

LE SÉROUËNOUT : UN FRAGMENT DE LITHOSPHERE OCÉANIQUE SUBDUCTÉ À HAUTE PRESSION, EXHUMÉ PUIS GRANULITISÉ À HAUTE TEMPÉRATURE.

Zouhir ADJERID^{*et**}, Khadidja OUZEGANE^{**}, Gaston GODARD^{***},
Amel BITAM-DERRIDJ^{****} et Jean-Robert KIENAST^{*****}

RÉSUMÉ

Le terrane du Sérouënout (Hoggar central), d'âge panafricain probable, montre les vestiges d'une ancienne croûte océanique subductée à haute pression, charriée et exhumée, puis granulitisée à haute température.

Ce terrain est organisé en deux grands ensembles, un paléosocle orthogneissique et une couverture. Les roches composant la couverture sont extrêmement variées. Un aperçu de cette diversité est fourni par la présence de péridotites, de serpentinites, de brèches de serpentine (ophicalcites), de talcschistes, de chloritoschistes et de roches calcomagnésiennes très variées évoquant un caractère typiquement océanique.

L'étude géochimique indique que le cortège océanique a subi une altération hydrothermale intense avant qu'il ne subisse les effets d'un métamorphisme de haute pression.

La modélisation thermodynamique permet de tracer un cheminement pression-température complexe, en deux stades. Le premier correspond à l'enfouissement du cortège océanique le long de zones de subduction, jusqu'à l'éclogitisation des roches, en atteignant des conditions P-T proches de 20 kbar et 600°C. Ce stade est marqué par la stabilité de l'assemblage de haute pression à talc-disthène-quartz dans les schistes blancs et le développement de la clinohumite titanifère dans les péridotites serpentinisées. Le deuxième stade correspond à une exhumation rapide et une amphibolitisation des roches du faciès éclogite. Au cours du stade post-collisionnel, une délamination de la lithosphère et une remontée de l'asthénosphère, avec la mise en place d'un cortège de roches basiques et ultrabasiques, induit un transfert de chaleur important, responsable du métamorphisme granulitique de la majorité des roches.

Le développement de la saphirine, puis du corindon, dans les schistes blancs, implique une augmentation significative de la température, jusqu'à 800-850°C, puis une rétro-morphose finale vers 750°C et 10 kbar. Ces conditions sont aussi confirmées par l'occurrence de l'hibonite et de la scapolite dans les roches carbonatées.

* Ecole Normale Supérieure, Département des Sciences Naturelles, B.P. 92, Vieux Kouba, 16050 - Alger, Algérie. E-mail: adjerid@ens-kouba.dz; zouhir.adjerid@gmail.com

** Lab. de Géodynamique, Géologie de l'Ingénieur et de Planétologie, FSTGAT-USTHB, B.P. 32 El Alia, Dar el Beida, 16111-Alger, Algérie. E-mail: k.ouzegane@gmail.com

*** Institut de Physique du Globe, Sorbonne Paris Cité, Univ. Paris-Diderot, UMR 7154 CNRS, 1 rue Jussieu, 75238-Paris Cedex 05, France. E-mail: godard@ipgp.fr

**** Université M'Hamed Bougara, Faculté des Hydrocarbures et de la Chimie 35000-Boumerdès, Algérie.

***** Univ. Denis-Diderot (Paris 7), 4 place Jussieu, 75252-Paris, France. E-mail: jeanrobert.kienast@gmail.com

- Manuscrit déposé le 22 Janvier 2012, accepté après révision le 01 Avril 2012.

Mots-clés - Sérouénout - Hoggar central - Subduction - Haute pression - Délamination du manteau lithosphérique - Métamorphisme de haute température.

THE SEROUENOUT TERRANE : A FRAGMENT OF AN OCEANIC LITHOSPHERE SUBDUCTED AT HIGH-PRESSURE, EXHUMED AND THEN GRANULITIZED AT HIGH TEMPERATURE

ABSTRACT

The Serouenout Terrane (Central Hoggar) shows the vestiges of a former oceanic crust, which was subducted, exhumed and finally granulitized during a high-temperature metamorphic event.

The Serouenout Terrane is composed of two metamorphic units, a lower crustal unit made up essentially of orthogneisses series and a supracrustal metasedimentary unit of marbles, whiteschists, chloritischists, peridotites and serpentinites that evoke an oceanic environment character.

Major elements geochemistry indicates that rocks forming the oceanic floor underwent an intense hydrothermal alteration (i.e. ocean-floor metamorphism) prior to the high-pressure metamorphism that occurred during subduction.

Textural relationships and phase equilibrium modelling were used to constrain the metamorphic evolution.

Maximum pressure values (~20 kbar at 600°C) fall within the stability field of quartz-kyanite-talc paragenesis. The development of sapphirine + cordierite symplectites in whiteschists, at 800-850°C, suggests a thermal overprint in the granulite-facies stability field. These pressure-temperature estimates are also supported by the development of hibonite and scapolite in marbles and Ti-rich clinohumite in peridotites. The thermal event was followed by cooling, at 750°C and 10 kbar, under amphibolite-facies conditions; retrograde kelyphite microtexture involving corundum + cordierite developed in whiteschists between talc and kyanite at this stage.

Our data have evidenced a complex metamorphic history in the Serouenout Terrane with two major stages of evolution. The peak of the metamorphism coincides with the eclogite-facies conditions, coeval with the transfer of oceanic material to great depths causing eclogitization at Ti-N-Eggoleh area. The dominant isothermal decompression associated with the early phase of exhumation was followed by an important phase of heating towards the granulite facies that could result from the intrusion of abundant mafic rocks in this region, as a consequence of the delamination of the lithospheric mantle underneath the Serouenout Terrane.

Keywords - Serouenout - Central Hoggar - Subduction - High pressure - Delamination of the lithospheric mantle - High-temperature metamorphism.

I. INTRODUCTION

Longtemps considéré comme particulier; le terrane du Sérouënout (Hoggar central) est généralement donné comme l'exemple d'une ancienne croûte océanique, qui a été entraînée en collision lors de la structuration panafricaine du bouclier Touareg (Bertrand et Caby, 1978; Caby, 2003; Liégeois *et al.*, 2003). Toutefois, aucun marqueur ophiolitique évident, pouvant témoigner de l'existence de cette paléo-croûte océanique pré-panafricaine n'a pu être défini dans la région. Néanmoins, Guérangé (1966) rapporte, en particulier dans la région de Tamasint, la présence de masses plurikilométriques de péridotites intercalées dans des gabbros amphibolitisés et des sills gabbroïques et noritiques, transformés en amphibolites à grenat. Ces derniers traversent diagonalement le Sérouënout. Pour de nombreux auteurs (e.g. Bertrand et Caby, 1978; Caby, 2003), ces lambeaux de roches ultramafiques déformés correspondent, sans aucun doute, à l'empreinte de cet océan disparu.

Dans cet article, nous nous intéressons essentiellement à l'aspect géodynamique général du terrane de Sérouënout, en nous appuyant sur des données nouvelles présentées, récemment, par Benhalla Boubazine (2007), Adjerid (2009), Bitam-Derridj *et al.* (2010) et Bitam-Derridj (2011), qui décrivent des roches particulièrement rares, dans la partie méridionale du terrane de Sérouënout, près de sa limite ouest. Ces dernières englobent des roches de haute pression de type éclogite à omphacite-grenat, se trouvant en accordance métamorphique avec un encaissant remarquable de type schistes blancs ou talcschistes (i.e. «whiteschists») à talc-disthène-quartz. L'occurrence de ces roches basiques et métasédimentaires, dans cette partie du Sérouënout, implique vraisemblablement un épisode de subduction d'un plancher océanique partiellement disparu.

II. GÉOLOGIE RÉGIONALE

Le Sérouënout forme une bande subméri-dienne qui s'étend depuis l'Amador au nord, jusqu'aux Tassilis d'In Azaoua au sud (frontière du Niger). Il est limité à l'est par les terranes de Tazat et d'Issalane, et par le microcontinent LATEA du côté ouest (fig. 1).

Les séries du Sérouënout ont été décrites initialement par Guérangé (1966) qui a signalé au niveau de la région de Tamasint (au nord de ce terrane) deux unités lithologiques distinctes, séparées par une discordance majeure:

- une unité inférieure, appelée "suggarienne", composée de formations gneissiques, contenant des intercalations d'amphibolites;
- une unité supérieure ou "unité pharusienne", connue aussi sous le nom de "série de Tit-n-Afara", qui comprend un ensemble homogène constitué à 90% de métapélites à grenat-disthène (renfermant de nombreux niveaux graphiteux et de très minces niveaux repères de quartzites plus ou moins feldspathiques), de marbres et d'amphibolites à grenat.

Il signale également, la présence de masses plurikilométriques de roches vertes et de sills gabbroïques et noritiques, transformés en amphibolites à grenat, à Tamasint.

Notre étude porte sur la région de Tinguela, située à l'extrême sud du terrane de Sérouënout. Celle-ci se trouve près des Tassilis de Ti N Eggoleh (fig. 1), à environ 250 km au SE de la ville de Tamanrasset (22°8'44" latitude N; 6°56'13" longitude E). La région est formée de séries particulières qui diffèrent des formations décrites par Guérangé (1966), par leur diversité et un degré de métamorphisme plus accentué, portant la marque d'une structuration complexe. En effet, il est possible de mettre en évidence, grâce

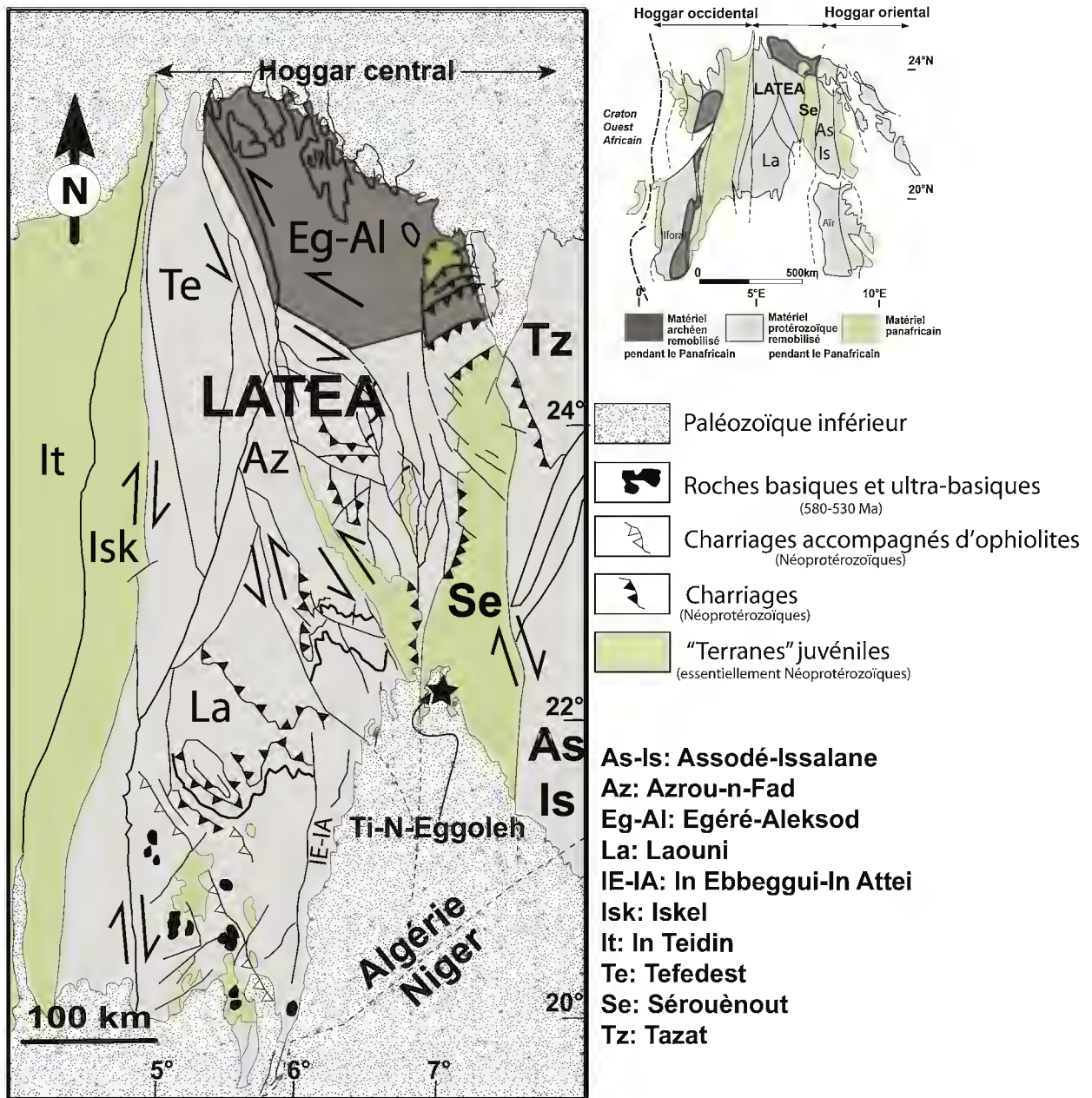


Fig. 1 : (a) - Carte schématique du bouclier Touareg montrant la position du terrane de Sérouënout dans la chaîne Trans-saharienne panafricaine (Black et al., 1994).

Sketch map of the Touareg Shield showing the setting of the Serouenout Terrane within the Trans-Saharan Pan-African Belt (Black and al., 1994).

(b) - Carte des terranes du Hoggar central montrant la localisation du terrane juvénile du Sérouënout (adapté de Liégeois et al., 2003).

Simplified geological map of the central Hoggar, with the main structural and lithological features, showing the location of the Serouenout Terrane (adapted from Liégeois and al., 2003).

à la qualité exceptionnelle des affleurements, une succession de séries gneissiques migmatitiques, métasédimentaires et métabasiques (fig. 2a) recoupées par un réseau dense de filons tardifs de dolérites, de sills gabbroïques et des essaims de péridotites. Également, de nombreux types de granites, de faciès pétrographiques différents, parsèment la région (fig. 3).

Le "paléosocle" qui constitue vraisemblablement l'unité la plus ancienne, i.e. suggarienne, n'affleure que rarement dans ce secteur. Il est formé, dans l'ensemble, par des lambeaux isolés de gneiss migmatitiques, souvent recouverts par les dépôts sédimentaires cambro-ordoviciens des Tassilis (figs. 2a et 2b). Ce sont des gneiss œillés à biotite ou à amphibole, remarquables par leurs lentilles pluricentimétriques de mobilisats quartzo-feldspathiques (fig. 2b).

Les séries de la "couverture" sont, quant à elles, variées dans le détail; mais globalement trois termes principaux sont distingués. Ces derniers regroupent d'épaisses séries schisteuses, comprenant des talcschistes et des schistes chloriteux, liées à d'importantes séries calco-magnésiennes et à des roches vertes, parfois, complètement serpentinisées (figs. 2c et 4). Ces serpentinites sont fortement déformées et apparaissent généralement sous forme de brèches. Elles se présentent sous forme de bandes grossièrement concordantes et intercalées avec les autres formations. Ces mêmes serpentinites sont, généralement, parcourues par des veinules de carbonates, d'où l'aspect d'ophicalcite que présentent la plupart des affleurements de ces roches vertes. De ce fait, il devient parfois difficile de séparer le marbre de la serpentinite (fig. 4).

Les séries de la couverture incluent aussi d'autres roches, moins fréquentes, comme les méta-grès calcareux à quartz-calcite-dolomite et des roches alumineuses, très riches en corindon et en disthène, qui apparaissent sur le terrain, sous forme de boules denses et massives de plusieurs

mètres de diamètre. À toutes ces formations, dont le caractère est typiquement océanique (e.g. Lagabrielle, 1982), s'ajoutent des amphibolites à grenat à reliques écolitiques dont les protolithes sont des tholéiites de type MORB (Bitam-Derridj et *al.*, 2010) et d'un chapeau de fer résultant vraisemblablement de l'oxydation supergène d'un amas sulfuré.

Les roches dominantes, dans la région de Tinguela, sont des schistes blancs, de haute pression, renfermant la paragenèse rare talc-disthène-quartz, caractéristique des systèmes hyper-magnésiens. La minéralogie de ces schistes est de composition variable, ce qui explique leur transition vers les chloritoschistes ou parfois même vers des quartzites à chlorite, lorsque la proportion du talc diminue significativement jusqu'à disparaître complètement. Toutefois, les affleurements de ces schistes chloriteux restent sporadiques et peu fréquents sur le terrain, comparés à ceux des schistes blancs, dont l'extension est beaucoup plus large et dominante.

Les marbres forment de petites lentilles isolées, sur les collines qui structurent les reliefs de la région, ou occupent au contraire, de vastes étendues pouvant s'étaler sur plusieurs centaines de mètres carrés, au niveau de l'Oued Tigueli. Ce sont des marbres blancs, bleutés ou rosâtres, parsemés parfois de minéraux comme le corindon, ce qui constitue une originalité. Des boules métriques de marbre, très dense, ont également été cartographiées dans cette région. Elles ont la particularité de contenir un minéral rarissime, de haute température, connu sous le nom de hibonite (Ca, REE) (Al, Fe³⁺, Ti, Si, Mg, Fe²⁺)₁₂O₁₉. Ce dernier est caractéristique de certains types de météorites et n'a été que très peu observé dans les roches terrestres. La croissance de ce minéral, qui contient des teneurs appréciables en terres rares, atteste de la présence d'un fluide hydrothermal responsable d'une métasomatose importante, qui s'est faite lors d'un stade de haute température. Des fluides hydrothermaux seraient

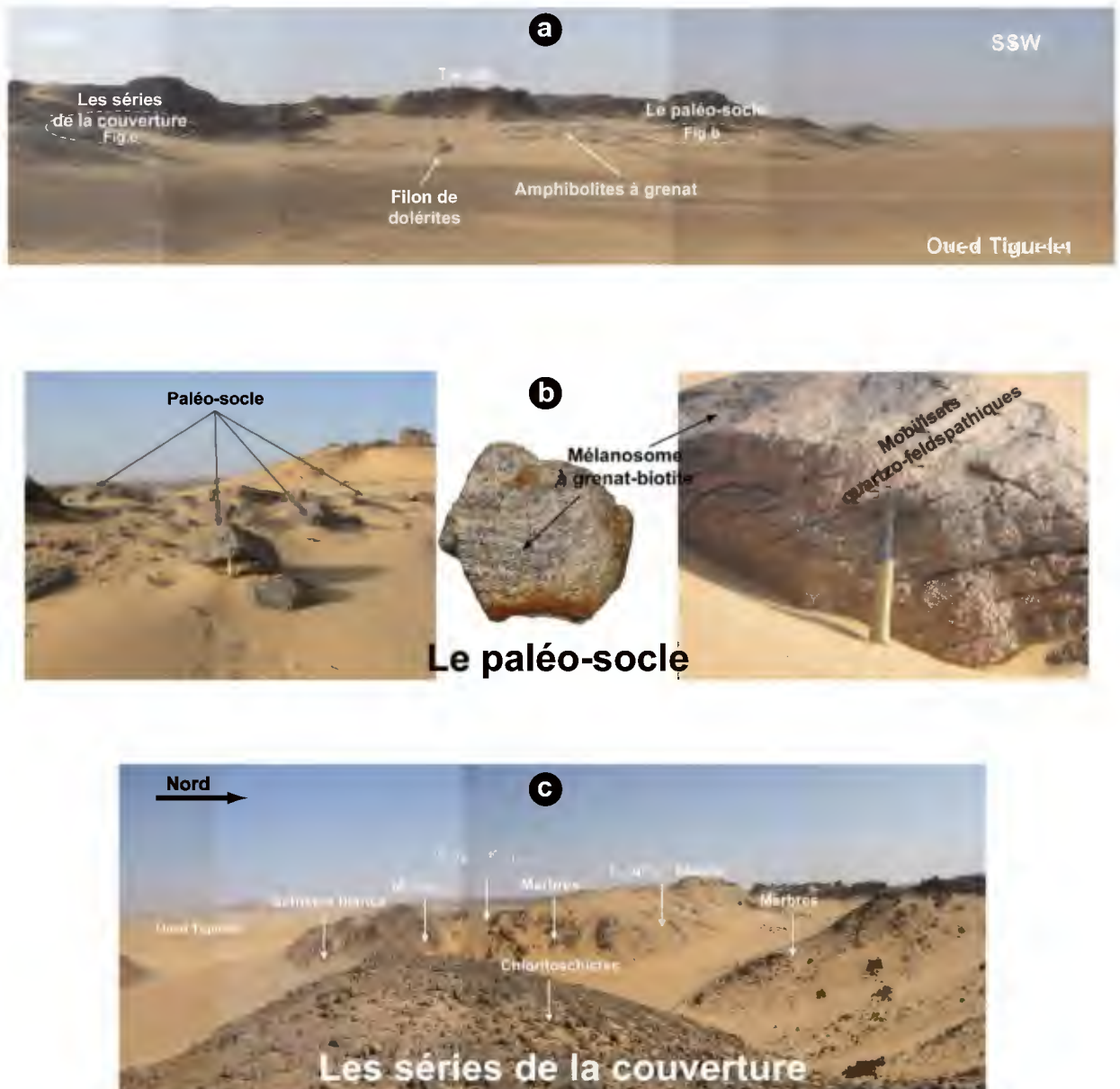


Fig. 2 : (a) - Vue panoramique montrant les différentes unités observées dans la région de Ti-N-Eggoleh.

A general view showing the major geological series making the Ti-N-Eggoleh area.

(b) - Affleurement des roches formant l'infrastructure ou le paléosocle.

Rocks forming the basement unit.

(c) - Affleurement des séries formant la couverture ou l'unité supracrustale.

The suprastructural metasedimentary series.

LE SÉROUËNOUT : UN FRAGMENT DE LITHOSPHÈRE OCÉANIQUE SUBDUCTÉ À HAUTE PRESSION,
EXHUMÉ, PUIS GRANULITISÉ À HAUTE TEMPÉRATURE

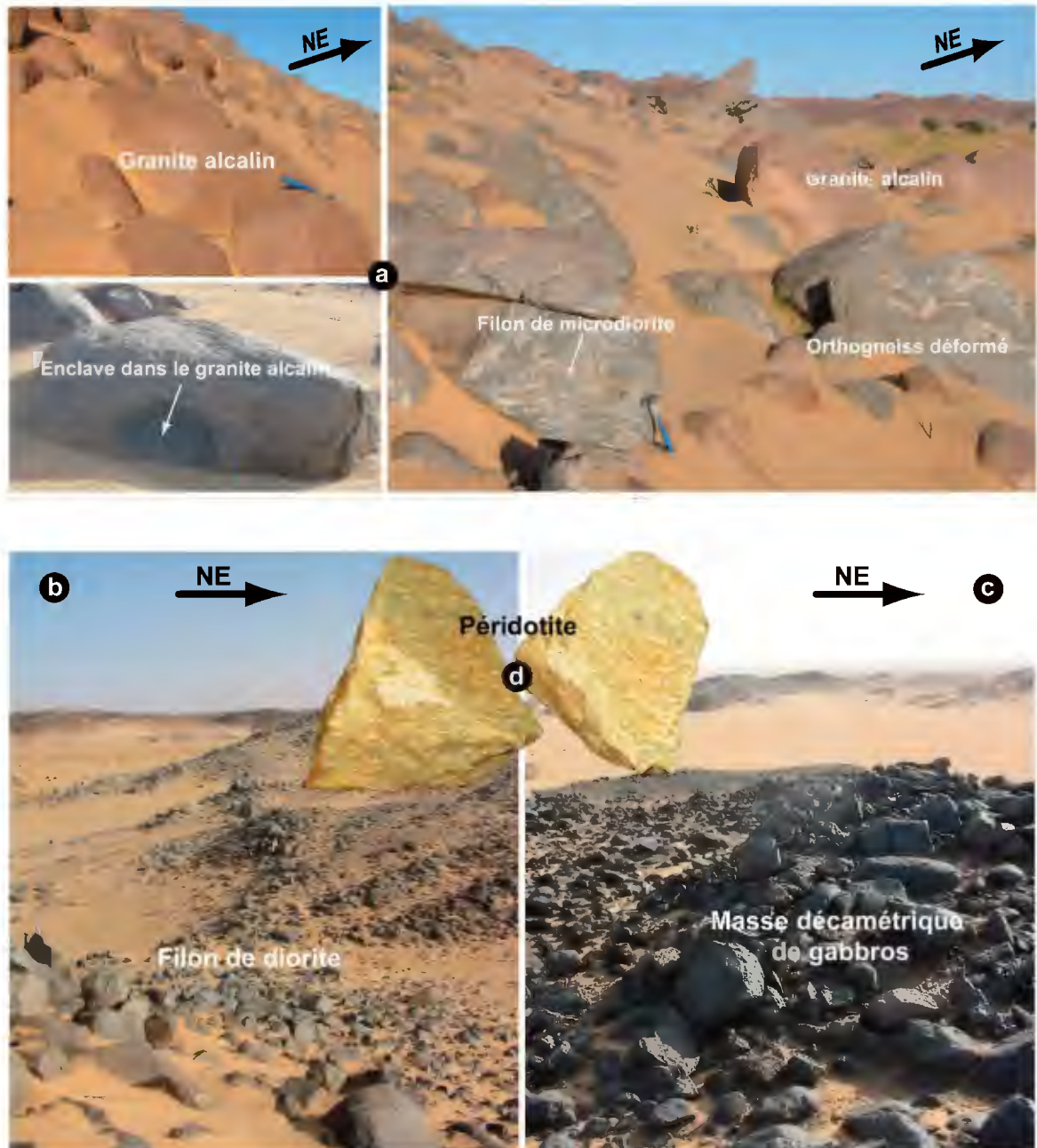


Fig. 3 - Exemples de roches (a) acides, (b et c) basiques et (d) ultrabasiques qui recoupent les séries de la région de Ti-N-Eggoleh.

Outcrop photos showing (a) acid, (b and c) mafic and (d) ultramafic rocks that intrude the basement and the supracrustal metasedimentary series of the Ti-N-Eggoleh region.

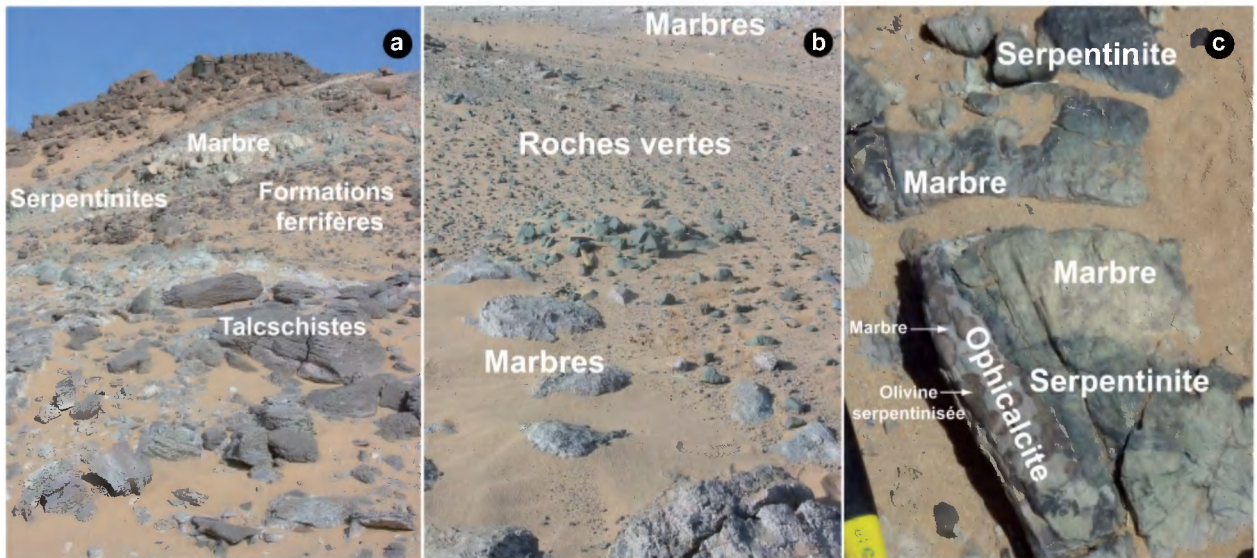


Fig. 4 - Photographies montrant les séries métasédimentaires formant la couverture.

Outcrop photographs of the metasedimentary series forming the suprastructural unit.

(a) : Alternance de schistes blancs avec des marbres, des serpentinites, et quelques intercalations de roches ferrifères (*Whiteschists interbedded with marble, serpentinite and Fe-rich rocks*).

(b) : Affleurement montrant une alternance de marbres et de péridotites serpentinisées (*Alternation of marble with serpentinite*).

(c) : Affleurement d'une ophiolite, montrant le contact entre un marbre et une péridotite fortement serpentinisée (*Contact between marble and serpentinitized peridotite, in an ophiolite*).

aussi responsables de la concentration d'amas sulfurés, principalement pyriteux, qui se traduisent en surface par un chapeau de fer à oxy-hydroxydes de fer d'aspect scoriacé. Celui-ci est allongé sur plus d'un kilomètre et disparaît sous les dépôts gréseux des Tassilis.

III. ANALYSE PARAGÉNÉTIQUE ET CONDITIONS DU MÉTAMORPHISME

III. A. Pétrographie

III. A. a. Les schistes blancs et les chloritoschistes

Les schistes blancs sont caractérisés par deux paragenèses successives. La paragenèse précoce consiste en de grandes lattes de talc et de disthène (fig. 5). Le quartz n'est présent que dans certaines variétés très siliceuses, où l'association talc-disthène-quartz, typique des roches magnésiennes de haute pression, est en équilibre

(fig. 5b). La chlorite et la phengite sont moins abondantes, voire même complètement absentes dans de nombreux échantillons.

Autour des minéraux originels se développent des couronnes monominérales de cordiérite ou des symplectites comprenant la cordiérite, la saphirine et/ou le corindon (figs. 5d, 5e et 5f). Le développement de cette association est incontestablement tardif, puisqu'elle apparaît constamment entre le talc, le disthène et le quartz. L'apparition de la saphirine parmi les minéraux de cette symplectite est en relation avec une augmentation significative de la température, lors d'un stade postérieur à l'épisode de haute pression.

Dans les chloritoschistes, les minéraux prédominants sont le quartz et la chlorite (fig. 5a). Accessoirement, se développent aussi le talc et la phengite entre ces deux phases principales (figs. 5a, 5b et 5c).

LE SÉROUËNOUT : UN FRAGMENT DE LITHOSPHÈRE OCÉANIQUE SUBDUCTÉ À HAUTE PRESSION,
EXHUMÉ, PUIS GRANULITISÉ À HAUTE TEMPÉRATURE

Chimiquement, la composition des minéraux ferromagnésiens formant les chloritoschistes et les talcschistes est particulière, puisque leur rapport X_{Mg} assez élevé (0,92 à 1,00; tabl. I) les rap-

proche de leurs pôles purs magnésiens appartenant au système $MgO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$ (MASH). Par ailleurs, l'étude géochimique montre que la composition particulière de ces schistes blancs,

La paragenèse de haute pression



La paragenèse de haute température

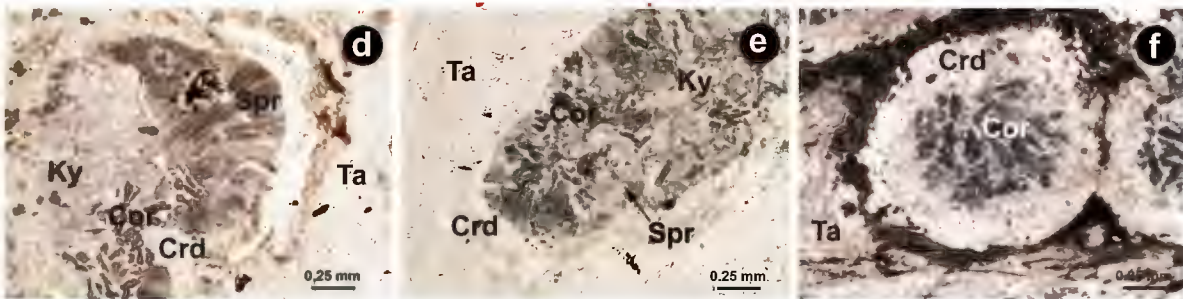


Fig. 5 - Photographies représentatives des paragenèses et textures des chloritoschistes et des talcschistes. Les assemblages figurant dans les micro-photographies a, b, et c (lumière analysée) sont typiques des domaines de haute pression, alors que les associations figurant en d, e et f (lumière non analysée) sont caractéristiques des domaines de haute température.

Microphotographs showing the main textures in chloritoschists and whiteschists. Associations shown in a, b and c (cross-polarized light) are characteristic of high-pressure conditions, whereas the other associations (d, e and f; plane-polarized light) are typical of high-temperature domains.

- (a) : Croissance du talc à partir de l'assemblage précoce chlorite-quartz (**Talc replacing chlorite and quartz**).
- (b) : Stabilité de l'assemblage rarissime à talc-disthène-quartz (**Occurrence of the rare talc-kyanite-quartz paragenesis**).
- (c) : Développement de la phengite dans les talcschistes (**Growth of phengite in whiteschists**).
- (d), (e) et (f) : déstabilisation de l'assemblage primaire disthène-talc au profit de symplectites à cordiérite-saphirine-corindon (**Progressive consumption of talc and kyanite by cordierite - sapphirine - corundum symplectites**).

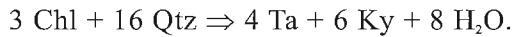
Tableau I - Analyses ponctuelles représentatives de la composition de la chlorite, du talc, de la phengite, la saphirine et la cordiérite. Les formules structurales sont calculées sur la base de 36 (Chl), 11 (Ta), 22 (Phn), 10 (Spr), et 18 (Crd) équivalents oxygène.

Representative spot analyses of chlorite, talc, phengite, sapphirine and cordierite. Chemical formulae are calculated on the basis of 36 (Chl), 11 (Ta), 22 (Phn), 10 (Spr), and 18 (Crd) equivalent O.

Minéral	Chl	Chl	Ta	Ta	Phn	Phn	Spr	Spr	Crd	Crd
SiO ₂	32,25	32,56	57,52	59,04	44,45	46,09	10,76	10,86	51,21	50,47
TiO ₂	0,39	0,29	0,00	0,09	0,00	0,00	0,08	0,00	0,00	0,00
Al ₂ O ₃	16,94	17,05	1,75	2,13	31,65	30,60	70,01	70,03	33,86	34,17
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,07	-	-	-	-
FeO	3,41	3,08	1,09	1,07	1,02	0,64	0,29	0,41	0,66	0,61
MnO	0,09	0,16	0,04	0,00	0,02	0,02	0,03	0,01	0,00	0,02
MgO	30,81	31,16	29,19	29,31	7,25	4,18	18,60	18,56	13,01	13,22
CaO	0,11	0,10	0,52	0,12	0,06	0,05	0,02	0,01	0,06	0,08
Na ₂ O	0,00	0,02	0,13	0,75	0,13	0,09	0,03	0,01	0,15	0,18
K ₂ O	0,03	0,05	0,14	0,14	10,13	10,35	0,00	0,08	0,00	0,00
F	0,35	0,14	0,37	0,67	0,00	0,00	-	-	-	-
Cl	0,03	0,00	0,06	0,04	0,01	0,04	-	-	-	-
Sum	84,24	84,54	90,45	92,72	94,73	92,13	99,83	99,97	99,06	99,08
Si	6,269	6,286	3,873	3,877	5,991	6,342	1,240	1,251	5,052	4,994
Al ^{IV}	1,731	1,714	0,139	0,165	2,009	1,658	4,760	4,749	-	-
Sum	8,000	8,000	4,012	4,042	8,000	8,000	6,000	6,000	5,052	4,994
Al ^{VI}	2,147	2,163	0,000	0,000	3,015	3,300	4,745	4,750	-	-
Altot	3,878	3,877	0,139	0,165	5,024	4,958	9,500	9,500	3,937	3,984
Ti	0,058	0,042	0,000	0,004	0,000	0,000	0,007	0,000	0,000	0,000
Fe ³⁺	0,000	0,000	0,000	0,000	-	-	0,000	0,000	-	-
Fe ²⁺	0,554	0,497	0,061	0,058	0,115	0,074	0,028	0,040	0,054	0,051
Cr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,008	-	-	-	-
Mn	0,014	0,027	0,002	0,000	0,003	0,003	0,003	0,001	0,000	0,001
Mg	8,930	8,968	2,930	2,869	1,456	0,856	3,197	3,187	1,913	1,950
Ca	0,022	0,021	0,038	0,008	0,009	0,008	0,003	0,001	0,007	0,009
Na	0,000	0,009	0,017	0,095	0,034	0,025	0,007	0,001	0,028	0,034
K	0,008	0,011	0,012	0,012	1,743	1,816	0,000	0,012	0,000	0,000
Cations	19,73	19,74	7,07	7,09	14,376	14,09	13,99	13,99	10,99	11,03
F	0,430	0,172	0,158	0,276	0,000	0,000	-	-	-	-
Cl	0,018	0,000	0,013	0,008	0,002	0,016	-	-	-	-
X _{Mg}	0,94	0,95	0,98	0,98	0,93	0,92	0,99	0,99	0,97	0,97

LE SÉROUËNOUT : UN FRAGMENT DE LITHOSPHÈRE OCÉANIQUE SUBDUCTÉ À HAUTE PRESSION,
EXHUMÉ, PUIS GRANULITISÉ À HAUTE TEMPÉRATURE

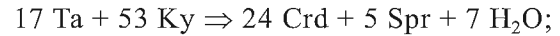
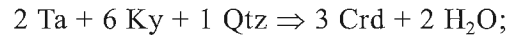
pourrait être le résultat d'une altération hydrothermale de roches basiques et/ou ultrabasiques (fig. 6). D'autre part, on remarque que la composition pondérée de ces schistes se situe entre les joints reliant, à la fois, les minéraux chlorite-quartz-talc et talc-disthène-quartz, suggérant ainsi une transition entre les chloritoschistes et les talcschistes (ou schistes blancs), dont les protolithes probables seraient issus de l'altération de roches basiques, en milieu sous-marin. Cette transition peut s'écrire comme suit :



Cette évolution implique une augmentation importante de la pression, puisqu'elle se fait depuis les conditions du faciès schistes verts, à

chlorite-quartz, jusqu'aux conditions du faciès écolite, permettant la stabilité de l'assemblage rarissime à talc-disthène-quartz (fig. 8).

L'occurrence de symplectites à cordiérite, safrine et/ou corindon entre le disthène, le quartz et le talc (figs. 5d, 5e et 5f) indique que les talcschistes ont subi un métamorphisme intense dans les conditions du faciès granulite (fig. 8). Ce dernier oblitère partiellement la paragenèse de haute pression, via les réactions équilibrées avec le logiciel et la base de données *THERMOCALC* tc333 (Powell et Holland, 1990) :



La haute température responsable de la pseudomorphose du talc et du disthène, dans les conditions du faciès granulite, pourrait être expliquée par la mise en place des différentes intrusions magmatiques tardives, basiques et ultrabasiques, observées sur le terrain (fig. 3).

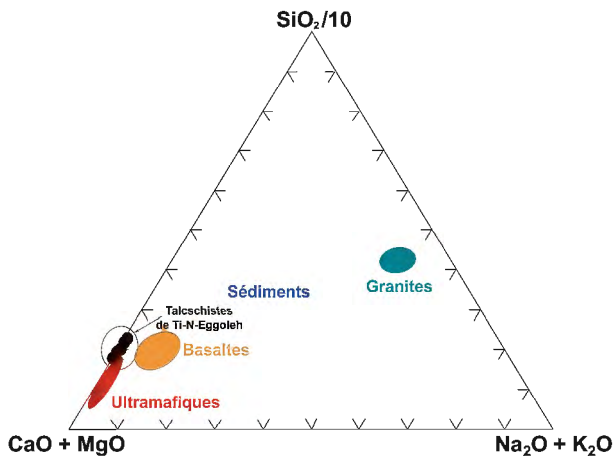


Fig. 6 - Détermination de la nature des protolithes des whiteschists, à partir d'une projection dans le diagramme ternaire $\text{SiO}_2/10\text{-CaO+MgO-Na}_2\text{O+K}_2\text{O}$ (Bavinton et Taylor, 1980).

Nature determination of the whiteschists protoliths, using the discriminant diagram of Bavinton and Taylor (1980).

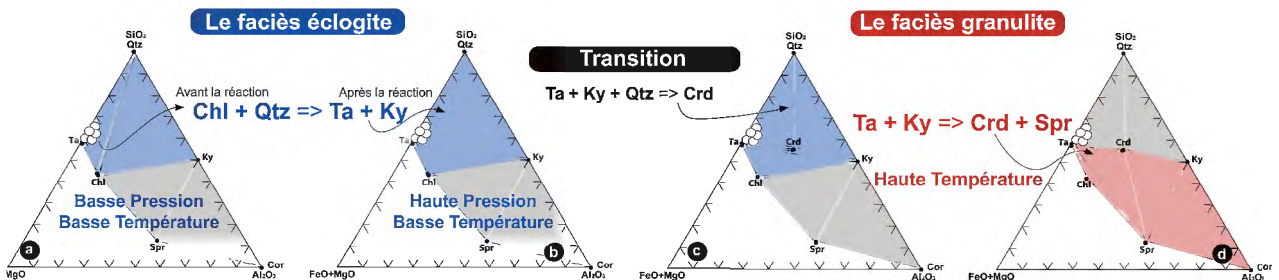


Fig. 7 - Projections barycentriques montrant la succession des réactions observées dans les talcschistes, depuis les conditions du faciès écolite (a et b) jusqu'aux conditions du faciès granulite (c et d).

Ternary plots showing the succession of the main reactions, observed in whiteschists. This evolution is characterized by an earliest high pressure episode (a and b), then a late high temperature stage (c and d).

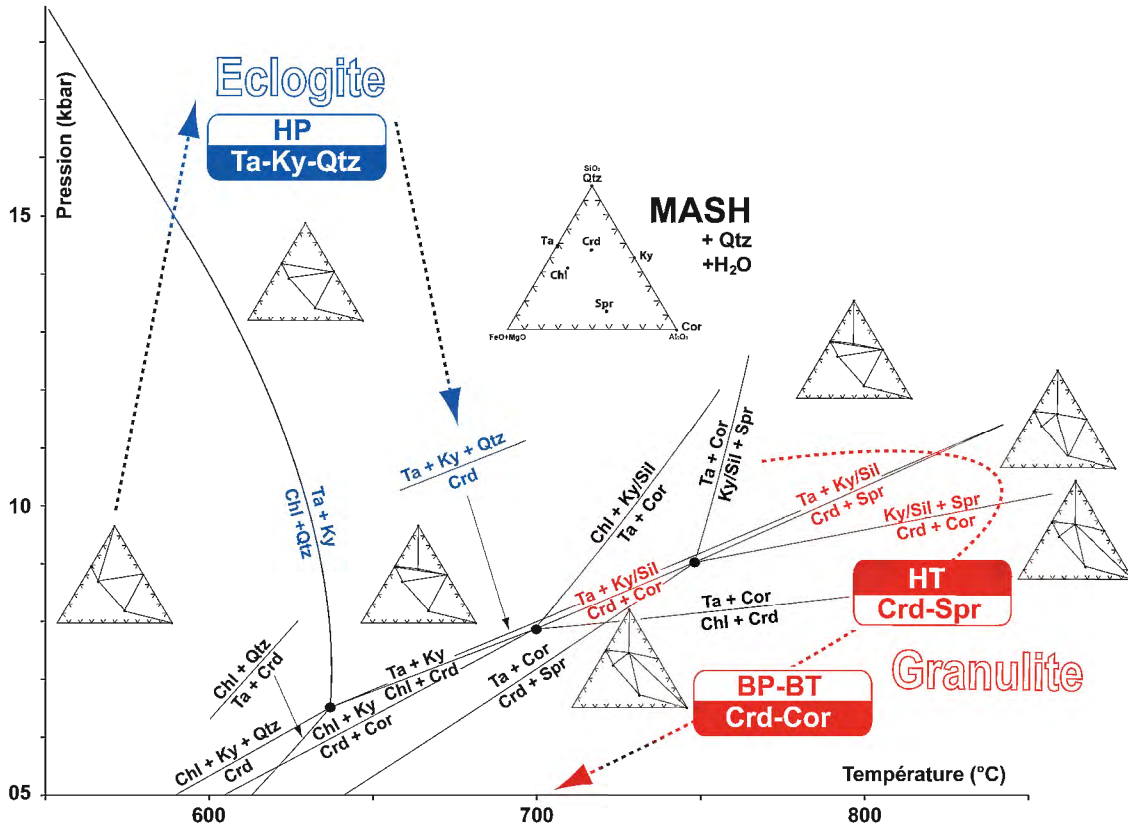


Fig. 8 - Grille du système FMASH (FeO-MgO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O), montrant la trajectoire pression-température suivie par les talcschistes au cours de leur évolution polymétamorphique. Notez que la paragenèse talc-disthène-quartz apparaît à haute pression et basse température, alors que l'assemblage saphirine-corindon-cordiérite se développe à haute température et moyenne à basse pression.

A partial petrogenetic grid for the FMASH system. The arrow indicates the P-T path deduced from the sequence of reaction textures in whiteschists. Note that the assemblage talc-kyanite-quartz occurs at high pressure, whereas sapphirine-corindon-cordierite associations develop at low-pressure and high-temperature conditions.

III. A. b. Les roches ultrabasiques

Deux types de roches ultrabasiques peuvent être distingués :

- d'anciennes péridotites complètement serpentinisées, assez répandues sur le terrain, se trouvant souvent intercalées avec les autres variétés de roches formant la série supracrustale de "couverture" (fig. 5);
- des péridotites non métamorphiques, à olivine peu ou partiellement transformée, préservées dans les séries de la "couverture" (fig. 3d).

Les serpentinites présentent une composition minéralogique assez simple, comprenant du chrysotile et/ou de l'antigorite seule et sont parsemées, occasionnellement, d'ilménite ou de spinelle partiellement chloritisé. La dolomite, rare, peut être aussi présente dans quelques échantillons. Dans certaines variétés, la calcite est abondante et la roche est composée d'un mélange de serpentine et de veines de carbonates qui traversent celle-ci, offrant une transition avec les ophicalcites. Des textures rappelant la forme de l'olivine avant sa déstabilisation totale (i.e., textures en "peau de serpent") sont communes

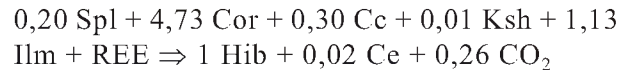
LE SÉROUËNOUT : UN FRAGMENT DE LITHOSPHÈRE OCÉANIQUE SUBDUCTÉ À HAUTE PRESSION,
EXHUMÉ, PUIS GRANULITISÉ À HAUTE TEMPÉRATURE

dans toutes les roches. Les serpentinites (à reliques de péridotites) les moins affectées par la transformation sont à olivine, clinohumite titanifère (~3%), carbonates, ilménite et spinelle (figs. 9a et 9b). Un tel assemblage est significatif de conditions de haut degré, puisque l'occurrence de la clinohumite titanifère est caractéristique des domaines de haute pression (e.g. Merrill *et al.*, 1972; Yamamoto et Akimoto, 1977); cependant, l'absence de grenat suggère que la pression n'a pas atteint le faciès des péridotites à grenat.

III. A. c. Les roches calcomagnésiennes

Les marbres les plus fréquents sont à dolomite, calcite et forstérite, alors que les moins abondants sont à calcite, clinopyroxène, plagioclase et scapolite. D'autres variétés sont à calcite-dolomite ± phlogopite ou chlorite; ils peu-

vent parfois renfermer des amas de quartz recristallisés, rappelant la texture de métagrès calcaireux. Associés à ces roches, on trouve aussi des skarns exceptionnels, formés probablement lors de la mise en place des intrusions granitiques tardives. Ils sont à hibonite (Hib), kinoshitalite (Ksh) et renferment exceptionnellement du corindon (Cor) (fig. 9a). Les autres minéraux de ces skarns sont la calcite (Cc), le spinelle (Spl), l'ilménite (Ilm), le sphène (Sph) et la celsiane (Ce). D'après les textures observées, la réaction générale, équilibrée par la méthode des moindres carrés, qui semble être à l'origine de la croissance de l'hibonite serait :



Le développement spectaculaire de l'hibonite, tout comme celui de la saphirine dans les schistes blancs, suggère une augmentation importante

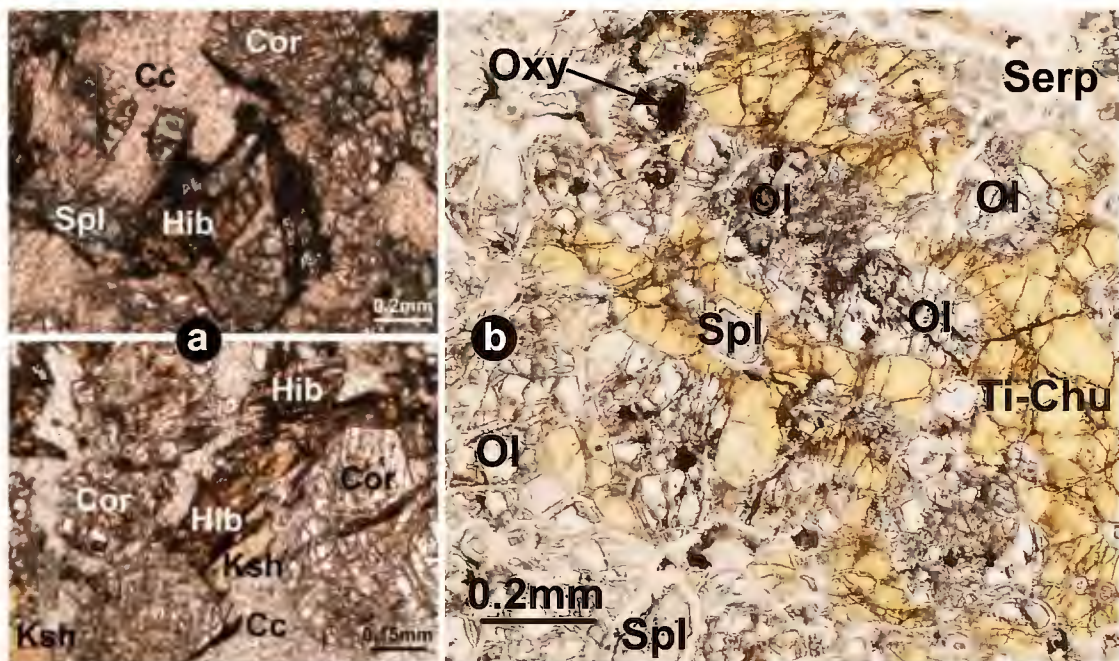


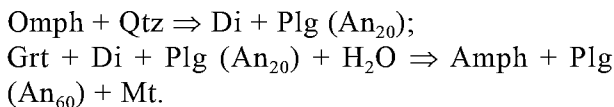
Fig. 9 - Micro-photographies montrant les assemblages observés dans (a) les skarns à hibonite et (b) les péridotites à clinohumite titanifère.

Microphotographs in plane-polarized light showing the main assemblages observed in (a) hibonite-bearing skarns and (b) in Ti-clinohumite-bearing peridotites.

de la température. L'occurrence de l'hibonite implique, de plus, une infiltration importante de fluides contemporaine du métamorphisme de faciès granulite, compte tenu de la richesse de ce minéral en strontium et en terres rares et dont l'origine probable de ces éléments serait les granites alcalins.

III. A. d. Les metabasites (éclogites et amphibolites à grenat)

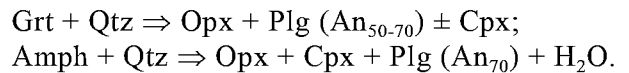
Les éclogites et les amphibolites à grenat qui en dérivent sont fréquentes dans la région de Tinguela. Elles se présentent sous forme de bancs lenticulaires sombres, de plusieurs mètres de long. D'après Bitam-Derridj *et al.* (2010) et Bitam-Derridj (2011), ces roches correspondent probablement à d'anciens "basaltes tholéïtiques" transformés en éclogites, à haute pression. Ces metabasites sont constituées en grande partie de cristaux d'omphacite (Omph) riche en composante jadeitique (Jd_{30}), de grenat (Grt) et d'oxydes comme la magnétite (Mt) et l'ilménite (Ilm). Ces auteurs notent aussi la présence de quartz (Qtz) dans nombreux échantillons et décrivent, régulièrement, la présence de couronnes réactionnelles autour des cristaux de grenat. Ces dernières sont composées de kélyphites à hornblende (Amph), plagioclase (Plg) \pm diopside (Di) \pm orthopyroxène (Opx) et sont interprétées comme le résultat de plusieurs réactions successives. Parmi ces réactions, Bitam-Derridj *et al.* (2010) citent :



Ces deux réactions, caractéristiques des éclogites rétro-morphosées dans le faciès amphibolite, se produisent systématiquement lors d'une baisse significative de la pression, ce qui permet la déstabilisation et le remplacement de l'omphacite, minéral dont la présence est caractéris-

tique de la haute pression. L'occurrence d'amphibolites à grenat en bordure des éclogites rétro-morphosées est interprétée comme étant le résultat de cette transformation, favorisée par la percolation d'un fluide aqueux provenant de l'encaissant.

La croissance de l'orthopyroxène, en particulier autour de l'amphibole et du grenat, suggère une fois de plus que la décompression, dans cette région, a été relayée par un stade de déshydratation, qui atteint les conditions du faciès granulite, selon les réactions suivantes :



Le développement de l'orthopyroxène dans les metabasites est très vraisemblablement contemporain de l'apparition de la saphirine dans les schistes blancs et de l'hibonite dans les skarns.

III. B. Les conditions du métamorphisme

L'estimation des conditions du métamorphisme de Sérouénout a été entreprise en premier par Bitam-Derridj *et al.* (2010). L'étude, focalisée essentiellement sur les metabasites de Ti n Eg-goleh, a permis de déduire une histoire polymétamorphique complexe. En effet, les textures réactionnelles, dans ces éclogites, indiquent le passage de ces roches par différents stades métamorphiques, qui semblent appartenir à deux cycles bien distincts (fig. 10):

- Lors du premier cycle, la paragenèse éclogitique à grenat-omphacite-rutile est stable à $650 \pm 50^\circ\text{C}$ et une pression minimale proche de $16,8 \pm 0,5$ kbar. Par la suite, l'omphacite, dont la teneur en jadéite d'environ 30 mole % (Jd_{30}), est déstabilisée, pendant une première rétro-morphose anhydre, dans les conditions du faciès amphibolite en une symplectite à clinopyroxène-plagioclase. À la fin de ce premier cycle, l'am-

LE SÉROUËNOUT : UN FRAGMENT DE LITHOSPHÈRE OCÉANIQUE SUBDUCTÉ À HAUTE PRESSION,
EXHUMÉ, PUIS GRANULITISÉ À HAUTE TEMPÉRATURE

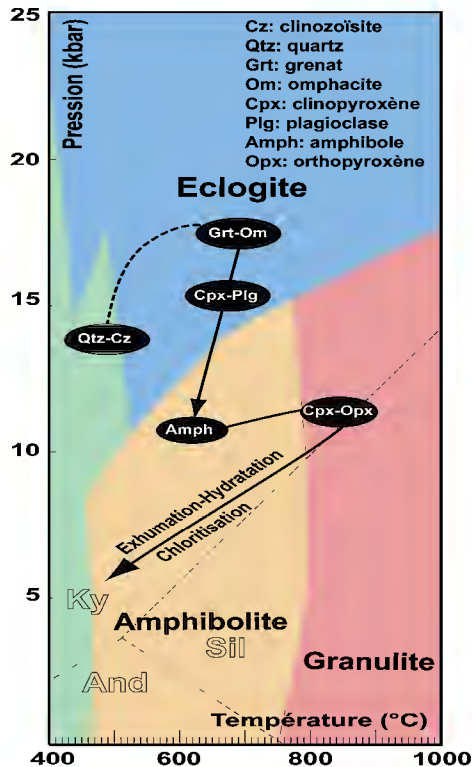


Fig. 10 - Diagramme P-T, montrant l'évolution des conditions du métamorphisme des éclogites de la région de Ti-N-Eggoleh. La trajectoire correspond à un gradient géothermique bas (Bitam - Derridj et al., 2010).

P-T diagram, showing the evolution of eclogites from the Ti-N-Eggoleh region. The trajectory is in agreement with a low geothermal gradient (Bitam - Derridj and al., 2010).

phibole se développe suite à une hydratation du système, à environ $10,5 \pm 1,0$ kbar et 600 ± 40 °C.

- Le deuxième cycle est caractérisé par un métamorphisme prograde dans les conditions du faciès granulite à 11 kbar et 750°C. La déshydratation générée au cours de ce stade est matérialisée par l'apparition de l'orthopyroxène, du clinopyroxène et du plagioclase anorthitique, en couronnes autour des cristaux d'amphibole. Un stade de rétro-morphose tardive le long des zones de cisaillement, est marqué par la croissance tardive de la chlorite, dans les conditions du faciès schistes verts.

On constate que la trajectoire pression-température obtenue à partir des systèmes réactionnels analysés dans les éclogites, concorde parfaitement avec l'évolution reconstituée dans les autres types de roches qui forment les séries de la couverture. C'est dans les schistes blancs, roches métamorphosées dans les conditions du faciès éclogite puis du faciès granulite, où cette affinité est la plus prononcée (fig. 8). En effet, le passage d'un type de métamorphisme à un autre s'exprime en premier par le développement d'assemblages de haute pression, puis par des paragenèses de haute température, comme on peut le montrer par une simple modélisation dans le système MASH ($MgO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$, fig. 8). Ainsi, le premier cycle métamorphique débute par la transformation de la chlorite et du quartz en un assemblage à talc-disthène, suite à une augmentation de la pression (fig. 5), qui est à son tour remplacé par l'association cordiérite-saphirine et/ou corindon, lors du second cycle de haute température et moyenne ou basse pression (fig. 5). Entre ces deux cycles majeurs, une décompression importante aboutit au développement de couronnes monominérales de cordiérite, qui traduisent la transition entre ces deux cycles tectono-métamorphiques. En effet, le développement de la cordiérite peut bien être concomitant de l'apparition de l'amphibole dans les éclogites. Une projection barycentrique du système KFMASH dans le système AFM (fig. 11) réalisée à partir des pôles phengite, quartz et eau montre qu'au cours du stade prograde, la stabilité de l'assemblage talc-disthène-quartz requiert un minimum de 19,4 kbar et 552°C, dans ce type de roches. En deçà de ces conditions, les joints reliant ces trois minéraux sont instables, et ceux-ci ne peuvent plus coexister (fig. 11).

Le métamorphisme granulitique des schistes est bien matérialisé par le développement des produits de la pseudomorphose du talc et du disthène. Parmi les marqueurs des conditions de haute température, on cite la croissance de la sa-

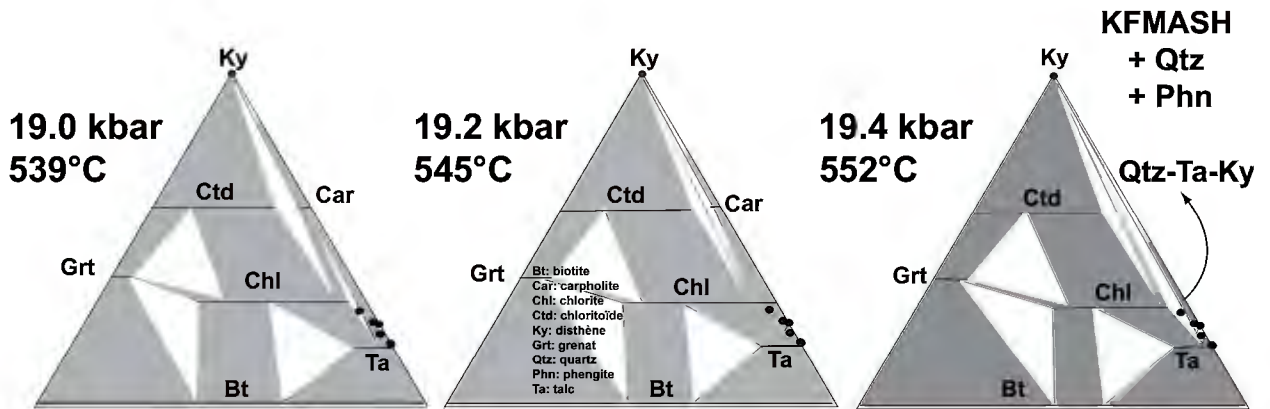


Fig. 11 - Les conditions approximatifs de stabilité de l'assemblage quartz-talc-disthène, calculées avec le logiciel et la base de données THERMOCALC tc333 (Powell et Holland, 1990).

The approximate stability conditions of the quartz-talc-kyanite assemblage, calculated with THERMOCALC tc333 software and database (Powell and Holland, 1990).

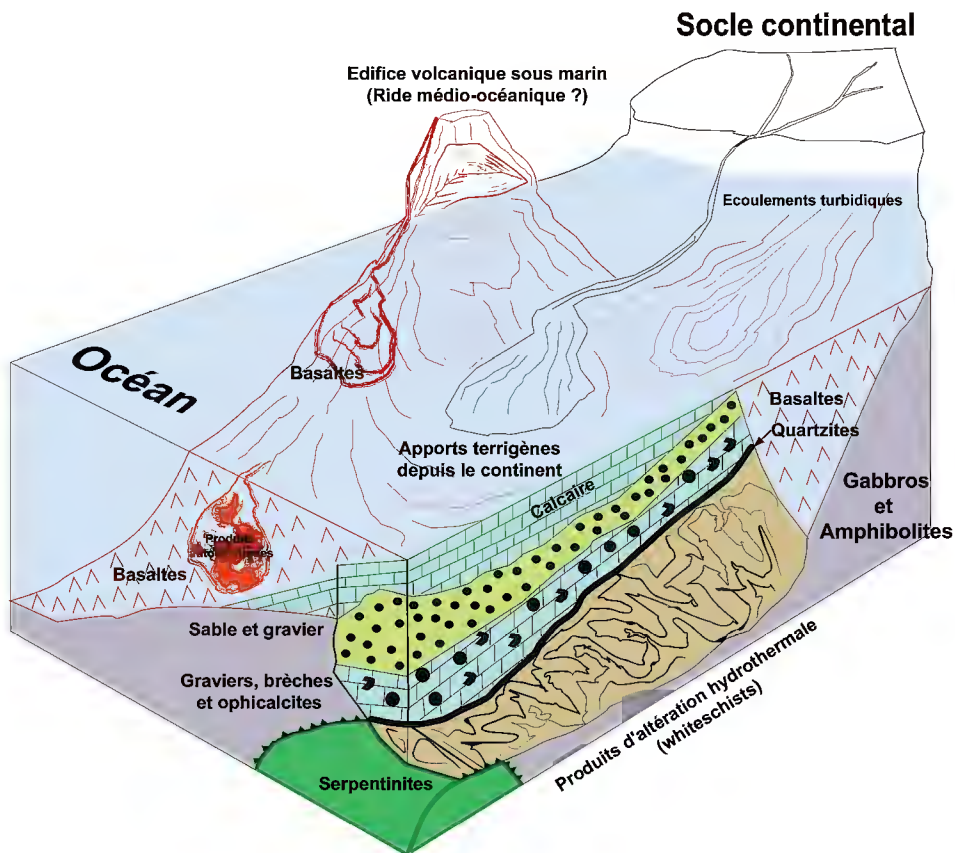


Fig. 12 - Bloc diagramme illustrant les dépôts d'un bassin océanique idéal (Lagabrielle, 1982).

Block diagram illustrating the deposits of an ideal oceanic basin (Lagabrielle, 1982).

phirine qui ne peut se développer qu'à partir de 750°C et 9 kbar, comme on peut le voir dans le diagramme pression-température (fig. 8), en concordance avec les estimations de Bitam-Derridj *et al.* (2010) qui avancent des conditions de 740 ± 40°C et 11 ± 1 kbar pour le développement de l'orthopyroxène dans les éclogites rétro-morphosées de la même région (fig. 10). La différence constatée dans l'estimation de la pression peut être liée à l'estimation de la température elle-même, puisqu'à 800°C la pression présumée est de l'ordre de 10 kbar.

IV. CONCLUSION

Le domaine métamorphique de Ti-N-Eggoleh comprend à peu près tous les termes d'une séquence ophiolitique, composée de roches ultrabasiques serpentinisées et de roches basiques, ayant subi une altération hydrothermale intense (fig. 12). Les intercalations constantes de chloritoschistes, l'abondance de niveaux quartzeux dans les marbres et le caractère gréseux de nombreux talcschistes indiquent, néanmoins, une influence continentale terrigène notable, impliquant des apports divers pour les différentes roches formant la couverture. En définitive, trois composantes, ophiolitique, terrigène et pélagique, ont probablement régi la sédimentation, dans un environnement originellement océanique. On reconnaît alors des grès, des schistes plus ou moins gréseux et des calcaires purs ou dolomitiques transformés par le métamorphisme (fig. 12). Les quartzites, les schistes et les marbres ont des origines diverses, sédimentaire pour les quartzites et les marbres, mais représentant les produits d'altération hydrothermale d'une croûte océanique, pour les chloritoschistes et les talcschistes.

Les séries de la région de Ti-N-Eggoleh peuvent se comparer à certaines croûtes océaniques actuelles, dans un environnement de ride lente et froide, comme l'Atlantique. Cette comparaison a déjà été faite pour les ophiolites alpines

par Lagabriele et Cannat (1990), Cannat (1991) et Cannat *et al.* (1997). En effet, la juxtaposition, régulière des calcaires avec, d'une part, les serpentinites et d'anciens produits d'altération hydrothermale assez caractéristiques, comme les talcschistes, d'autre part, ainsi que le mélange de produits ophiolitiques et de sédiments, tels les ophicalcites ou les grès fins calcaireux à éléments serpentineux, suggèrent une altération et un démantèlement en milieu marin, d'une croûte océanique dont les produits se sont redéposés dans des boues calcaires ou sous forme de graviers avant le charriage qui s'est opéré, probablement, lors de la collision panafricaine.

L'évolution au cours du Panafricain est marquée par une compression aboutissant à une subduction, à l'origine de l'événement de haute pression, signalée par la formation des éclogites et des schistes blancs. Les éclogites, amphibolites à grenat, serpentinites et schistes blancs, localisés initialement dans les zones de cisaillements, définissent probablement, à l'heure actuelle, des surfaces de chevauchements profonds entre deux blocs continentaux, séparés prématurément par une croûte océanique, enfouie sûrement lors de la subduction.

L'évolution post-collisionnelle de la région de Ti-N-Eggoleh correspond, en général, au passage vers un métamorphisme de haute température/moyenne pression, attribué à une anomalie thermique qui s'exprime sur le terrain par la mise en place d'un cortège, essentiellement, basique/ultrabasique d'origine mantellique, comprenant des gabbros et une nouvelle génération de péridotites non métamorphiques, mais aussi par des granites alcalins très abondants. Cette phase accompagne une tectonique extensive, dans une croûte probablement en cours d'amin-cissement, avec une phase de décompression-réchauffement, caractérisée par une augmentation significative de la température, associée à une baisse de la pression, lors de l'étape ultime de l'exhumation.

La combinaison de nos résultats, comparés aux données disponibles dans la littérature, nous permet de proposer le modèle suivant, malgré l'absence, pour le moment, de données géochronologiques précises:

- Extension : un rifting initial, concordant avec la dispersion de la Rodinia, débiterait vers 880 Ma. Lors de cette ouverture, on assiste au développement de plusieurs marges passives continentales et de bassins océaniques. Au cours de cette étape, les formations océaniques de Sérouënout subissent l'effet d'un hydrothermalisme intense aboutissant à l'altération des roches basiques, d'une part, et à la serpentinitisation des péridotites et la désilicification des marbres, d'autre part.

- Convergence et collision: le changement du contexte géodynamique passant d'une ouverture à une compression, lors de l'orogénèse panafricaine, conduit à la subduction de tous les planchers océaniques, vers 600 Ma. La transformation des chloritoschistes en talcschistes semble liée à cette phase, qui explique aussi, la transformation, simultanée, des basaltes tholéïtiques en éclogites.

- Réchauffement : L'érosion et l'exhumation qui succèdent aux derniers stades de la collision provoquent une phase d'amincissement de la lithosphère continentale et un début d'extension qui aboutit à une remontée de l'asthénosphère chaude. Le flux thermique très important oblitère partiellement ou, parfois même, complètement les paragenèses précoces de haute pression, dans les conditions du faciès granulite. De ce fait, on assiste au développement de nouveaux minéraux, symptomatiques de ces nouvelles conditions thermiques, comme l'orthopyroxène dans les metabasites, la saphirine dans les schistes blancs et la hibonite dans les roches calcomagnésiennes, indiquant un passage rapide de gradients thermiques de 20°C par km à des gradients proches de 100°C par km.

Remerciements : Nous tenons à remercier les Professeurs Abba Azzouni et Hamid Haddoum pour leurs suggestions pertinentes qui ont permis l'amélioration du manuscrit.

Les travaux de terrain dans la région de Ti-N-Eggoleh ont pu être menés grâce à l'assistance inestimable de Farid Ighilahriz, directeur de l'OPNA. Cette publication est une contribution au projet PNR «Cartographie et genèse des gîtes à corindon du Hoggar» et au projet CNEPRU «Apport de la télédétection à la cartographie géologique des terrains précambriens (Hoggar occidental) en zones désertiques».

BIBLIOGRAPHIE

ADJERID, Z. 2009. Textures et modélisation thermodynamique: Exemple des séries métamorphiques de haute température et de haute pression du Hoggar. *Thèse de Doctorat, U.S.T.H.B., Algérie*, 384 p.

BAVINTON, O.A. AND TAYLOR, S.R. 1980. Rare-earth element geochemistry of Archean metasedimentary rocks from Kambalda, Western Australia. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 44, pp. 639-648.

BERTRAND, J. M. L. AND 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.

BITAM-DERRIDJ, A. 2011. Granulite et amphibolite de haute pression du Sud du Hoggar central. *Thèse de Doctorat, U.S.T.H.B., Algérie*, 264 p.

BITAM-DERRIDJ, A., OUZEGANE, K., ADJERID, Z., GODARD, G. ET KIENAST, J.-R. 2010. Les éclogites granulitisées de Ti N Eggoleh (terrain du Sérouënout, Hoggar central): étude métamorphique et conséquence géodynamique. *Bulletin du Service Géologique National de l'Algérie*, vol. 21, n° 2, pp. 117-136.

BENHALLA-BOUBAZINE, S. 2007. Le métamorphisme de haute pression de la région de Tahifet (Hoggar central). *Magister, U.S.T.H.B., Algérie*, 175 p.

BLACK, R., LATOUCHE, L., LIÉGEOIS, J.-P. AND BERTRAND, J.M., 1994. Pan-African displaced terranes in the Tuareg shield (central Sahara). *Geology*, 22, pp. 641-644.

LE SÉROUËNOUT : UN FRAGMENT DE LITHOSPHERE OCÉANIQUE SUBDUCTÉ À HAUTE PRESSION,
EXHUMÉ, PUIS GRANULITISÉ À HAUTE TEMPÉRATURE

- CABY, R. 2003.** Terrane assembly and geodynamic evolution of Central-Western Hoggar: a synthesis. *Journal of African Earth Sciences*, 37, pp. 269-293 p.
- CANNAT, M. 1991.** Plastic deformation at an oceanic spreading ridge: a microstructural study of the Site 735 gabbros (Southwest Indian Ocean). *Proceedings. O.D.P. Sci. Results*, 118, pp. 399-406.
- CANNAT, M., LAGABRIELLE, Y., BOUGAULT, H., CASEY, J., DE COUTURES, N., DMITRIEV, L. AND FOUQUET, Y. 1997.** Ultramafic and gabbroic exposures at the Mid-Atlantic Ridge: geological mapping in the 15° N region. *Tectonophysics*, 279, pp 93-213.
- GUERRANGÉ, B. 1966.** L'Antécambrien de Tamasint. *Rapport B.R.G.M (Bureau de Recherches Géologiques et Minières)*, 56 p.
- LAGABRIELLE, Y. 1982.** Ophiolites et croûte océanique tectonique et environnement sédimentaire: apports des données océaniques à l'interprétation géologique des séries ophiolitifères du Queyras (Alpes franco-italiennes). *Thèse inédite, Brest*, 198p.
- LAGABRIELLE, Y. AND CANNAT, M. 1990.** Alpine Jurassic ophiolites resemble the modern central Atlantic basement. *Geology*, 18, pp. 319-322.
- LIÉGEOIS, J.-P., LATOUCHE, L., BOUHRARA, M., NAVEZ, J. AND GUIRAUD, M. 2003.** The LATEA metacraton (Central Hoggar, Tuareg shield, Algeria): behaviour of an old passive margin during the Pan-African orogeny. *Journal of African Earth Sciences*, 37, pp. 161-190.
- MERILL, R.B., ROBERTSON, J.K. AND WYLLIE, P.J. 1972.** Deshydration reaction of titanoclinohumite: reconnaissance to 30 kilobars. *Earth Planet Sciences*, 14, pp. 259-262.
- POWELL, R. AND HOLLAND, T.J.B. 1988.** An internally consistent thermodynamic dataset with uncertainties and correlations: 3. Application methods, worked examples and a computer program. *Journal of Metamorphic Geology*, 6, pp. 173-204.
- POWELL, R. AND HOLLAND, T. J. B., 1990.** Calculated mineral equilibria in the pelite system, KFMASH. *American Mineralogist*, 75, pp. 367-380.
- YAMAMOTO, K. AND AKIMOTO, S.I. 1977.** The system MgO-SiO₂-H₂O at high pressures and temperature-stability field for hydroxyl-chondrite, hydroxyl-clinohumite and 10 A-phase. *American Journal scientist*, 277, pp. 288-312.