	14	15	14	264	47	46	n.a.
Ni	10	15	10	10	93	42	42	n.a.
V	123	119	86	56	270	n.a.	n.a.	n.a.
Mg/(Mg+Fe ²⁺)	0,33	0,22	0,33	0,33	0,56	0,53	0,44	0,55

NOTA : PF, perte au feu; n.a., non analysé.

significatifs (les analyses données en référence sont celles de grains individuels, tableau 2).

L'augite (En₄₃₋₅₂Wo_{35,5-45}Fs_{9,5-17}) est le type dominant (fig. 7a). Ses teneurs en Ti sont faibles (0,34% < TiO₂ < 0,82%), sauf dans le cas du basalte fluidal à affinité alcaline (TiO₂ = 1,75%), où l'augite est associée à de la salite (En_{39,5-40}Wo_{46-46,5}Fs₁₄) riche en Ti (2,49-2,94%). L'étude en

lame mince n'a pas permis de distinguer les deux types de clinopyroxène dans ce basalte. Sur le diagramme de la figure 7b, Ti croît jusqu'à une valeur XFe de 0,3 (XFe = Fe²⁺/(Fe²⁺ + Mg²⁺); Ti, Fe²⁺ et Mg²⁺ sont les nombres d'atomes en site octaédrique issus des formules structurales) pour le clinopyroxène des basaltes océaniques. On note une corrélation négative de Ti avec XFe pour ceux, plus riches en Al et Ti et

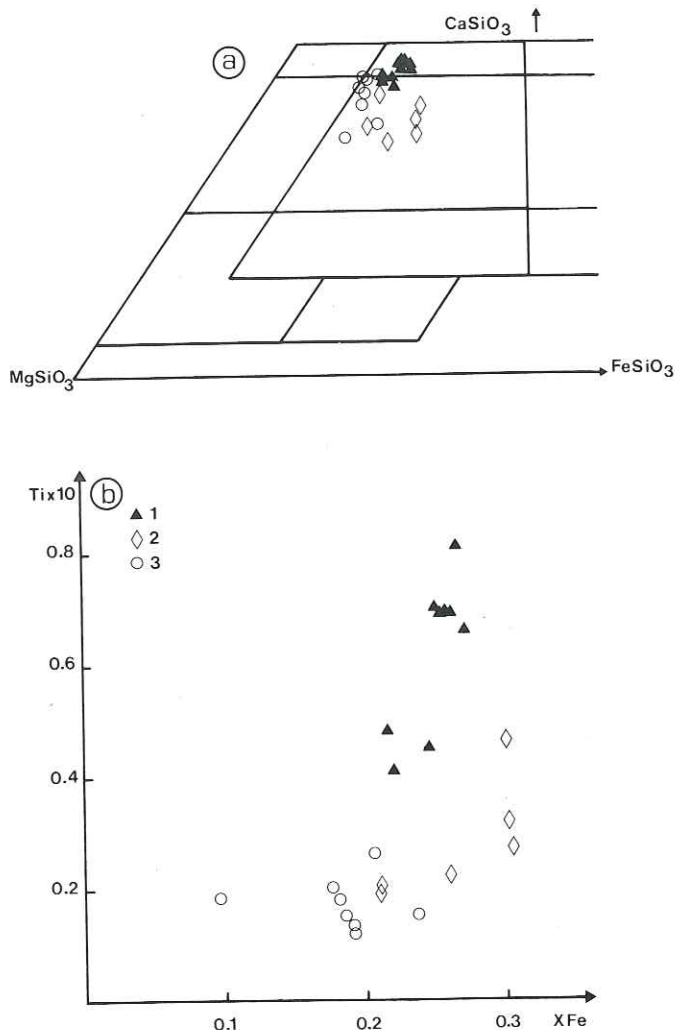


FIG. 7. (a) Composition du clinopyroxène des basaltes de Termessé (Mauritanides). (b) Variation de $Ti \times 10$ en fonction de XFe ($XFe = Fe^{2+}/(Fe^{2+} + Mg^{2+})$) pour les clinopyroxènes des basaltes de Termessé. Ti , Fe^{2+} et Mg^{2+} sont les nombres d'atomes de Ti , Fe et Mg en site octaédrique dans la formule structurale. (1) Basalte à affinité alcaline. (2, 3) Basaltes à affinité océanique.

plus pauvres en silice, du basalte à affinité alcaline. Ce caractère se retrouve dans certains types de clinopyroxène de basaltes alcalins océaniques (Schweitzer *et al.* 1979), mais, ici, leur richesse en Na serait plutôt le témoin d'une origine continentale.

Métavolcanites de Niokolo Koba - Koulountou

Les points représentatifs des analyses (tableau 3) des volcanites des unités de Niokolo Koba - Koulountou montrent une affinité calco-alcaline dans le diagramme $TiO_2 - (FeO^*/MgO)$ (fig. 8a) (Miyashiro 1974) et dans le diagramme $V - Ti$ ppm/1000 (fig. 8b), où Shervais (1982) classe les roches calco-alcalines en deux groupes en fonction de leur teneur en silice, les termes les plus différenciés ayant des rapports Ti/V élevés (de 50 à plus de 100). Les variations des teneurs en terres rares légères sont plus importantes que celles des terres rares lourdes (tableau 4). L'absence d'anomalie positive en europium fait penser que la richesse en aluminium des roches n'est pas liée au fractionnement du plagioclase, mais serait plutôt due à une particularité du magma parental. Ces différents caractères, ainsi que l'allure générale des

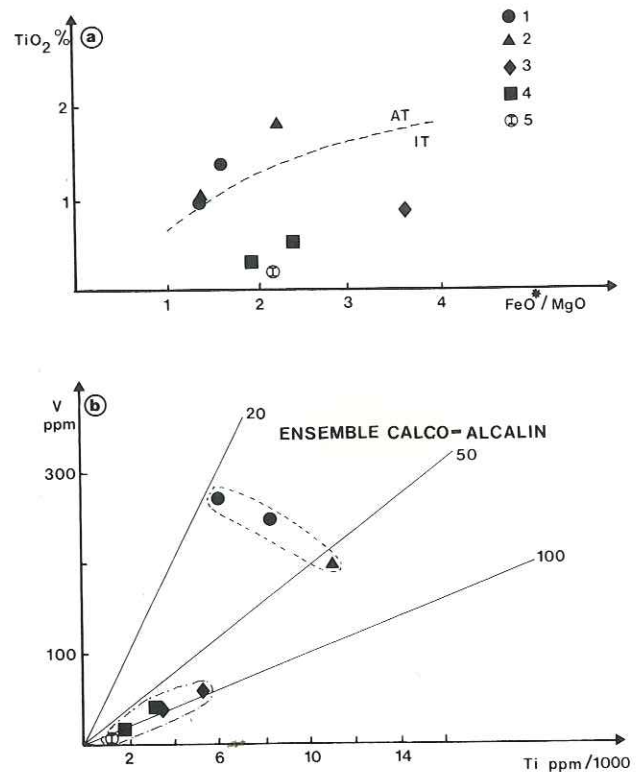


FIG. 8. (a) Variation de TiO_2 en fonction de FeO^*/MgO (Miyashiro 1974) pour les métavolcanites de Niokolo Koba - Koulountou (Mauritanides). AT, domaine anisotitané; IT, domaine isotitané (Bébién 1980). (b) Variation de V ppm en fonction de Ti ppm/1000 (Shervais 1982) pour les métavolcanites de Niokolo Koba - Koulountou; 20, 50 et 100 sont des lignes à rapport Ti/V constant. (1) Basaltes. (2) Andésites. (3) Dacites. (4) Rhyolites. (5) Ignimbrites.

spectres (fig. 9) sont comparables à ceux des lignées calco-alcalines hautement potassiques données en référence par Gill (1981).

Les données pétrographiques, géochimiques et minéralogiques ont permis de mettre en évidence, au sein de l'unité de Termessé, l'association de volcanites tholéitiques océaniques et de basaltes à affinité alcaline. Les différences existant entre ces tholéites de type océanique (enrichies en terres rares légères) et les basaltes de rides océaniques font penser que celles-ci ne sont pas issues d'une dorsale type (Villeneuve 1984).

Dans les unités de Niokolo Koba - Koulountou, rien ne permet de conclure, par manque de données, quant à un possible comagmatisme entre les laves et ignimbrites calco-alcalines (Villeneuve 1984). Cependant l'association laves + ignimbrites + plutonites (non étudiées ici) rappelle plutôt les séries de marge active à croûte continentale épaisse (> 30 km) que celles d'arc insulaire (Coulon et Thorpe 1981).

Le magmatisme panafricain du Hoggar occidental

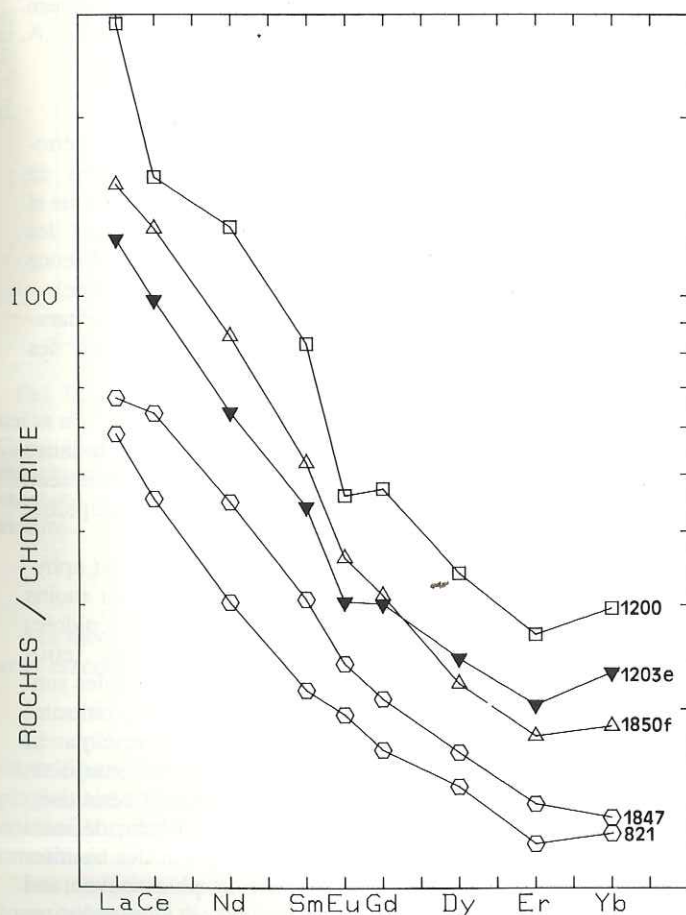
Cadre géologique général

Trois grands domaines structuraux (Bertrand et Caby 1978) ont été définis au Hoggar (Algérie). Il s'agit, de l'ouest vers l'est (fig. 10) de la chaîne pharusienne du Hoggar occidental (Lelubre 1952; Gravelle 1969; Caby 1970), du Hoggar central polycyclique (Bertrand 1974) et du Hoggar oriental (Bertrand *et al.* 1978).

TABLEAU 4. Analyses des terres rares dans les métavolcanites calco-alcalines des unités de Timesselarsine (Hoggar, d'après Chikhaoui 1981) et de Niokolo Koba - Koulountou (Mauritanides)

	Timesselarsine				Niokolo Koba - Koulountou				
	3353	4710	4552	4555	821	1847	1850 F	1203 E	1200
La	10,40	13,50	12,50	16,20	14,37	16,52	37,86	30,66	70,81
Ce	22,60	27,00	29,10	35,20	29,16	40,61	83,27	63,06	101,71
Nd	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	14,44	21,37	40,68	30,28	62,21
Sm	2,90	3,10	3,50	3,33	3,33	4,74	8,08	6,81	12,81
Eu	0,95	0,98	1,16	1,10	1,14	1,39	2,10	1,77	2,68
Gd	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	3,50	4,27	6,39	6,18	9,69
Tb	0,48	0,46	0,59	0,58	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Dy	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	3,77	4,31	5,64	6,22	8,67
Er	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	1,97	2,30	3,00	3,39	4,46
Yb	1,69	1,94	2,23	2,37	2,04	2,17	3,10	3,82	4,91

NOTA : n.a., non analysé.

FIG. 9. Spectres de terres rares normalisés aux chondrites (Evensen *et al.* 1978) des métavolcanites de Niokolo Koba - Koulountou (Mauritanides). Hexagones, basaltes; triangle plein, rhyolite; triangle ouvert, dacite; carré, ignimbrite.

La chaîne pharusienne appartient à une zone mobile, où dominent les formations volcaniques et volcano-sédimentaires d'âge protérozoïque moyen à supérieur, active il y a environ 650 Ma lors de l'orogénèse panafricaine. Elle est limitée, à l'ouest, par le vieux craton ouest-africain à noyaux archéens et, à l'est, par le Hoggar central polycyclique, constitué surtout d'un matériel gneissique ancien, d'âge éburnéen, ayant subi

une réactivation de haut degré et une tectonique tangentielle au cours de l'orogénèse panafricaine (Bertrand *et al.* 1984).

La chaîne est subdivisée en deux rameaux (Caby 1970; Bertrand 1972; Black 1978) séparés par l'unité granulitique d'In Ouzal constituée de matériaux archéens repris à l'Eburnéen (Ferrara et Gravelle 1966).

Le rameau occidental, à structure complexe, comprend des fragments de socle du Protérozoïque inférieur injecté par des granites syntectoniques éburnéens (2090 Ma) (Allègre et Caby 1972), des séries de couverture du Protérozoïque moyen et supérieur (série à Stromatolites) et du Protérozoïque terminal (série Verte) affectées par l'orogénèse panafricaine et des formations molassiques (séries Pourprés) éocambriennes à cambriennes. Dans cette zone l'ouverture océanique est datée aux environs de 800 Ma (Clauer 1976), et la collision continentale clôturant l'évolution orogénique s'est produite entre 610 et 540 Ma (Bertrand et Davison 1981; Liégeois et Black 1984).

Dans le rameau oriental ou «fossé pharusien central» (Lelubre 1952) deux ensembles, antérieurs à la tectonogénèse panafricaine *sensu stricto*, datée entre 660 et 560 Ma (Gravelle 1969), séparés par une discordance majeure (Bertrand *et al.* 1966), ont été reconnus.

L'unité de Timesselarsine (Gravelle 1969) (fig. 11), type du Pharusien I, est attribuable au Protérozoïque supérieur. Ses formations volcano-sédimentaires épimétamorphiques, déposées après 1000 Ma (si on accepte l'assimilation de ces formations avec la série à Stromatolites décrite par Caby (1970) et déposée entre 1080 et 790 Ma (Allègre et Caby 1972; Clauer 1976)), sont affectées par des plis couchés d'axes nord-est-sud-ouest (Gravelle et Chikhaoui 1976) lors de l'orogénèse kibarienne (*s.l.*), puis injectés par des granites calco-alcalins (type Tin-Tekadiouit). Ils sont ensuite repris par les plis d'axes nord-sud panafricains. Les déformations synmétamorphiques et l'abondance de plutons granitiques empêchent d'établir la lithostratigraphie de cette unité.

L'unité d'Amded-Irrelouchem (fig. 11), type du Pharusien II, est attribuable au Protérozoïque terminal (Gravelle 1969). Elle n'est affectée que par une seule phase tectonique qui développe des plis droits d'axes nord-sud. Cette phase est supposée synchronisée des granites datés à 650 ± 30 Ma (Gravelle 1969).

Les batholites calco-alcalins intrusifs de la région de Silet ont été datés par la méthode U/Pb sur zircon (Caby *et al.* 1982). La diorite quartzifère de Tin-Tekadiouit est datée à

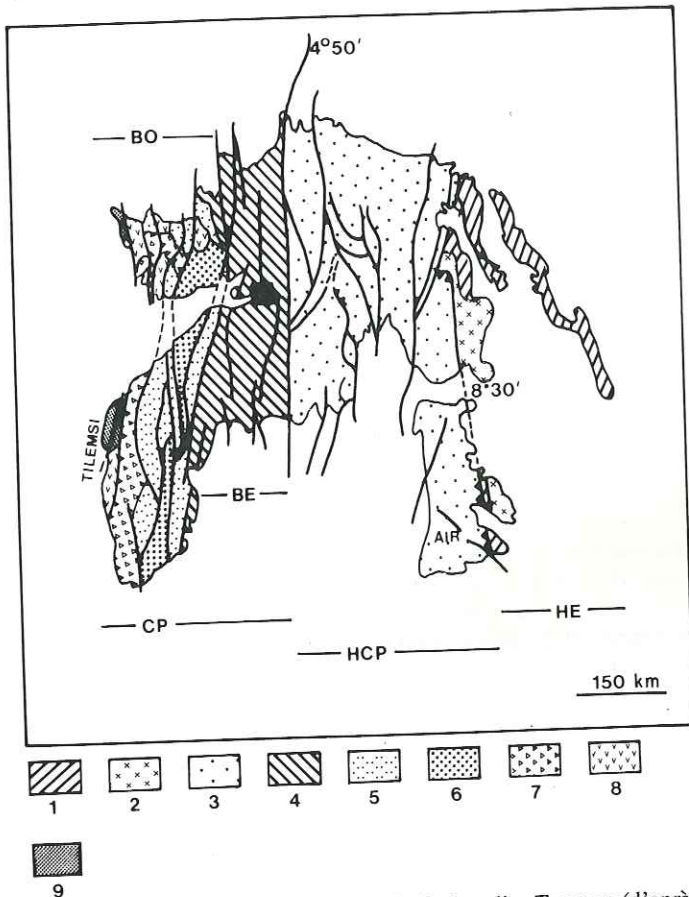


FIG. 10. Carte géologique simplifiée du bouclier Touareg (d'après Caby *et al.* 1981). (1) Roches indifférenciées du Hoggar oriental. (2) Schistes volcano-détritiques du Hoggar central et oriental. (3) Gneiss pré-panafricain réactivés. (4) Grauwackes et roches magmatiques du Protérozoïque supérieur et terminal de la branche est de la chaîne pharusienne. (5) Gneiss indifférenciés très réactivés au Panafricain. (6) Granulites éburnéens peu réactivés. (7) Grauwackes et roches magmatiques protérozoïque supérieur et terminal de la branche ouest de la chaîne pharusienne. (8) «Série Pourprée» et gneiss réactivés. (9) Grauwackes et roches magmatiques du Protérozoïque supérieur et terminal de la zone d'accrétion de Tilemsi. HE, Hoggar oriental. HCP, Hoggar central polycyclique. CP, chaîne pharusienne : BE, branche est; BO, branche ouest.

868 ± 8 Ma; le granite porphyroïde de Taklet est daté à 839 ± 4 Ma. Ces âges représentent la cristallisation magmatique des faciès considérés. La phase de plis couchés affectant le Pharusien I serait antérieure à cette gamme d'âges.

Ainsi les formations du Pharusien I, supposées postérieures à 1000 Ma, recoupées par les batholithes de Tin-Tekadiouit et de Taklet, sont donc plus anciennes que 868 Ma, et l'âge protérozoïque terminal du Pharusien II est confirmé; mais le climax de l'orogénèse panafricaine dans cette région est encore mal daté. On doit souligner ici que l'évolution complète du Pharusien I était terminée à l'époque où se produisait, à l'ouest, l'ouverture océanique entre le craton ouest-africain et le continent impliqué dans la future chaîne pharusienne.

Pétrographie des métavolcanites

L'étude pétrographique des métavolcanites du rameau oriental de la chaîne pharusienne du Hoggar occidental se limitera aux faciès de l'unité de Timesselarsine, car la série d'Amded-Irrelouchem surmontant celle de Timesselarsine est bien connue aujourd'hui (Gravelle 1969; Fabriès et Gravelle

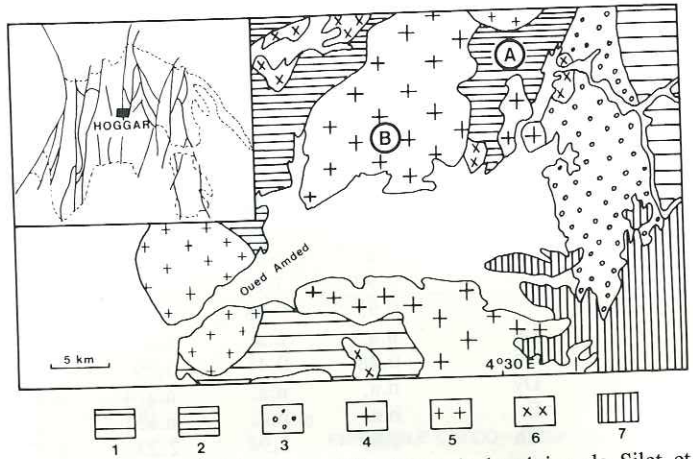


FIG. 11. Carte géologique schématique de la région de Silet et situation de la zone étudiée dans le Hoggar. (1) Pharusien inférieur non différencié. (2) Pharusien inférieur, complexes volcano-sédimentaires. (3) Pharusien supérieur, unité d'Amded-Irrelouchem. (4, 5) Granites. (6) Gabbros. (7) Basaltes récents du Tahalra. A, unité de Timesselarsine; B, batholite de Tin-Tekadiouit.

1977; Chikhaoui 1981). Les différents caractères pétrographiques et géochimiques des laves et pyroclastites de Timesselarsine ont permis de distinguer une série tholéitique et une série calco-alkaline. Cette distinction est basée sur des critères à la fois minéralogiques (présence ou absence d'amphibole) et chimiques (richesse ou pauvreté en titane).

La complexité structurale (tectonique polyphasée) du Pharusien I explique l'extrême imbrication à l'affleurement des échantillons représentatifs de ces deux séries.

La série tholéitique

Les dolérites, parfois schistosées, sont constituées de lattes de plagioclase cimentées par des cristaux de clinopyroxène millimétriques, d'abondants grains d'opacques et de l'épidote interstitielle.

Les basaltes sont, soit porphyriques vacuolaires, soit aphyriques. Les premiers, à texture microlitique plus ou moins fluidale et à mésostase cryptocristalline riche en épidote, montrent des pseudomorphoses d'anciens minéraux ferromagnésiens (olivine ou orthopyroxène), et leurs vacuoles sont remplies de quartz seul ou accompagné d'épidote, chlorite, actinote et calcite. Le deuxième type se différencie par la présence de microphénocristaux de clinopyroxène ouralitisé, plus ou moins groupés et de plagioclase albitisé et séricitisé.

Les «andésites tholéitiques» (Dupont *et al.* 1986), définies d'après les critères de Gill (1981), se distinguent des basaltes par l'abondance du plagioclase disposé le plus souvent en lattes (texture intersertale) ou en microlites, et des andésites *sensu stricto* par l'absence d'amphibole magmatique. Leur mésostase, recristallisée en quartz et chlorite, renferme, outre des microphénocristaux et des microlites de clinopyroxène ouralitisé, de petits grains d'opacques. Les faciès les plus différenciés sont franchement porphyriques, et le plagioclase albitique est rempli d'inclusions de séricite et d'épidote. La mésostase, recristallisée en quartz et épidote, inclut des oxydes et des vésicules renfermant quartz, chlorite et épidote. L'amphibole est absente.

Parmi les pyroclastites associées aux laves, les lapilli tufs pyrogéniques à fragments de basalte et d'andésite dominant. Le ciment y est peu abondant et constitué d'une mosaïque finement cristalline de quartz, épidote, séricite et chlorite.

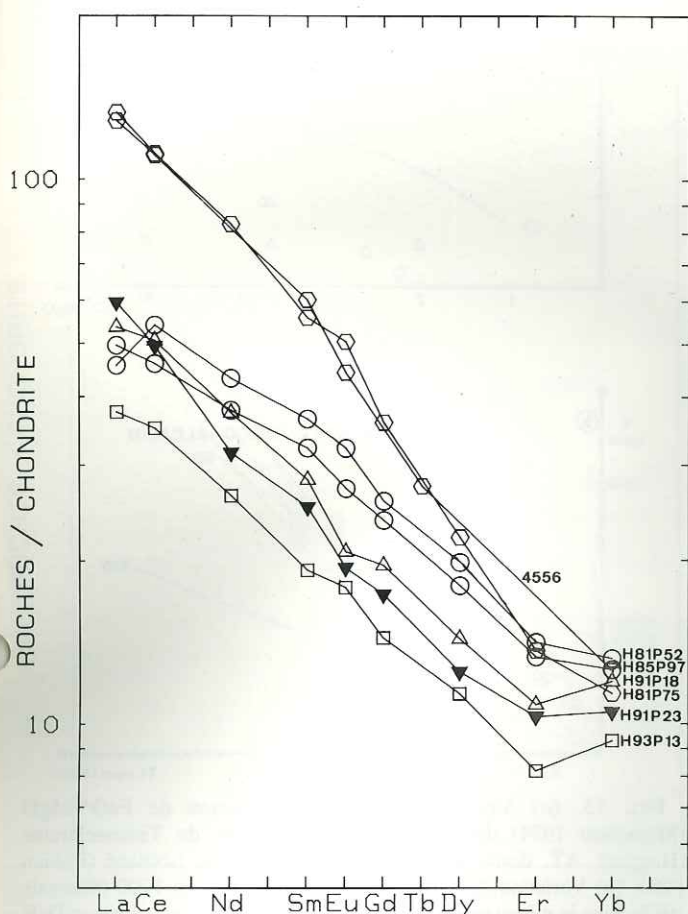


FIG. 12. Spectres de terres rares normalisées aux chondrites (Even-*sen et al.* 1978) de la série tholéitique de Timesselarsine (Hoggar). Carré, basalte à affinité océanique; cercles, basaltes transitionnels; triangle ouvert, «andésite basique» à affinité océanique; triangle plein, «andésite acide» à affinité océanique; hexagones, basaltes à affinité alcaline.

Les métasédiments, intercalés dans le complexe volcanique, sont essentiellement des séricitoschistes, riches en muscovite.

La série calco-alcaline

Les dolérites, présentes dans cette série, se distinguent de leurs équivalents tholéitiques par l'abondance des lattes de plagioclase transformé en un feutrage de séricite, chlorite et épidote, cimentées par des cristaux de clinopyroxène ouralitisé.

Les andésites acides présentent une texture et une minéralogie typique de lave orogénique. Elles affleurent en coulées associées aux formations tholéitiques ou en filons dans l'ensemble volcano-sédimentaire. La texture est porphyrique parfois fluidale. L'amphibole, probablement une hornblende, est transformée en chlorite. Le plagioclase, groupé en glomérporphyres ou non, est transformé en une association de paillettes de séricite et de chlorite, rarement accompagnées de petits cristaux de biotite et de piedmontite. La mésostase est recristallisée en calcite, chlorite, épidote et quartz.

Dacites et rhyolites sont aussi associées aux coulées basaltiques tholéitiques. La texture est microlitique porphyrique plus ou moins intersertale, parfois fluidale. Le feldspath calcosodique, en phénocristaux parfois groupés, est albitisé ou séricitisé. La mésostase, recristallisée en quartz, contient par-

fois des microlites de plagioclase et des pseudomorphoses d'anciens minéraux ferro-magnésiens.

Les pyroclastites associées aux laves sont principalement des tufs formés par l'accumulation de cristaux cassés de quartz, de ferro-magnésiens transformés et de lattes de plagioclase dans un ciment chloriteux riche en oxydes. Calcite et grains opaques forment parfois des plages lenticulaires en remplissage des cavités et fissures.

Chimisme des métavolcanites

La série tholéitique (tableau 1)

Dans le diagramme $TiO_2 - (FeO^*/MgO)$ (fig. 4a) (Miyashiro 1974), où la série tholéitique est anisotitanée (Bébién 1980), deux familles de points sont à distinguer : une à teneurs en TiO_2 inférieures à 2%, l'autre à teneurs en TiO_2 comprises entre 2,5 et 3%. Les roches enrichies en Ti ont des rapports Ti/V élevés caractéristiques des séries transitionnelles ou alcalines (fig. 4b) (Shervais 1982). Ceci est confirmé dans le diagramme $(Ti/100) - Zr - Y \times 3$ (fig. 5a) (Pearce et Cann 1973), où elles montrent des affinités avec les basaltes continentaux ou d'îles océaniques. Par contre la place des tholéites océaniques, moins riches en titane, et dont les rapports Ti/V sont plus faibles, est moins évidente sur cette figure. Le diagramme $TiO_2 - (Y/Nb)$ (fig. 5b) (Floyd et Winchester 1975) permet pourtant de bien distinguer des basaltes à affinité alcaline puisqu'elles ont des rapports Y/Nb plus élevés ($2,37 < Y/Nb < 4,97$) que ces derniers ($0,83 < Y/Nb < 1,82$). Les spectres de terres rares sont comparables à ceux des laves de l'unité de Termessé (Mauritanides). Les tholéites océaniques sont faiblement à moyennement enrichies en terres rares légères ($2,33 < Ce_N/Yb_N < 5,32$) alors que les basaltes à affinité alcaline sont très enrichis en terres rares légères ($3,65 < Ce_N/Yb_N < 9,82$) et un peu appauvris en terres rares lourdes (fig. 12).

La série calco-alcaline (tableaux 3 et 4)

Dans le diagramme $TiO_2 - (FeO^*/MgO)$ (fig. 13a) (Miyashiro 1974) cette série, appauvrie en TiO_2 , est isotitanée selon les critères de Bébién (1980). Shervais (1982) classe, dans le diagramme V-Ti ppm/1000, les roches calco-alcalines en deux groupes en fonction de leur teneur en silice. Dans notre cas, les termes les plus différenciés ont des rapports Ti/V proches ou supérieurs à 50 (fig. 13b). Les spectres de terres rares (fig. 14) (Chikhaoui 1981) révèlent un enrichissement en terres rares légères et un faible fractionnement en terres rares lourdes, ainsi que l'absence d'anomalies en europium (tableau 4). Ils peuvent être comparés à ceux des séries orogéniques moyennement potassiques données en référence par Gill (1981).

L'étude de l'unité de Timesselarsine nous a permis de mettre en évidence l'association, au sein de la série dite tholéitique, de volcanites tholéitiques océaniques, légèrement différentes des tholéites abyssales typiques, et de basaltes, à affinité transitionnelle ou alcaline, proches de ceux de l'Afar (Treuil 1983). Cette étude a confirmé la présence à Timesselarsine d'une série calco-alcaline déjà connue (Fabriès et Gravelle 1977), et dont certains caractères (différenciation prononcée avec prédominance des faciès acides, allure des spectres de terres rares) rappellent beaucoup ceux des séries de marge active.

Synthèse des résultats et implications géodynamiques

L'étude pétrographique et géochimique des métavolcanites appartenant aux unités de Termessé (Protérozoïque supérieur

TABLEAU 5. Tableau synoptique des différents événements magmatiques au Protérozoïque supérieur dans les Mauritanides du sud et dans le rameau oriental de la chaîne pharusienne du Hoggar

	Partie sud de la chaîne des Mauritanides			Rameau oriental de la chaîne pharusienne	
	Termessé	Guinguan	Niokola Koba - Koulountou	Timesselarsine	Amded - Irrelouchem
Composants	Basaltes, pyroclastites grès, silt	Métabasaltes, schistes, amphibolites, grès, tufs	Granites, volcanisme différencié, pyroclastites, ignimbrites, métasédiments	Deux séries volcaniques différenciées, pyroclastites, sédiments détritiques et carbonatées	Basaltes à rhyolites, pyroclastites
Métamorphisme Géochimie	Schiste vert Séries alcalines et tholéitiques	Schiste vert à amphibolite Pas de données	Schiste vert léger Série calco-alcaline hautement potassique	Schiste vert Trois séries : alcaline, tholéitique océanique, calco-alcaline	Schiste vert léger Calco-alcaline
Position structurale	Marge inactive est	Marge métamorphique ouest (enfouie)	Marge active	Cycle de Wilson complet	Marge continentale active
Âge (Ma)	1020 - 850	??	850? - 650?	1000? - 868/839	839 - 630
Environnement géodynamique	«Rifting» intracontinental et océanisation limitée	Inconnu	Marge continentale active	«Rifting» intracontinental, océanisation limitée et marge active	Marge active

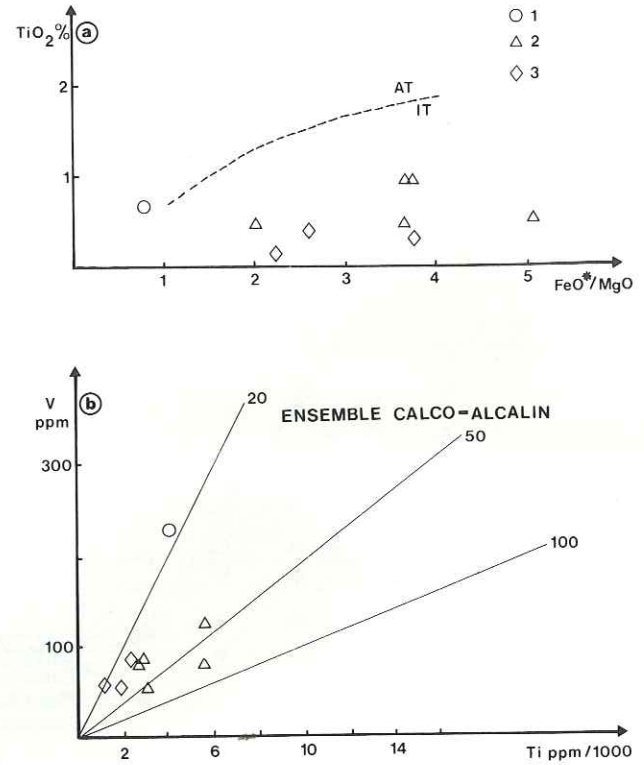


FIG. 13. (a) Variation de TiO_2 en fonction de FeO^*/MgO (Miyashiro 1974) dans la série calco-alcaline de Timesselarsine (Hoggar). AT, domaine anisotitané; IT, domaine isotitané (Bébié 1980). (b) Variation de V ppm en fonction de Ti ppm/1000 (Shervais 1982) dans la même série; 20, 50 et 100 sont des lignes à rapport Ti/V constant. (1) Basalte. (2) Andésites. (3) Dacites.

terminal) dans la partie sud de la chaîne des Mauritanides et de Timesselarsine (Protérozoïque supérieur précoce) au Hoggar occidental révèle, au sein de formations ayant subi le même type d'évolution tectonique (tableau 5), la présence d'un volcanisme continental à affinité alcaline, ou transitionnelle, associé à des tholéites à affinité océanique (Dupont *et al.* 1985a, 1985b, 1986).

Cette association se retrouve également dans d'autres secteurs de l'Afrique de l'ouest, comme l'Anti-Atlas au Maroc (Bodinier *et al.* 1984) et dans le tronçon central des Mauritanides (Dupont *et al.* 1985b; Remy 1985).

Par ailleurs un volcanisme calco-alcalin a été mis en évidence dans les deux secteurs étudiés. Dans les Mauritanides, il est représenté par les formations acides des unités de Niokola Koba - Koulountou, tectoniquement et stratigraphiquement bien distinctes de l'unité de Termessé, située plus à l'est.

Par contre, au Hoggar, les roches calco-alcalines sont associées, au sein d'une même unité (Timesselarsine), aux tholéites océaniques et aux basaltes à affinité alcaline. Ainsi s'il existe deux entités pétrographiques et géochimiques bien distinctes, dans le tronçon sud des Mauritanides, le schéma paraît plus compliqué dans le rameau oriental du Hoggar occidental, où une seule unité contient les différentes familles géochimiques.

Les ensembles lithologiques, dans les secteurs clefs choisis pour cette étude, sont légèrement diachroniques, mais ils possèdent des caractères pétrographiques, géochimiques et sédimentologiques communs, utilisés ici pour proposer une ébauche de modèle géodynamique.

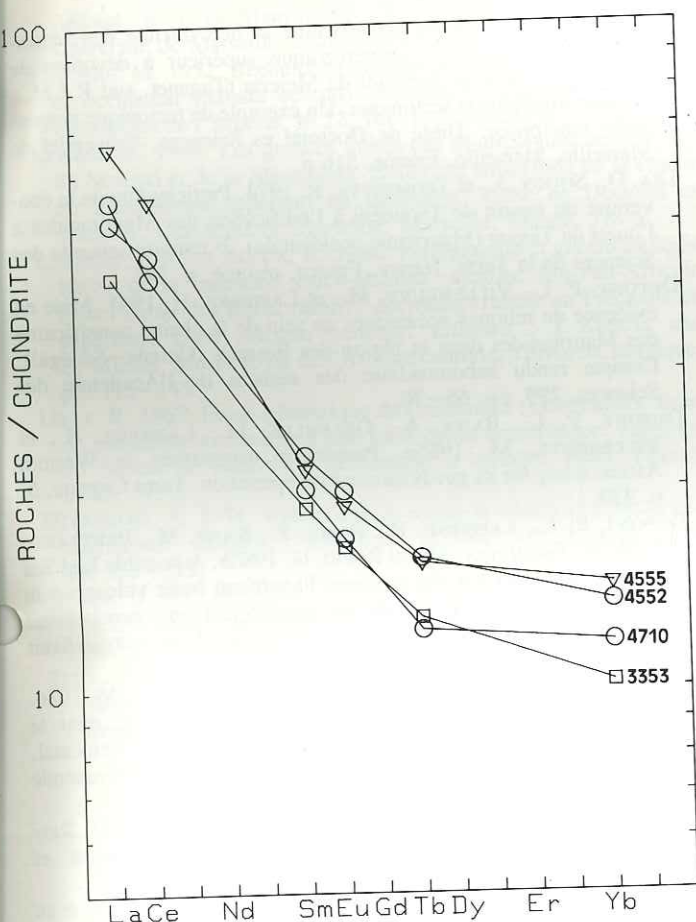


FIG. 14. Spectres de terres rares normalisés aux chondrites (Evensen *et al.* 1978) de la série calco-alcaline de Timesselsarsine (d'après Chikhaoui 1981). Carré, basalte; cercles, basaltes andésitiques; triangle, andésite.

Les séries basiques à affinité alcaline et tholéitiques à affinité océanique (unités de Termessé dans les Mauritanides et de Timesselsarsine au Hoggar) annonceraient un début de «rifting» suivi d'une océanisation limitée en domaine intracontinental. Les complexes ultrabasiques-basiques, à cachet ophiolitique, présents au Hoggar dans la zone de Silet (Abed 1983), sont probablement les témoins de cette expansion. Leur absence dans le tronçon sud des Mauritanides indiquerait que dans cette région, l'océanisation se serait limitée à la formation d'un rift. Par contre des témoins de croûte océanique retrouvés dans le secteur central des Mauritanides (Dia 1984) et à Bou Azzer au Maroc (Leblanc 1975) font penser que l'expansion était, à l'époque, de plus en plus importante, en allant du sud vers le nord.

Les séries calco-alcalines (unités de Niokolo Koba - Koulountou dans les Mauritanides et de Timesselsarsine au Hoggar) marqueraient la fermeture du rift suivie d'une collision continentale (tableau 5).

On peut se satisfaire de ce modèle simple pour expliquer l'évolution géotectonique du sud des Mauritanides où les grandes familles pétrographiques et géochimiques appartiennent à deux unités tectono-stratigraphiques distinctes (Termessé et Niokolo Koba), séparées par une phase tectonique majeure, considérée comme la conséquence d'une subduction (Villeneuve 1984).

Par contre ce modèle ne peut être appliqué pour rendre compte de l'évolution géodynamique du rameau oriental de la chaîne pharusienne. En effet, la collision, succédant à la formation du rift et à la légère expansion, est marquée ici par un volcanisme calco-alcalin d'âge pharusien I, qui appartient à la même entité tectono-sédimentaire que le magmatisme tholéitique. De plus, le cycle Pharusien II est lui-même caractérisé par un volcanisme calco-alcalin (unité d'Amded-Irrelouchem) (Fabriès et Gravelle 1977; Chikhaoui 1981), qui chronologiquement ne peut être lié à une éventuelle collision tardi-pharusien I.

Il faudrait donc imaginer, pour expliquer l'évolution géodynamique globale de la chaîne pharusienne: (i) soit un jeu d'ouvertures et de collisions successives échelonnées dans le temps et l'espace, plutôt que la création d'un méga-océan ayant donné naissance à la zone mobile pharusienne; (ii) soit un seul cycle ouverture-collision suivi du jeu de grands décrochements, comme ceux qui sont mis en évidence au sud du secteur de Silet par Lapique *et al.* (1985).

L'évolution de la chaîne panafricaine occidentale (Mauritanides) serait donc différente de celle de la chaîne orientale (chaîne pharusienne du Hoggar), en dépit des analogies (pétrographiques, géochimiques et sédimentologiques) existantes.

Dans l'état actuel des connaissances, l'histoire protérozoïque supérieure de l'ouest-africain nous paraît caractérisée par une succession d'ouvertures et de fermetures limitées, s'échelonnant dans l'espace et le temps entre 1000 et 550 Ma, et accompagnées ou non par de grands décrochements, nécessitant des réajustements isostatiques, ou responsables d'une fusion crustale (Dupont *et al.* 1986). Ceci invite à une comparaison avec la succession d'arcs insulaires connus à la même époque en Arabie Saoudite (Bakor *et al.* 1976; Greenwood *et al.* 1976). Dans ces conditions, les corrélations stratigraphiques entre ou à l'intérieur de zones mobiles réputées de même âge sont délicates.

Des études systématiques en cours, tant dans les Mauritanides (centrales et méridionales) qu'au Hoggar apporteront des données de terrain et de laboratoire supplémentaires et nécessaires pour affiner ces premières conclusions.

- ABED, H. 1983. Paléosuture à caractères ophiolitiques du Protérozoïque supérieur dans la région de Silet, Hoggar occidental (Algérie). Thèse de spécialité, Université de Nancy, Nancy, France, 172 p.
- ALLÈGRE, C. J., et CABY, R. 1972. Chronologie absolue de l'Ahaggar occidental. Compte rendu sommaire des séances de la Société géologique de France, 8, pp. 259-260.
- BAKOR, A. R., GASS, I. G. et NEARY, C. R. 1976. Jabal al Wask: northeast Saudi Arabia: an Eocambrian back-arc ophiolite. Earth and Planetary Science Letters, 30, pp. 1-9.
- BASSOT, J. P., and CAEN-VACHETTE, M. 1983. Données nouvelles sur l'âge du massif de granitoïdes du Niokolo Koba (Sénégal oriental); implications sur l'âge précoce de la chaîne des Mauritanides. Journal of African Earth Sciences, 1, pp. 159-165.
- BASSOT, J. P., BONHOMME, M., ROQUES, M. et VACHETTE, M. 1963. Mesures d'âges absolus sur les séries précambriennes et paléozoïques du Sénégal oriental. Bulletin de la Société géologique de France, 5, pp. 401-405.
- BÉBIEN, J. 1980. Magmatismes basiques dits "orogéniques" et "anorogéniques" et teneurs en TiO_2 : les associations "isotitanées" et "anisotitanées." Journal of Volcanology and Geothermal Research, 8, pp. 337-342.
- BERTRAND, J. M. L. 1972. Remarques et hypothèses à propos de l'Ahaggar central et oriental. Colloque international CNRS, Agadir. Service géologique du Maroc, Rabat, Notes et mémoires, 236, pp. 87-89.

- 1974. Evolution polycyclique des gneiss précambriens de l'Aleksod (Hoggar central, Sahara algérien). Aspects structuraux, pétrologiques, géochimiques et géochronologiques. Thèse de Doctorat es Sciences, Université de Montpellier, Montpellier, France, 307 p.
- BERTRAND, J. M. L., et CABY, R. 1978. Geodynamic evolution of the Pan-African orogenic belt: a new interpretation of the Hoggar Shield (Algerian Sahara). *Geologische Rundschau*, **67**, pp. 357–388.
- BERTRAND, J. M. L., et DAVISON, I. 1981. Pan-African granitoid emplacement in the Adrar des Iforas mobile belt (Mali): a Rb/Sr isotope study. *Precambrian Research*, **14**, pp. 333–361.
- BERTRAND, J. M. L., BOISSONNAS, J., CABY, R., GRAVELLE, M., et LELUBRE, M. 1966. Existence d'une discordance dans l'Antécambrien du "fossé pharusien" de l'Ahaggar occidental (Sahara central). *Compte rendu hebdomadaire des séances de l'Académie des sciences*, **262**, pp. 2197–2000.
- BERTRAND, J. M. L., CABY, R., DUCROT, J., LANCELOT, J., MOUSINE-POUCHKINE, A., et SAADALLAH, A. 1978. The late Pan-African intracontinental fold belt of the eastern Hoggar (central Sahara, Algeria): geology, structural development, U/Pb geochronology, tectonic implications for the Hoggar Shield. *Precambrian Research*, **7**, pp. 349–376.
- BERTRAND, J. M. L., MICHARD, A., CARPENA, J., BOULLIER, A. M., DAUTEL, D., et PLOQUIN, A. 1984. Pan-African granitic and related rocks in the Iforas granulites (Mali). Structure, geochemistry and geochronology. *Dans African geology. Éditeurs: J. Klercks and L. Michot. Musée royal de l'Afrique centrale, Tervuren, Belgique*, pp. 147–165.
- BLACK, R. 1978. Propos sur le Pan-Africain. *Bulletin de la Société géologique de France*, **20**, pp. 842–850.
- BODINIER, J. L., DUPUY, C., et DOSTAL, J. 1984. Geochemistry of Precambrian ophiolites from Bou Azzer, Morocco. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **87**, pp. 43–50.
- BRONNER, G., MARCHAND, J., et SOUGY, J. 1983. Structure en synclinal de nappe des Mauritanides septentrionales (Adrar Soutouf, Sahara occidental). 12^e colloque de géologie africaine, Musée royal de l'Afrique centrale, Tervuren, Belgique, résumé, p. 15.
- CABY, R. 1970. La chaîne pharusienne dans le nord-ouest de l'Ahaggar (Sahara central, Algérie); sa place dans l'orogénèse du Précambrien supérieur en Afrique. Thèse de Doctorat es Sciences, Université de Montpellier, Montpellier, France, 336 p.
- CABY, R., BERTRAND, J. M. L., et BLACK, R. 1981. Pan-African closure and continental collision in the Hoggar-Iforas segment, central Sahara. *Dans Precambrian plate tectonics. Éditeur: A. Kroner. Elsevier, Amsterdam, The Netherlands*, pp. 407–431.
- CABY, R., ANDREPOULOS-RENAUD, U., et GRAVELLE, M. 1982. Cadre géologique et géochronologie U/Pb sur zircon des batholites précoces dans le segment pan-africain du Hoggar central (Algérie). *Bulletin de la Société géologique de France*, **24**, pp. 669–676.
- CHIKHAOUI, M. 1981. Les roches volcaniques du Protérozoïque supérieur de la chaîne pan-africaine (Hoggar, Anti-Atlas, Adrar des Iforas). Caractérisation géochimique et minéralogique. Implications géodynamiques. Thèse de Doctorat es Sciences, Université de Montpellier, Montpellier, France, 183 p.
- CHIRON, J. C. 1973. Étude géologique de la chaîne des Mauritanides entre le parallèle de Moudjéria et le fleuve Sénégal. Un exemple de ceinture plissée précambrienne reprise à l'Hercynien. Thèse de Doctorat es Sciences, Université de Lyon, Lyon, France, 466 p.
- CLAUER, N. 1976. Géochimie isotopique du strontium des milieux sédimentaires. Application à la géochronologie de la couverture du craton ouest-africain. Thèse de Doctorat es Sciences, Université de Strasbourg, Strasbourg, France, 256 p.
- COULON, C., et THORPE, R. S. 1981. Role of continental crust in petrogenesis of orogenic volcanic associations. *Tectonophysics*, **77**, pp. 79–93.
- CULVER, S. J., et WILLIAMS, H. R. 1979. Late Precambrian and Phanerozoic geology of Sierra Leone. *Journal of the Geological Society, London*, **136**, pp. 605–618.
- DIA, O. 1984. La chaîne panafricaine et hercynienne des Mauritanides face au bassin protérozoïque supérieur à dévonien de Taoudéni dans le secteur clef de Mejeria (Taganet, sud R.I.M.). Lithostratigraphie et tectonique. Un exemple de tectonique tangentielle superposée. Thèse de Doctorat es Sciences, Université de Marseille, Marseille, France, 516 p.
- DIA, O., SOUGY, J., et TROMPETTE, R. 1974. Participation de la couverture du bassin de Taoudéni à l'édification des Mauritanides à l'ouest du Tagant (Mauritanie occidentale). 2^e réunion annuelle des Sciences de la Terre, Nancy, France, résumé, p. 145.
- DUPONT, P. L., VILLENEUVE, M., et LAPIERRE, H. 1984. Mise en évidence de reliques océaniques au sein de la chaîne panafricaine des Mauritanides dans la région des Bassaris (Guinée-Sénégal). *Compte rendu hebdomadaire des séances de l'Académie des Sciences*, **299**, pp. 65–70.
- DUPONT, P. L., BAJA, A., GRAVELLE, M., LAPIERRE, H., et VILLENEUVE, M. 1985a. Panafrican magmatism in Western Africa: a key for its geodynamical interpretation. *Terra Cognita*, **5**, p. 320.
- DUPONT, P. L., LAPIERRE, H., REMY, P., KANE, M., BERTRAND, J. M. L., GRAVELLE, M., et ROCCI, G. 1985b. A possible Red Sea type environment for the incipient Panafrican basic volcanism in western Africa inferred from its petrological and geochemical features. XIIIth colloquium of African geology, University of Saint Andrews, Saint Andrews, Scotland, abstracts, p. 121.
- DUPONT, P. L., LAPIERRE, H., BAJA, A., et GRAVELLE, M. 1986. Diversité des volcanismes au Protérozoïque supérieur, dans le rameau oriental de la chaîne pharusienne (Hoggar occidental, Algérie). *Compte rendu hebdomadaire des séances de l'Académie des sciences*, **302**, pp. 447–452.
- EVENSEN, N. M., HAMILTON, P. J., et O'NIONS, R. K. 1978. Rare earth abundances in chondritic meteorites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **42**, pp. 1199–1212.
- FABRIÈS, J., et GRAVELLE, M. 1977. Modalités du magmatisme au Protérozoïque supérieur dans la région de Silet (Hoggar central, Algérie). *Bulletin de la Société géologique de France*, **19**, pp. 1233–1243.
- FERRARA, G., et GRAVELLE, M. 1966. Radiometric ages from western Ahaggar (Sahara) suggesting an eastern limit for the West African craton. *Earth and Planetary Science Letters*, **1**, pp. 319–324.
- FLOYD, P. A., et WINCHESTER, J. A. 1975. Magma type and tectonic setting discrimination using immobile elements. *Earth and Planetary Science Letters*, **27**, pp. 211–218.
- GILL, J. B., éditeur. 1981. Orogenic andesites and plate tectonics. Springer Verlag, Berlin. 390 p.
- GRAVELLE, M. 1969. Recherches sur la géologie du socle précambrien de l'Ahaggar central et centro-occidental dans la région de Silet-Tibéahouine. Contribution à la reconnaissance géochronologique, géochimique et structurale des terrains cristallins du Sahara central. Thèse de Doctorat es Sciences, Université de Paris, Paris, France, vol. 1, 298 p.
- GRAVELLE, M., et CHIKHAOUI, M. 1976. Tectonique tangentielle panafricaine et métamorphisme épizonal dans le fossé pharusien de l'Ahaggar occidental (Sahara central, Algérie). 4^e réunion annuelle des Sciences de la Terre, Paris, France, résumé, p. 209.
- GREENWOOD, W. R., HADLEY, D. G., ANDERSON, R. E., FLECK, R. J., et SCHMIDT, D. L. 1976. Late Proterozoic cratonization in southwestern Saudi Arabia. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, **280**, pp. 517–527.
- LAPIERRE, F., MERIEM, D., et BERTRAND, J. M. L. 1985. Transition between strike-slip fault and thrust in the Timgaouine area (western Hoggar, Algeria). XIIIth colloquium of African geology, University of Saint Andrews, Saint Andrews, Scotland, abstracts, p. 81.
- LEBLANC, M. 1975. Ophiolites précambriennes et gîtes arsénisés de cobalt (Bou Azzer, Maroc). Thèse de Doctorat es Sciences, Université de Montpellier, Montpellier, France, 329 p.
- LÉCORCHÉ, J. P. 1980. Les Mauritanides face au craton ouest-africain. Structure d'un secteur clef: la région d'Ijibiten (Est

- Akjoujt, R. I. de Mauritanie). Thèse de Doctorat es Sciences, Université de Marseille, Marseille, France, 446 p.
- LELUBRE, M. 1952. Recherches sur la géologie de l'Ahaggar central et occidental (Sahara central). Bulletin du Service de la carte géologique de l'Algérie, n° 22, vol. 1, 343 p.; vol. 2, 369 p.
- LEPAGE, A. 1983. Les grandes unités des Mauritanides aux confins du Sénégal et de la Mauritanie. Évolution structurale de la chaîne du Précambrien supérieur au Dévonien. Thèse de Doctorat es Sciences, Université de Marseille, Marseille, France, 518 p.
- LIÉGEAIS, J. P., et BLACK, R. 1984. Pétrographie et géochronologie Rb/Sr de la transition calco-alcaline-alcaline fini-Pan-Africain dans l'Adrar des Iforas (Mali) : accréation crustale au Précambrien supérieur. *Dans African geology. Éditeurs : J. Klercks and L. Michot. Musée royal de l'Afrique centrale, Tervuren, Belgique*, pp. 115-145.
- LILLE, R. 1967. Étude géologique du Guidimaka (Mauritanie). Essai de résolution structurale d'une série épimétamorphique. Mémoire du Bureau de recherches géologique et minière, Paris, France, n° 55, 397 p.
- MIYASHIRO, A. 1974. Volcanic rock series in island arcs and active continental margins. *American Journal of Science*, **274**, pp. 321-355.
- PEARCE, J. A., et CANN, J. R. 1973. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth and Planetary Science Letters*, **19**, pp. 290-300.
- REMY, P. 1985. Caractères tholéitiques et alcalins dans le matériel ophiolitique du groupe d'El Aouidja (Mauritanides centrales). *Ophioliti*. (sous presse.)
- SCHWEITZER, E. L., PAPIKE, J. J., et BENCE, A. E. 1979. Statistical analysis of clinopyroxenes from deep sea basalts. *American Mineralogist*, **64**, pp. 501-513.
- SHERVAIS, J. W. 1982. Ti/V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas. *Earth and Planetary Science Letters*, **59**, pp. 101-118.
- SOUGY, J. 1962. West African fold belt. *Geological Society of America Bulletin*, **73**, pp. 871-876.
- TREUIL, M. 1973. Critères pétrologiques, géochimiques et structuraux de la genèse et de la différenciation des magmas basaltiques : exemple de l'Afar. Thèse de Doctorat es Sciences, Université d'Orléans, Orléans, France, 491 p.
- VILLENEUVE, M. 1980. Schéma géologique du nord de la Guinée (Afrique de l'ouest). *Compte rendu sommaire des séances de la Société géologique de France*, **2**, pp. 54-57.
- 1982. Schéma lithostructural des Mauritanides au sud du Sénégal et au nord de la Guinée d'après les données actuelles. *Bulletin de la Société géologique de France*, **24**, pp. 249-254.
- VILLENEUVE, M. 1984. Étude géologique sur la bordure sud-ouest du craton ouest-africain. La suture pan-africaine et l'évolution des bassins sédimentaires protérozoïques et paléozoïques de la marge nord-ouest du continent de Gondwana. Thèse de Doctorat es Sciences, Université de Marseille, Marseille, France, 552 p.
- WILLIAMS, H. R. 1978. The Archean geology of Sierra Leone. *Precambrian Research*, **6**, pp. 251-268.
- WILLIAMS, H. R., et WILLIAMS, R. A. 1976. The Kasila Group, Sierra Leone, an interpretation of new data. *Precambrian Research*, **3**, pp. 505-508.