# LES MINÉRALISATIONS SULFURÉES À CU-FE ET LES ALTÉRATIONS ASSOCIÉES DANS LES OPHIOLITES PROTÉROZOIQUES DE BOU AZZER ET DE KHZAMA (ANTI-ATLAS, MAROC) (Cu-Fe sulfureous mineralisations and the associated alterations in the Bou Azzer and Khzama Proterozoic ophiolites, Anti-Atlas, Maroc)

# Amina Wafik\*, Hassan Admou\*, Ali Saquaque\*\*, Abdelmajid El Boukhari\*, et Thierry. Juteau\*\*\*

\* Département des Sciences de la Terre, Faculté des Sciences Semlalia, Université Cadi Ayyad, Bd Prince Moulay Abdellah, Marrakech, Maroc (e-mail: wafik@ucam.ac.ma, admou@ucam.ac.ma; saquaque@re.managem.co.ma; elboukhari@ucam.ac.ma).

\*\* Réminex, (ONA), 52, Avenue Hassan II, Casablanca, Maroc.

\*\*\* Domaines Océaniques, Département des Sciences de la Terre et UMR 6538, Université de Bretagne Occidentale, IUEM, Place Nicolas-Copernic, 29280 Plouzané, France

**Mots clés**: Néoprotérozoïque, ophiolite, accrétion, complexe filonien, altération hydrothermale, stockwork, sulfures. Anti-Atlas, Maroc.

**Keywords**: Neoproterozoic, ophiolite, accretion, sheeted dikes, hydrothermal alteration, stockwork, sulphides. Anti-Atlas, Morocco.

# RESUMÉ

Les ophiolites panafricaines de Bou Azzer et de Khzama (Siroua NE) contiennent un complexe filonien formé de gabbros et diabases. Ce complexe filonien est le siège d'un réseau d'altération hydrothermale avec à sa base des poches d'épidosite (épidote, quartz) et vers son sommet des veines hydrothermales à albite, chlorite, épidote et sulfures. Deux phases de minéralisation ont été mises en évidence dans ces deux ophiolites: phase 1 anté-orogénique et phase 2 tardi à post-orogénique. Dans l'ophiolite de Bou Azzer la phase 1 comporte deux paragenèses successives. Une paragenèse 1 de haute température (350°C), de forte fugacité en soufre (fS) et de faible fugacité en oxygène (fO<sub>2</sub>), comporte la cubanite, la chalcopyrite, la bornite rose, et la sphalérite. Une paragenèse 2 de plus basse température et de plus fortes fS et fO<sub>2</sub>, formée de digénite, de covellite et de chalcocite. Dans l'ophiolite de Khzama, la phase 1 est formée uniquement de sphalérite et de chalcopyrite, alors que la cubanite et la bornite n'ont pas été observées. La phase 2, dans les deux ophiolites comporte des filonnets de pyrite sécants à la fois sur la foliation et sur la phase 1. Ces veines matérialisent des paléocirculations hydrothermales dans des parties profondes de la croûte océanique protérozoïque parallèlement aux dykes du complexe filonien. L'application sur les chlorites du géothermomètre de Cathelineau et Nieva (1985) donne une température de cristallisation entre 320 et 380°C, conditions du faciès schiste vert.

# ABSTRACT

The Panafrican ophiolites of Bou Azzer and Khzama (NE Siroua) contain sheeted dikes of gabbro and diabase. These dikes are accompanied by hydrothermal pockets of epidosite (epidote, quartz) at the base and veins of chlorite, albite, quartz, epidote and sulfides towards the top. Two stage of mineralizations have been recognized in these ophiolites. The first (phase 1) is early pre-orogenic, and the second, (phase 2) is late- to post-orogenic. In the Bou Azzer ophiolite phase 1 includes two successive paragenesis. Paragenesis 1 characterized by high temperature ( $350^{\circ}$ C), high sulfur fugacity (fS), and low oxygen fugacity (fO<sub>2</sub>), includes cubanite, chalcopyrite, pink bornite, and sphalerite. Paragenesis 2, of lower temperature and higher sulfur and in oxygen fugacity, consists of digenite, covellite, and chalcocite. In the Khzama ophiolite, phase 1 is formed solely of sphalerite and chalcopyrite, the cubanite and the bornite were not observed. Phase 2, in both ophiolites includes veins of pyrite which cut both phase 1 and the foliation. These stockworks formed from hydrothermal paleocirculation in deep Proterozoic oceanic crust parallel to the sheeted dikes. Application of the geothermometer of Cathelineau and Nieva (1985) gives chlorite crystallization temperature of  $320^{\circ}$  - $380^{\circ}$ C (greenschist facies).

## **INTRODUCTION**

Les mécanismes d'expansion des fonds océaniques aux limites distensives des plaques font l'objet d'intenses investigations géophysiques, géologiques et géochimiques, pour pouvoir étudier les parties profondes de la croûte océanique et même parfois des parties du manteau supérieur sous-jacent. La compréhension de ce phénomène est relativement avancée dans les dorsales actuelles ainsi que dans certaines ophiolites alpines, telles celles d'Oman (Nehlig et al., 1994) et de Chypre (Oudin, 1991). Ces mêmes mécanismes ne sont pas encore bien définis dans les ophiolites protérozoïques. Dans cet article, nous démontrons que les altérations affectant deux ophiolites protérozoïques marocaines et certains indices sulfurés associés peuvent être compris dans le contexte des ophiolites récentes.

L'Anti-Atlas occupe la bordure nord ouest du craton Ouest-Africain (Choubert, 1963; Choubert et Faure-Muret, 1967) (Fig.1). Il est constitué d'un socle protérozoïque affleurant sous forme de boutonnières sous une couverture débutant par des terrains d'âge néoprotérozoïque terminal et infracambrien (550 Ma). Il est formé au SW par un domaine éburnéen ou Protérozoïque inférieur (Choubert, 1963; Hassenforder, 1987) datés par la méthode Rb/Sr de 2000 Ma (Charlot, 1978) et au NE par un domaine panafricain constitué par des terrains d'âge protérozoïque supérieur (685 Ma). Ces terrains sont séparés par des discordances attribuées chacune à une orogenèse. Les terrains d'âge protérozoïque inférieur sont structurés pendant l'orogenèse éburnéenne et sont relativement stables durant l'orogenèse panafricaine, qui affecte les terrains du Protérozoïque supérieur. Ce dernier domaine a été interprété comme une zone de suture soulignée par des ophiolites d'âge néoprotérozoïque, formées soit un bassin océanique marginal situé au nord du craton ouest-africain, avec l'installation d'une subduction vers le SW dans les boutonnières de Bou Azzer (Leblanc, 1973a; 1975 et 1981, Bodinier et al., 1984) et de Khzama (El Boukhari et al., 1991), soit un bassin avant-arc et une subduction vers le NE (Saquaque et al., 1989a). Ces domaines océaniques étaient le siège d'événements tectoniques panafricains majeurs qui ont affecté d'une manière diachrone le continent africain entier. Ces événements auraient duré de 950 à 450 Ma selon Kröner (1984), alors que Clauer (1974) les situe entre 787±10 Ma à 585±35 Ma, par la méthode Rb/Sr.

L'ophiolite de Khzama est située dans la partie nord du massif de Siroua et celle de Bou Azzer se trouve au sein de la boutonnière de Bou Azzer-El Graara, dans l'Anti-Atlas central. L'ensemble des travaux menés sur l'ophiolite de Khzama (El Boukhari et al., 1992; Admou et Juteau, 1998) et sur l'ophiolite de Bou Azzer (Leblanc, 1973a; 1975; 1981; Hilal, 1991; Saquaque, 1992) révèlent la succession lithologique suivante (Fig. 2):

- 1 Une séquence mantéllique à dunites et harzburgites résiduelles,
- 2 Une séquence crustale formée par 4 unités:
  - a) une unité litée de cumulats ultramafiques (wehrlites, dunites, clinopyroxénites) et de cumulats mafiques (gabbros rubanés),
  - b) une unité non litée de gabbros isotropes,
  - c) un complexe filonien formé de gabbros et de microgabbros injectés de dykes de diabase,
  - d) une série volcanique et volcano-sédimentaire.

L'ensemble chevauche vers le sud le craton Ouest-Africain et est injecté de diorites et de diorites quartziques synà tardi-orogéniques (Saquaque et al., 1989b). Il est également structuré pendant la phase orogénique panafricaine majeure  $B_1$  datée d'environ 685 Ma (Clauer, 1974; 1976). Cette phase compressive responsable de la fermeture du bassin et de l'obduction des ophiolites (Leblanc, 1981; Saquaque et al., 1989a) est à l'origine de la formation de plis isoclinaux, d'une foliation tectonique orientée sensiblement E-W à Khzama et N130° à N140° à Bou Azzer accompagnée d'un métamorphisme régional de faciès schiste-vert (chlorite, épidote, albite, avec localement quartz ou calcite (Leblanc, 1981) et de faciès amphibolite (Saquaque, 1992). Le faciès schistes bleus, affleure sous forme d'une bande hectométrique localisée et discontinue, soulignant le plan de



Fig. 1 - Localisation des ophiolites de Bou Azzer et de Khzama dans le contexte anti-atlasique (d'après Choubert, 1963).



Fig. 2 - Coupe schématique de l'ophiolite de Bou Azzer et de celle de Khzama, synthétisée à partir des données de Leblanc (1973a; 1973b; 1981), de Hilal (1991) de Saquaque (1992), d'El Boukhari et al. (1992), de Admou et Juteau (1998), et complétée par cette étude (*f*- contact faullé).

subduction au nord de l'ophiolite de Bou Azzer (Hilal, 1991). Une phase de serrage B2 datée de  $615\pm12$  Ma (Ducrot, 1979; Ducrot et Lancelot, 1978) est responsable de plis droits, d'une schistosité de fracture et de décrochements senestres de direction N60° (Heffran et al., 1992).

Le district minier de Bou Azzer a fait l'objet de nombreuses exploitations pour des filons à arséniures de cobalt, qui jalonnent les contacts entre les serpentinites et les diorites tardi- à post-orogéniques. Les minéralisations cobaltifères sont postérieures à la phase panafricaine majeur B1, mais leur limite d'âge supérieure n'est pas connue avec précision (Leblanc, 1973a; 1973b; 1975; 1981). Les terrains les plus récents recoupés par les filons cobaltifères, correspondent à la base des formations infracambriennes (Azizi et al., 1994; Ennaciri et al., 1995) et seraient post-panafricains. Dans la partie sud-est de la boutonnière, des gîtes de cuivre de grande importance ont été exploités; il s'agit des amas sulfurés volcanogènes de Bleïda situés à environ 50 km au SE de Bou Azzer. Ces amas se sont formés sur la marge du craton Ouest-Africain pendant la phase distensive panafricaine (Mouttaqi et Sagon, 1999).

En dehors des minéralisations suscitées, l'intérêt de ces terrains néoprotérozoïques est accentué par la présence de nombreux indices de Cu au sein du complexe filonien de ces ophiolites. Des sondages Roc effectués en plusieurs compagnes par la compagnie Somifer de Bleida dans le secteur de Douissat révèlent des épaisseurs allant jusqu'à 27 m pour certains indices avec une teneur de Cu de 1,33% et qui peut dépasser 2 % sur des bandes épaisses de 4 à 12 m (Maamar et Outhoungite, 1996, inédit). Ces indices n'ont fait l'objet d'aucune étude détaillée jusqu'à présent. Leur fréquence et leur association avec des veines hydrothermales dans la partie supérieure de la croûte océanique (Planche 1, photo 1) rendent leur étude et la compréhension de leur mise en place fortes intéressantes. Le présent travail est basé sur la cartographie de détail et l'échantillonnage des indices et des halos d'altération associés dans les secteurs de Aït Ahmane et de Douissat, situés respectivement à environ 30 km et 40



Fig. 3 - Schéma géologique montrant la localisation des indices de Cu dans le complexe filonien d'Aït Ahmane dans l'ophiolite de Bou Azzer (a) et dans le complexe filonien d'Iriri dans l'ophiolite de Khzama dans le massif de Siroua (b).

km au SE de la mine de Bou Azzer (exploîtée pour le cobalt) dans la boutonnière de Bou Azzer (Fig. 3a), et dans le secteur d'Assif N'-Iriri à 1 km au Nord du village de Tachakoucht dans l'ophiolite de Khzama au nord-est du Siroua (Fig. 3b).

# GÎTOLOGIE

Le complexe filonien des deux ophiolites est formée de gabbro grossier, de microgabbro et de diabase injectés de dykes de diabase. La proportion globale des dykes est sensiblement supérieure à 50% et par endroits, la matrice gabbroïque est à peine visible. Les dykes, qui montrent des bordures figées, sont orientés N130° à N140° à Bou Azzer et N80° dans le secteur de Khzama. Ils constituent les témoins fossiles de la construction de la croûte pendant le rifting néoprotérozoïque. Leur mise en place s'est effectuée à travers un réseau de failles distensives formées lors d'une phase d'accrétion océanique.

Au sommet du complexe filonien, les dykes sont soulignés par un réseau de veines hydrothermales d'épaisseur centimétrique à décimétrique (Planche 1, photos 2 et 3). Les veines présentent une direction dominante N110° à N130° à Bou Azzer (Fig. 4a) et N80° à Khzama (Fig. 4b). Dans tous les secteurs étudiés, les directions dominantes des veines sont parallèles à celles des dykes, avec quelques veines d'importance mineure qui traversent transversalement ou obliquement les dykes. Les dykes des complexes filoniens et les veines hydrothermales associées sont déformés par les mêmes structures tectoniques. Ils sont foliés, plissés et boudinés de la même manière et, par conséquent, affectés par la même phase tectonique que le reste de la croûte océanique. Ces observations suggèrent que les épontes des dykes ont constitué des zones préférentielles pour la circulation des fluides hydrothermaux. La liaison entre les dykes et les veines hydrothermales montre que le magmatisme et la tectonique distensive exercent un contrôle sur l'altération, qui est antérieure à la phase compressive B<sub>1</sub>.

À la base du complexe filonien de ces deux ophiolites, au contact avec les gabbros massifs, l'altération forme des poches d'épidosite vert-pomme atteignant environ 2 mètres d'épaisseur (Planche 1, photo 4). Elles sont allongées parallèlement aux directions des dykes et ne montrent pas de lita-



Fig. 4 - Orientation des veines hydrothermales encaissées dans le complexe filonien de l'ophiolite de Bou Azzer (a) et de Khzama (b). Hémisphère inférieure.





Planche 1 - Photo 1) Indice de cuivre dans le complexe filonien de l'ophiolite de Bou Azzer, secteur de Aït Ahmane. Les dykes sont chloritisés, albitisés et silicifiés au voisinage de la minéralisation. Photo 2) Au sommet du complexe filonien, les veines hydrothermales millimétriques à centimétriques (couleur claire) soulignent les épontes des dykes de diabase (couleur sombre). Photo 3) Détail d'un affleurement, les veines hydrothermales décimétrique sont boudinées et cisaillées de la même manière que les dykes de diabase. Photo 4) A la base du complexe filonien, les dykes de diabase sont remplacés par des poches d'épidosite verte. Photo 5) Aspect à la loupe binoculaire d'une épidosite, formée essentiellement d'épidote (épi), de quartz (q) et de chlorite (chl).

ge magmatique comme les gabbros encaissants. Elles sont constituées essentiellement d'épidote, de quartz et localement de chlorite (Planche 1, photo 5).

Malgré le métamorphisme régional de faciès schiste vert lié à la phase  $B_1$ , les caractéristiques structurales et minéralogiques de l'altération hydrothermale océanique, antérieures au métamorphisme, sont bien préservées. À l'affleurement, l'altération hydrothermale forme des halos autour des veines. A proximité des veines, la paragenèse primaire des gabbros et des diabases, composée de clinopyroxène et de plagioclase est remplacée par une paragenèse secondaire. L'observation microscopique ainsi que les analyses radiocristallographiques donnent la zonéographie suivante de l'encaissant vers les veines:

- pyroxène, plagioclase encaissant altéré
- albite, magnésiohornblende, épidote et clinochlore
- albite, clinochlore et magnésiohornblende
- trémolite, clinochlore et albite
- albite, quartz et clinochlore
- albite, chlorite, épidote, quartz
- et sulfures veines hydrothermales

Au coeur des veines, on observe des sulfures de Cu, Fe, Zn et Pb disséminés ou en veinules (Planche 2, photo 6). Ces altérations sont comparables à celles observées par Humphris et Thompson (1978), lors de leur étude du métamorphisme hydrothermal dans les basaltes océaniques actuels. Dans les travaux de ces auteurs, les transformations des minéraux primaires sont résumés comme suit :

halo d'altération

- a) Plagioclase  $\rightarrow$  albite + épidote
- b) Plagioclase + pyroxène  $\rightarrow$  chlorite + épidote
- c) Olivine  $\rightarrow$  chlorite + (pyrite)
- d) pyroxène  $\rightarrow$  chlorite + actinote
- e) Les veines hydrothermales dans les basaltes océaniques altérés, contiennent de la chlorite, de l'actinote, de l'épidote, du quartz, de la pyrite et occasionnellement les sulfures de Cu-Fe-Zn.

## **DESCRIPTION DES MINÉRALISATIONS**

Dans les veines hydrothermales, l'albite, la chlorite, le quartz et l'épidote forment la gangue des sulfures (Planche 2, photo 6). Ces derniers se présentent en veinules occupant le milieu des veines. Les sulfures se sont formées en deux phases (Planche 2, photo 7). La phase 1, anté-orogénique est représentée par des cristaux de sulfures allongés parallèlement à la foliation  $F_1$ , et une phase syn- à tardi-orogénique représentée par des cristaux automorphes ou des veines recoupant la foliation (Fig. 5a et b).

Dans l'ophiolite de Bou Azzer, la phase 1 est formée d'une paragenèse 1, à cristaux automorphes de sphalérite, de chalcopyrite, de bornite rose et de traces de cubanite et de galène. Cette paragenèse est partiellement remplacée par une paragenèse 2, formée de digénite, covellite et chalcocite.

L'étude des relations entre les différentes espèces minérales dans la paragenèse 1 à Bou Azzer, montre la succession suivante :

La cubanite  $CuFe_2S_3$  et la chalcopyrite  $CuFeS_2$  cristallisent simultanément. Les cristaux subautomorphes de cubanite contiennent de fines exsolutions de chalcopyrite (Planche 2, photo 8). Dans les gisements fossiles, ce minéral est présent sous sa forme orthorhombique, alors que dans les



Fig. 5 - a. Chronologie d'apparition des sulfures dans les veines hydrothermales au sein des diabases du complexe filonien. b. Bloc diagramme schématisant la relation entre les deux phases minéralisées.

contextes hydrothermaux actuels la cubanite est présente sous sa forme cubique, et se forme à une température supérieure ou égale à  $350^{\circ}$ C, une pression supérieure de 250 à 350 bar, à forte *f*S, faible *f*O<sub>2</sub> et un pH inférieur à 4 (Wafik, 1992; Fouquet et al., 1993). Ce minéral est très instable et se dégrade en faveur de la chalcopyrite (Zahm, 1983; Wafik, 1992). La cristallisation de la cubanite est contrôlée par le rapport Cu/Fe du fluide hydrothermal (Laffite et Maury, 1983).

La chalcopyrite s'associe à la bornite  $Cu_5FeS_4$  (Planche 2, photo 9) soit en formant des cristaux individualisés à contacts rectilignes, soit en intercroissances primaires ou en exsolutions l'une dans l'autre, ce qui atteste de la précipitation contemporaine des deux minéraux. La galène PbS est présente sous forme d'inclusions dans la chalcopyrite (Planche 2, photo 10). Elle s'est formée à un stade précoce de cristallisation. La sphalérite ZnS forme des cristaux à contact francs avec les cristaux de chalcopyrite (Planche 2, photo 10), et contient localement des inclusions de chalcopyrite "chalcopyrite desease" (Barton et Bethke, 1987), phénomène qui témoigne d'une température de formation supérieure à 270°C. La chalcopyrite est un minéral ubiquiste, et accompagne tous les minéraux primaires. La cubanite, la sphalérite et la galène sont des phases mineures. La bornite marque la fin de cet assemblage et forme avec la chalcopyrite les deux espèces minérales majeures de cette paragenèse précoce.

Les cristaux de cette paragenèse 1 sont remplacés par endroits par une paragenèse 2, qui se présente sous forme de veinules ou de plages de digénite  $Cu_9S_5$ , de covellite CuS, de chalcocite  $Cu_2S$ , de cuivre gris et d'hématite  $Fe_2O_3$  cor-



Planche 2 - Photo 6) Aspect à la loupe binoculaire d'une veine hydrothermale, formée essentiellement de chlorite (chl), d'albite (alb), de quartz (q), d'épidote (épi) et de sulfures (sul). Photo 7) Détail d'une veine hydrothermale, montrant les deux phases minéralisantes sulfurées dans l'ophiolite de Khzama. Les sulfures de la phase 1, sont parallèles à la foliation minérale ( $F_1$ ). Les sulfures de la phase 2 sont nettement sécants sur cette dernière. Photo 8) Photomicrographie de la minéralisation de la phase 1 dans le secteur de Aït Ahmane. La cubanite (cb) forme des cristaux subautomorphes dans la chalcopyrite (cp), elle même remplacée en bordure par la covellite (cv). Photo 9) La bornite (bn) en cristaux automorphes au cœur de la chalcopyrite (cp), qui est remplacée dans sa bordure par la digénite (dg) et la covellite (cv), dans le secteur de Aït Ahmane. Photo 10) La pyrite (py) de la phase 2, contenant des reliques de chalcopyrite (cp), sphalérite (sp) et galène (ga) de la phase 1, dans le secteur de Aït Ahmane.

Dyke de diabase

mn

rodant et traversant les grains de la paragenèse 1 (Planche 2, photos 8 et 9). Cette succession dans le temps a déjà été observée dans la dorsale atlantique à 23°22'N dans des cheminées hydrothermales inactives et exposés à l'eau de mer oxydante depuis 3600 ans (Wafik, 1992). D'après les études menées sur les contextes hydrothermaux actuels et les données thermodynamiques dans la littérature, cette paragenèse à digénite, covellite et chalcocite se serait formée pendant une activité hydrothermale de plus basse température et de plus forte  $fO_2$  par rapport à la paragenèse 1 à chalcopyrite, cubanite, sphalérite (Haymon, 1983; Wafik 1992; Fouquet et al., 1993).

Dans l'ophiolite de Khzama, la paragenèse 1 est beaucoup plus simple. Elle est formée uniquement de chalcopyrite comme phase majeure, avec des inclusions de sphalérite et de galène. Aucune liaison n'a été établie entre les deux phases accessoires. La paragenèse 2 est absente dans tous les affleurements échantillonnés.

La phase 2, est formée de veinules ou de cristaux automorphes de pyrite, qui peuvent atteindre 5 mm. La minéralisation de cette phase recoupe celle de la phase 1 et la foliation  $F_1$  dans les veines hydrothermales et dans les diabases et gabbros encaissants (Planche 2, photo 10). Par endroits, les cristaux de pyrite sont moulés par la foliation. Cette phase syn- à post-schistosité est peu ou pas déformée et elle est syn- à post-orogénique. La pyrite de la phase 2 est plus abondante dans l'ophiolite de Khzama que dans l'ophiolite de Bou Azzer.

# CHIMIE DES ROCHES ET DES MINÉRAUX

Les analyses globales des roches du complexe filonien effectuées à Geosciences laboratories, Sudbury, Ontario, montrent que les teneurs en CaO sont de 7,00 à 10,21% pour les gabbros, de 7,95 à 13,84% pour les dykes de diabase, de 20,6 à 24,5% pour les épidosites et de 1,19% pour certaines veines hydrothermales (Tableau 1). La teneur en MgO varie de 7,71 à 8,56% pour les gabbros, de 5,5 à 8,75% pour les dykes de diabase et est d'environ 1,5% pour les épidosites. Dans les veines hydrothermales à chlorite-albite-quartz-épidote-sulfures, le MgO est d'environ 7,05 %. Ceci montre un net enrichissement en CaO et un appauvrissement en MgO et Na<sub>2</sub>O dans les épidosites, par rapport aux roches mères moins altérées. Les veines à chlorite-albitequartz-épidote-sulfures, sont appauvries en CaO et enrichies en Na<sub>2</sub>O et SiO<sub>2</sub> par rapport à la roche mère. Ceci témoigne de la forte mobilité de MgO, CaO, Na<sub>2</sub>O lors des processus d'altération hydrothermale.

Les analyses à la microsonde électronique ont été effectuées au laboratoire de microanalyse, laboratoire de Pétrologie, Université P. et M. Curie, (Paris VI). Les compositions des silicates d'altération analysés sont reportées dans le Tableau 2 et celles des sulfures sont données dans le Tableau 3.

#### **1-Amphibole**

Les amphiboles montrent une composition diversifiée (Tableau 2a), allant du champ des hornblendes trémolitiques/actinolitiques jusqu'au champ des tschérmakites (Fig. 6a). La valeur de Al<sup>IV</sup> varie de 0.5 à 2,12 ce qui traduirait d'après Leake (1965) et Spear (1980) une température de cristallisation comprise entre 200° et 500°C. Al<sup>IV</sup> diminue parallèlement au changement de la composition des amphiboles. Ce changement va du domaine de la hornblende au domaine de l'actinote en passant par la hornblende-actinolitique (Fig. 6b). Les travaux expérimentaux de Liou et al. (1974) ont montré que la hornblende est stable au dessus de 550°C et en dessous de 720 à 770°C (Spear, 1981). La présence de hornblende actinolitique et surtout d'actinote suggère des températures inférieures à 500°C (Liou et al., 1974; Moody et al., 1983).

Le diagramme de Al<sup>VI</sup>/Si de Raase (1974) et Leake (1965), donne des pressions inférieures à 5 Kbar (Fig. 6c). Les diagrammes (Al<sup>VI</sup>+Fe<sup>3+</sup>+2Ti) versus (Al<sup>IV</sup>) (Laird et Albee, 1981) et Na<sub>B</sub> versus (Al<sup>VI</sup>+Fe<sup>3+</sup>+Ti+Cr) montrent que les amphiboles ont cristallisé dans le domaine des pressions moyennes à basses (Fig. 6d and 6e).

#### 2- Chlorite

L'étude géochimique à la microsonde électronique des chlorites des veines révèle une composition fort homogène et fortement magnésienne (Tableaux 2b, 2c). Les rapports

		Khzama				Bou Azzer		
Echantillons	431 gabbro	445 diabase	453 dyke	O32 Gabbro	O34 Diabase	O33 Dyke	Epidosite O38 Epidosite	Veine O40 veine
SiO2 (%)	46.43	44.40	45.10	46.15	48.54	48.63	39.60	50.84
Al2O3	20.55	19.80	19.70	16.89	14.65	16.09	19.07	17.82
TiO2	0,26	1,15	0,93	0,19	1,44	0,14	1,50	0,49
Fe2O3*	8,49	11,75	11,65	9,63	10,57	5,30	13.07	13,05
MnO	0,12	0,23	0,19	0,18	0,19	0,13	0,20	0,12
MgO	7.71	5.50	5.58	8.56	6.45	8.75	1.50	7.05
CaO	7,00	7,95	10,00	10,21	9,03	13,84	20,60	1,19
Na2O	3,13	2,51	3,09	2,46	3,28	2,34	0,13	5,08
K2O	1,43	2,37	1,14	1,20	1,45	0,11	0.07	0,18
P2O5	0.01	0.25	0.28	0.05	1.44	0.07	0.21	0.13
LOI	4.82	3.68	1.65	4.45	1.55	4.02	4.04	4.01
Total	99,95	99,59	99,31	99,97	98,59	99,42	99,99	99,96
Rb (ppm)	NA	100,00	24,50	NA	NA	54,00	NA	NA
Sr	489,00	580,00	550,00	434,00	607,00	495,00	NA	NA
Ba	81,00	795,00	175,00	120,00	310,00	165,00	81,00	797,00
Sc	40,00	27,00	24,00	36,00	43,00	23,00	16,10	13,30
V	139,00	255,00	224,00	440,00	295,00	230,00	153,00	68,00
Cr	278,00	5,00	15,00	273,00	224,00	54,00	115,00	128,00
Co	46,00	32,00	37,00	50,00	308,00	40,00	25,97	13,43
Ni	87,00	18,00	17,00	97.00	49,00	27,00	14,40	15,50
Y	21,00	24,00	26,00	41,00	30,00	36,00	21,46	16,17
Zr	28,00	12,00	19,00	24,00	28,00	30,00	44,53	76,32

Tableau 1 - Analyses représentatives de roches totales pourr les éléments majeures (en %) et les éléments traces (en ppm) du complexe filonien de Khzama et de Bou Azzer.

NA- non analisé; nd- non détecté.

•	1	× 1

Ech.	452-11	452-14	452-21	452-22	452-23	445-41	445-49	452-98	440-129	440-130	440-131	440-135	440-1
$SiO_2$	39,83	40,36	41,41	41,71	40,89	42,15	38,66	46,50	52,99	54,33	53,53	53,64	53,1
$Al_2O_3$	14,92	12,94	11,28	11,17	11,34	13,18	19,77	9,28	4,88	3,94	4,60	4,39	4,3
TiO <sub>2</sub>	1,30	0,91	1,32	1,25	1,11	0,73	0,50	0,49	0,15	0,11	0,10	0,16	0,1
FeOt	11,83	5,58	11,70	12,49	10,96	6,92	14,28	5,53	4,46	5,80	5,87	3,70	5,(
MnO	0,41	0,44	0,33	0,60	0,54	0,51	0,21	0,84	0,31	0,26	0,12	0,32	0,1
MgO	8,68	10,4	6 9,21	9,15	9,14	10,75	3,01	14,99	18,76	18,95	18,18	18,30	18,4
CaO	11,25	10,25	10,94	11,10	10,96	10,98	19,59	12,27	12,92	13,16	12,86	12,11	12,7
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,11	0,05	0,00	0,04	0,00	0,00	0,09	0,00	0,00	0,02	0,06	0,81	0,2
Na <sub>2</sub> O	1,39	1,10	1,23	1,52	1,49	1,69	0,51	1,40	0,59	0,37	0,42	0,68	0,4
$K_2O$	1,54	1,80	1,26	1,26	1,21	0,16	0,03	0,17	0,03	0,06	0,07	0,02	0,0
$H_2O$	1,98	2,00	1,96	1,98	1,98	2,03	1,97	2,07	2,14	2,14	2,13	2,14	2,1
Total	98,95	98,74	98,19	99,38	99,46	98,92	98,62	99,27	99,88	99,96	######	######	99,2
				Formules struct	urales calculées s	ur la base de 23 (	O et 2 (OH, F, Cl	)					
Si	6,03	6,06	6,32	6,32	6,20	6,24	5,88	6,73	7,42	7,59	7,51	7,45	7,5
Al IV	1,98	1,94	1,68	1,68	1,80	1,76	2,12	1,27	0,58	0,41	0,50	0,55	0,5
Al <sup>VI</sup>	0,68	0,35	0,35	0,31	0,23	0,53	1,42	0,32	0,23	0,24	0,27	0,17	0,2
Ti	0,15	0,10	0,15	0,14	0,13	0,08	0,06	0,05	0,02	0,01	0,01	0,02	0,0
Cr	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,09	0,0
Fe <sup>3+</sup>	0,63	1,43	0,84	0,79	1,09	1,08	0,00	0,62	0,28	0,08	0,21	0,46	0,2
Mg	1,96	2,34	2,09	2,07	2,07	2,37	0,68	3,23	3,92	3,95	3,80	3,79	3,8
Fe <sup>2+</sup>	1,52	0,72	1,52	1,61	1,42	0,88	1,82	0,68	0,53	0,68	0,69	0,43	0,6
Mn	0,05	0,06	0,04	0,08	0,07	0,06	0,03	0,10	0,04	0,03	0,01	0,04	0,0
NaB	0,18	0,32	0,21	0,20	0,22	0,26	0,00	0,10	0,06	0,03	0,07	0,18	0,0
NaA	0,23	0,00	0,15	0,25	0,22	0,22	0,15	0,30	0,10	0,07	0,05	0,00	0,0
Ca	1,82	1,65	1,79	1,80	1,78	1,74	3,19	1,90	1,94	1,97	1,93	1,80	1,9
К	0,30	0,35	0,25	0,24	0,23	0,03	0,01	0,03	0,01	0,01	0,01	0,00	0,0
OH	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	1,99	1,99	2,(
Total	17,53	17,31	17,40	17,49	17,45	17,25	17,36	17,33	17,10	17,08	17,06	16,99	17.0

Tableau 2a - Analyses à la microsonde électronique des amphiboles de Khzama et de Bou Azzer.

Les formules structurales ont été calculées selon Leake (1978).

Tableau 2b - Analy	vses à la microsonde électro	nique des chlorites de	e Khzama et de Bou Azzer.
1401044 20 11144			

					C	hlorites de										Т	'rou 735B, f	orage ODP	
Echantillon			AH452a		N	nzama				AH452b						(	Hubert et C	onstantin, 1	991)
Analyse	A1	A2	A3	A4	A5	A6	A7	A8	A9	A10	A11	A12	A13	A4	A15	V2/44R	VL2/50R	VL2/51R	V2/84R
SiO <sub>2</sub>	27,42	27,30	28,10	27,39	27,28	27,24	27,20	27,12	27,00	27,54	27,48	27,83	28,07	27,54	27,79	29,53	27,76	32,82	29,83
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21,62	21,18	21,21	21,31	21,54	21,06	21,59	21,59	21,81	21,38	21,48	19,20	19,13	19,17	19,49	19,56	19,61	19,42	16,93
TiO <sub>2</sub>	0,06	0,05	0,07	0,04	0,08	0,05	0,08	0,05	0,09	0,09	0,09	0,03	0,04	0,12	0,06	0,06	0,07	0,20	0,01
FeO	16,63	16,48	16,87	16,52	16,10	16,37	16,71	16,52	16,64	16,88	16,62	17,65	16,15	16,17	15,78	17,28	24,50	14,36	22,30
MnO	0,18	0,15	0,22	0,21	0,21	0,23	0,13	0,14	0,19	0,20	0,20	0,55	0,50	0,47	0,69	0,22	0,33	0,03	0,48
MgO	21,87	22,19	21,78	22,04	21,93	22,04	21,92	21,57	22,13	21,90	21,77	20,17	21,95	22,03	21,85	20,54	17,52	21,04	16,91
CaO	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,05	0,02	0,01	0,01	0,25	0,00	0,37	1,08
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,04	0,00	0,04	0,07	0,03	0,00	0,03	0,05	0,01	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na <sub>2</sub> O	0,01	0,01	0,01	0,00	0,02	0,00	0,02	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,11	0,55
K <sub>2</sub> O	0,00	0,00	0,05	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,04	0,04	0,00	0,00	0,03	0,17	0,00	1,53	0,00
Total	87,81	87,35	88,35	87,59	87,19	86,98	87,70	87,06	87,86	88,04	87,70	85,52	85,86	85,50	85,73	87,61	89,79	89,88	88,09
Formules strue	cturales (28	Oxygènes	)																
Si	5,49	5,49	5,59	5,50	5,49	5,51	5,46	5,48	5,41	5,51	5,51	5,77	5,75	5,67	5,70	5,933	5,667	6,331	6,161
AlIV	2,51	2,51	2,41	2,50	2,51	2,49	2,54	2,52	2,59	2,49	2,49	2,23	2,25	2,33	2,30	2,07	2,33	1,67	1,83
Z	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8	8	8	8
AlVI	2,59	2,52	2,57	2,54	2,60	2,52	2,57	2,62	2,56	2,55	2,59	2,46	2,37	2,33	2,41	2,56	2,38	2,75	2,28
Cr	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0	0	0	0
Fe	2,78	2,77	2,81	2,77	2,71	2,77	2,80	2,79	2,79	2,82	2,79	3,06	2,77	2,79	2,71	2,9	4,018	2,32	3,85
Mg	6,53	6,66	6,46	6,60	6,58	6,64	6,56	6,49	6,61	6,53	6,51	6,23	6,70	6,76	6,68	6,45	5,33	6,05	5,21
Mn	0,03	0,03	0,04	0,04	0,04	0,04	0,02	0,02	0,03	0,03	0,03	0,10	0,09	0,08	0,12	0,04	0,06	0,01	0,08
11	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,03	0
Ŷ	11,95	11,98	11,90	11,96	11,94	11,98	11,97	11,94	12,00	11,95	11,93	11,86	11,93	11,98	11,92	11,6/	11,96	11,15	11,43
Ca	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,05	0	0,08	0,24
Na	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0	0	0,04	0,22
K V	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,04	0	0,58	0.46
X V Z	10.05	10.00	10.01	10.07	10.05	10.00	10.09	10.04	20.00	10.06	10.02	10.88	10.04	10.00	10.02	10.76	10.04	10.64	10.90
XFe	0.30	0.29	0.30	0.30	0.29	0.29	0.30	0.30	0.30	0.30	0.30	0.33	0.29	0.29	0.29	0.32	0.44	0.28	0.43
711 0	0,50	0,29	0,50	0,50	0,29	0,29	0,50	0,50	0,50	0,50	0,50	0,00	0,29	0,29	0,29	0,52	0,44	0,28	0,45

Les formules structurales ont été calculées sur la base de 28 oxygènes, celles des basaltes océaniques actuels altérés (forage ODP, trou 735B) sont d'après Hébert et al. (1991).

Fe<sup>2+</sup>/(Fe<sup>2+</sup>+Mg<sup>2+)</sup> des chlorites associées aux sulfures dans le complexe filonien varient de 0,29 à 0,33 ce qui place les chlorites dans le domaine des chlorites magnésiennes avec un rapport Fe<sup>2+</sup>/(Fe<sup>2+</sup>+Mg<sup>2+)</sup> constant (Fig. 7a). La valeur de Al<sup>IV</sup> des chlorites croit avec la température (Kranidiotis et MacLean, 1987). Cathelineau et Nieva (1985) ont montré que dans le cas des chlorites hydrothermales, il y a une corrélation entre Al<sup>IV</sup> et la température de cristallisation de la chlorite, et sur cette base ils ont calibré un géothermomètre Al<sup>IV</sup> versus T (°C). La constance du rapport Fe<sup>2+</sup>/(Fe<sup>2+</sup>+Mg<sup>2+)</sup> fourni un géothermomètre facile à utiliser pour les chlorites de Bou Azzer et de Khzama. Les températures de formation déduites des valeurs Al<sup>IV</sup> à partir du géothermomètre calibré par Cathelineau et Nieva (1984) s'échelonnent entre 320°C et 380°C (Fig. 7b).

# 3- Epidote

A part les teneurs en FeO qui montrent des variations importantes, allant de 13,60 à 16,57% dans les épidosites, 10,61 à 12,78% dans les diabases, de 11,35 à 16,84% dans les dykes de diabase; les épidotes présentent une composition relativement homogène. Cette composition presque homogène des épidotes traduit une stabilité de la composition du fluide. Les épidosites étudiées montrent des compositions semblables à celles des épidotes des spilites océaniques étudiées par Cann (1979) et Humphris et Thompson (1978).

Les proportions moléculaires des termes pistachite-clinozoïsite (Ps) ont été calculées par la formule (Ps =  $Fe^{3+}/Fe^{3+}+Al$ ) en % mol). Les épidotes analysées dans la zone à forte circulation hydrothermale ont un Ps très variable entre 22,95 et 39,71 et sont des pistaschites très ferrifères

	Diabase												Epidosite							
	52-15	52-16	52-17	45-32	45-45	45-48	50-121	50-122	50-123	50-124	46-158	46-159	46-161	46-169	48-24	48-25	48-26	48-27	48-28	48-29
$SiO_2$	37,36	36,72	37,16	36,90	35,54	36,32	37,35	36,07	36,45	37,32	35,89	36,61	36,78	36,49	37,19	37,16	37,05	37,56	37,16	37,07
$Al_2O_3$	23,71	23,76	25,01	25,03	21,26	22,98	23,16	21,07	20,90	21,59	20,56	19,66	21,73	21,00	22,75	20,47	22,71	21,22	22,14	21,54
$TiO_2$	0,11	0,16	0,12	0,00	0,31	0,07	0,00	0,00	0,04	0,78	0,04	0,04	0,09	0,00	0,02	0,00	0,09	0,03	0,00	0,00
$Fe_2O_3$	12,78	12,34	10,61	11,35	15,74	13,51	13,45	16,03	16,84	14,76	16,84	18,44	14,93	16,44	14,85	17,86	13,60	16,01	15,37	16,57
MnO	0,36	0,23	0,17	0,26	0,09	0,02	0,12	0,16	0,36	0,43	1,48	0,35	0,07	0,82	0,00	0,65	0,19	0,83	0,52	0,33
MgO	0,04	0,07	0,10	0,03	0,00	0,08	0,01	0,02	0,00	0,05	0,00	0,04	0,01	0,04	0,00	0,00	0,00	0,05	0,01	0,01
CaO	23,01	23,22	23,40	22,72	23,22	23,56	23,53	23,57	23,34	23,01	21,76	22,89	23,25	22,38	23,34	22,36	22,72	22,27	22,39	22,64
$Cr_2O_3$	0,00	0,08	0,00	0,00	0,00	0,06	0,00	0,03	0,00	0,13	0,00	0,13	0,00	0,01	0,00	0,00	0,10	0,00	0,00	0,01
NiO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na <sub>2</sub> O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
$K_2O$	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	97,38	96,58	96,57	96,28	96,16	96,60	97,62	96,95	97,93	98,07	96,57	98,15	96,86	97,17	98,14	98,50	96,46	97,97	97,58	98,18
Formule st	ructurale (	12,5 Oxygè	nes)																	
Si	3,06	3,03	3,04	3,03	3,02	3,02	3,07	3,04	3,05	3,08	3,06	3,08	3,07	3,07	3,06	3,10	3,08	3,12	3,08	3,08
$Al^{IV}$	2,29	2,31	2,41	2,42	2,13	2,25	2,24	2,09	2,06	2,10	2,06	1,95	2,14	2,08	2,20	2,01	2,22	2,07	2,16	2,11
Z	5,35	5,35	5,45	5,46	5,14	5,28	5,31	5,14	5,11	5,18	5,12	5,03	5,21	5,15	5,26	5,11	5,30	5,19	5,24	5,18
$Al^{VI}$	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
Fe	0,88	0,85	0,73	0,78	1,12	0,94	0,92	1,13	1,18	1,02	1,20	1,30	1,04	1,16	1,02	1,25	0,95	1,11	1,07	1,15
Ni	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
Mn	0,03	0,02	0,01	0,02	0,01	0,00	0,01	0,01	0,03	0,03	0,11	0,03	0,01	0,06	0,00	0,05	0,01	0,06	0,04	0,02
Ti	0,01	0,01	0,01	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
Y	0,91	0,89	0,76	0,80	1,14	0,96	0,93	1,15	1,21	1,11	1,31	1,34	1,06	1,22	1,02	1,29	0,97	1,18	1,10	1,17
Ca	2,02	2,06	2,05	2,00	2,11	2,10	2,07	2,13	2,09	2,03	1,98	2,06	2,08	2,02	2,06	2,00	2,02	1,98	1,99	2,01
Na	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
х	2,02	2,06	2,05	2,00	2,11	2,10	2,07	2,13	2,09	2,03	1,98	2,06	2,08	2,02	2,06	2,00	2,02	1,98	1,99	2,01
X+Y+Z	8,29	8,30	8,25	8,26	8,40	8,34	8,31	8,41	8,41	8,32	8,41	8,44	8,35	8,39	8,34	8,40	8,30	8,35	8,34	8,37
XFe	0,99	0,99	0,98	1,00	1,00	0,99	1,00	1,00	1,00	0,99	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	0,99	1,00	1,00

Les formules structurales ont été calculées sur la base de 12,5 oxygènes.



Fig. 6 - Distribution des amphiboles hydrothermales de l'encaissant de la minéralisation: (a) dans le diagramme Si-Mg vs (Mg+Fe<sup>2+</sup>); (b) dans le diagramme (Na+K)A vs Al<sup>IV</sup> de Leake (1978); (c) dans le diagramme Al<sup>IV</sup> vs Si de Leake (1965) et de Raase (1974); (d) dans le diagramme Al<sup>IV</sup> vs (Al<sup>VI</sup>+Fe<sup>3+</sup>+Ti) de Laird et Albee (1981); (e) dans le diagramme (Al<sup>VI</sup>+Fe+2Ti+Cr) vs Nab. HP- haute pression; MP- moyenne pression; BP- basse pression; MHP- moyenne à haute pression.

selon la nomenclature de Holdaway (1972). Les valeurs de Ps sont très variables au sein des épidotes du même faciès et d'une même roche. Dans les zones les plus éloignées des zones de circulations hydrothermales, les épidotes ont un Ps beaucoup moins variable et plus faible compris entre 14,7 à 16,47 et sont de ce fait des épidotes sensu stricto. Les Ps élevés dans les zones de circulations intenses, reflètent une proportion de  $Fe^{3+}$  très élevée. La teneur en  $Fe^{3+}$ dépend de la température de cristallisation, de la fugacité en oxygène (Miyashiro et Seki, 1958; Holdaway, 1972; Liou et al., 1985) et de la composition chimique du milieu hôte (Holdaway, 1972).



L'aluminium exprimé sous forme de Al<sup>IV</sup> se substituant à Fe<sup>3+</sup> montre des teneurs peu variables allant de 2,06 à 2,42 % atomique. Dans les zones minéralisées, l'assemblage minéralogique quartz-chlorite-actinote-épidote-sulfures est stable sous des température de formation entre 200°C et 450°C (d'après Liou, 1973 et Liou et al., 1985). Ce domaine de température correspond au domaine de métamorphisme schiste vert.

#### 4- Sulfures

Les compositions chimiques moyennes des différents sulfures de Bou Azzer et de Khzama, sont résumées dans un tableau (Tableau 3). La formule structurale chimique moyenne de la chalcopyrite évolue de  $Cu_1Fe_{0.99}S_2$  (n = 4) pour le secteur de Douisssat à  $Cu_{0.99}Fe_{0.96}S_{2.05}$  (n = 25) pour JO5a (Aït Ahmane), et des valeurs intermédiaires pour des chalcopyrites de Aït Ahmane (JO5c, et JO6) avec une composition moyenne (n = 38)  $Cu_{1.01}Fe_{0.98}S_{2.01}$ . Cette composition est stechiométrique à légèrement appauvrie en Fe et enrichie en Cu et S par rapport à la stechiométrie, avec des rapports Fe/Cu et Fe/S qui varient respectivement de 0,97 et 0,47 à 0,99 et 0,49. La variation de ces rapports reste modeste et témoigne de l'homogénéité des chalcopyrites au sein des différents sites.

Une forte concentration en Pb dont la teneur maximale atteint 2400 ppm, et une teneur moyenne de 1700 ppm dans les indices de Aït Ahmane et de 600 ppm dans le secteur de Douissat. Ces fortes concentrations en Pb sont expliquées par la fréquence des inclusions de galène (PbS) et de clausthalite (PbSe).

Les teneurs en Co et Ni sont nulles à faibles et atteignent rarement 800 ppm, ceci se corrèle bien avec les résultats des analyses roches totales, où les teneurs en Co et Ni sont faibles. Les rapports Co/Ni sont supérieurs à 0,1 et se situent dans le domaine des chalcopyrites hydrothermales dans le diagramme Ni/Co de Bajwah et al. (1987) et Brill (1989).

Les teneurs en Ag atteignent 1800 ppm, avec une teneur moyenne de 300 à 400 ppm, dans le secteur de Aït Ahmane, et 100 ppm seulement dans le secteur de Douissat.

Les teneurs en Pt vont jusqu'à 2900 ppm et une teneur moyenne de 400 ppm et Pd atteint 1000 ppm, et une teneur moyenne de 200 ppm.

La chalcopyrite de Khzama cristallise au coeur des veines hydrothermales. Elle montre une teneur moyenne en S de l'ordre de 35,05%, une teneur en Cu de 33,76% et une teneur en Fe de 29,53%. La formule moyenne de cette chalcopyrite est  $Cu_{0.98}Fe_{0.98}S_{2.03}$ . Le rapport Fe/Cu varie de 0,96

Fig. 7 - a) Distribution des clorites des veines hydrothermales dans le diagramme de Si vs Fe2+/F<sup>3+</sup>+Mg de Hey (1954). Les carrés vides représentent les chlorites de Bou Azzer, les carrés pleins celles de Khzama et les cercles celles des basaltes océaniques actuels alterés (forage ODP, trou 735B) (Hébert et al., 1991). 1- corundophyllite; 2- sheridanite; 3- clinochlore; 4- penninite; 5- talc-chlorite; 6- diabanite; 7- pycnochlorite; 8- ripidolite; 9-brunsvigite; 110- pseudo-thuringite.

b) Distribution des chlorites hydrothermales dans le diagramme de T vs AlIV, correspondant au géothermomètre de Catelineau et Nieva (1985).

à 1,03. Le rapport Fe/S varie de 0,47 à 0,52, et le rapport Cu/S varie de 0,47 à 0,5 révélant une composition faiblement variable par rapport à celle de la chalcopyrite de Bou Azzer.

La bornite présente la composition suivante  $Cu_{4,66}Fe_{0,977}S_{4,36}$  à  $Cu_{4,86}Fe_{1,14}S_{3,99}$ . Cette bornite n'est pas stœchiométrique et elle est pauvre en Zn avec une teneur maximale de 400 ppm; il en est de même pour la chalcopyrite associée qui atteint rarement 1000 ppm. Elle parait donc en équilibre avec la chalcopyrite et présente des exsolutions de chalcopyrite. Ce qui rend l'application du géothermomètre de Czmanske (1974) possible pour la bornite et la chalcoyrite qui lui est associée. La comparaison des teneurs en Zn des bornites et des chalcopyrites de Bou Azzer, avec les résultats expérimentaux pour de Czmanske (1974), se rapprochent plus de la bornite et la chalcopyrite synthétisées à 395°C.

La cubanite a été observée à Bou Azzer sous forme de petites inclusions au sein de la chalcopyrite. Les points analysés montrent une composition presque homogène (Tableau 3), et la formule suivante  $Cu_1Fe_{1,95}S_{3,04}$  à  $Cu_{0,99}Fe_2S_{3,01}$ . Tous les éléments traces ont des teneurs inférieures aux seuils de détection, sauf pour Zn et Ag dont les teneurs atteignent respectivement 5200 ppm et 1300 ppm. L'application du géothermomètre de Hutshinston et Scott (1981), donne une température moyenne de l'ordre de 353°C pour les teneurs les plus élevées en Zn. Ces températures sont compatibles avec celle calculées ci-dessus.

# DISCUSSION

Les indices minéralisés en cuivre dans le complexe filonien des deux ophiolites sont associés à des veines hydrothermales qui sont parallèles aux dykes du complexe filonien. L'altération hydrothermale associée aux minéralisations sulfurées peut être distinguée à l'affleurement par la couleur verte due à l'assemblage chlorite- albite-épidotesulfures qui diffère de celle des roches encaissantes. Nous interprétons cette transformation "diffuse" comme le résultat d'un métamorphisme hydrothermal causé par la circulation de fluides dans la croûte océanique. De pareilles transformations de l'encaissant, ont été notées dans les gisements de Chypre au voisinage des veines hydrothermales (Richards et al., 1989).

Le diagramme (Al<sup>VI</sup>+Fe<sup>3+</sup>+Ti) versus Al<sup>IV</sup> (Laird et Albee 1981) montre que les amphiboles de l'encaissant ont cristallisé dans le domaine des pressions basses à moyennes

	Chalcopyrite		P	yrite	Sph	alérite	Ga	ılène	Cubanite	Bornite	
	Khzama	Bou Azzer	Khzama	Bou Azzer	Khzama	Bou Azzer	Khzama	Bou Azzer	Bou Azzer	Bou Azzer	
Analyse %	(n=24)	(n=55)	(n=102)	(n=15)		(n=17)	(n = 15)	(n=8)	(n=5)	(n=13)	
S	34,93	33,59	52,94	53,30	34,14	33,43	13,21	11,20	35,38	26,00	
Fe	29,75	27,88	44,97	45,88	13,12	8,96	0,04	0,34	40,13	11,09	
Cu	33,94	32,77	1,03	0,06	0,89	0,20	0,02	0,01	22,93	61,26	
Pb	0,04	0,17	nd	0,05	nd	0,02	86,36	84,27	0,00	0,06	
Zn	0,01	nd	0,02	0,02	51,82	56,96	0,15	0,01	0,12	0,02	
As (ppm)	0,02	0,02	0,18	0,16	0,03	0,04	0,02	0,02	0,00	0,02	
Co	0,22	0,87	nd	0,02	nd	0,00	0,02	0,01	0,00	0,01	
Ni	0,35	0,12	0,04	0,03	nd	0,00	0,12	0,02	0,00	0,01	
Ag	nd	0,04	nd	0,05	0,01	0,00	0,02	0,63	0.03	0,14	
Au	nd	nd	nd	nd	nd	0,19	0,00	0,03	0,00	0,00	
Pt	nd	0,04	nd	nd	nd	nd	0,00	0,01	0,00	0,01	
Pd	nd	0,02	nd	nd	nd	nd	0,00	0,01	0,00	nd	
Sb	0,01	0,01	nd	nd	nd	nd	0,14	0,02	0,00	0,01	
Se	nd	nd	nd	nd	nd	nd	0,03	0,04	0,00	nd	
Sn	nd	nd	nd	nd	nd	nd	0,00	0,01	0,00	nd	
Total	99.26	96.38	99.18	99.57	100.01	99.77	100.24	97.58	98.59	98.63	

Tableau 3 - Compositions moyennes des sulfures des veines hydrothermales dans les ophiolites de Bou Azzer et de Khzama, déterminées à la microsonde électronique.

(Fig. 6d). Le diagramme de Al<sup>IV</sup> versus Si de Raase (1974) et Leake (1965) donne des pressions inférieures à 5 Kbar (Fig. 6c). Ceci est en faveur de recristallisations statiques de l'encaissant, c'est à dire en l'absence de contraintes tectoniques importantes.

L'étude des veines hydrothermales montre qu'elles sont affectées par la même déformation que les dykes et les gabbros encaissants, lors de la phase panafricaine majeure. Elles sont de ce fait syn-rifting et anté-orogéniques. Les travaux expérimentaux de Seyfried et al. (1986) sur l'altération hydrothermale des roches mafiques, ont montré que durant son infiltration en profondeur (2 à 3 km), l'eau de mer froide appauvrit le basalte en Ca et l'enrichit en Mg. En se réchauffant au toit du réservoir magmatique de 300° à 450°C, l'eau de mer devient réductrice et acide. Au début de son ascension, elle dépose du Ca dans la zone de réaction sous forme d'épidosite. Vers la fin de sa remontée, elle dépose le Mg sous forme de chlorite, le Na sous forme d'albite, le reste de Ca sous forme d'épidote et les éléments métalliques sous forme de sulfures de Cu, de Zn et de Pb. (Fig.8a et 8b).

L'étude métallographique des échantillons dans les ophiolites de Bou Azzer et de khzama, met en évidence deux phases de minéralisations sulfurées, une phase plissée anté-orogénique ou syn-rifting et une phase peu ou pas déformée syn- à tardi-orogénique (Fig. 5). Dans l'ophiolite de Bou Azzer, l'assemblage chalcopyrite-cubanite-sphaléritegalène est formé dans un milieu réducteur, alors que la bornite apparaît vers la fin de la cristallisation de la chalcopyrite. La digénite, la covellite, et la chalcocite corrodent les minéraux précédents. Le passage du couple cubanite-chalcopyrite à celui de la chalcopyrite-bornite et ensuite à l'association digénite-covellite indique une augmentation de  $fO_2$  du fluide hydrothermal (Haymon, 1983; Wafik 1992). Cette paragenèse est plissée et schisteuse. Dans les stades tardifs orogéniques, des fluides tardifs chargés de métaux ont circulé et déposé une deuxième phase de minéralisation riche en pyrite sécante sur la foliation tectonique dans les veines et dans leur encaissant.

Les études menés sur certaines ophiolites fossiles (Stakes et al., 1983; Richardson et al., 1987; Schiffman et al., 1987; Schiffman et Smith, 1988; Harper et al., 1988) indiquent que les zones riches en épidote se trouvent souvent à la base du complexe filonien au contact du sommet des chambres magmatiques. Comme il a été noté par Richardson et al. (1987), les zones à épidosite apparaissent comme des bandes subverticales encaissées dans les diabases, suggérant qu'elles se sont développées dans des systèmes de fractures subverticales. Les zones à épidosite peuvent être reliées aux fractu-

rations tectoniques ou thermiques qui fournissent des conduits pour le fluide hydrothermal ascendant (Seyfried et al., 1988). Elles contiennent du quartz-chlorite-épidote et la texture magmatique du protolite est totalement effacée. Ces roches sont enrichies en Ca, Sr, H<sub>2</sub>O et Fe<sup>3+</sup> et sont appauvries en <sup>18</sup>O, Zr, Cu, Zn et Mg (Richardson et al., 1987; Schiffman et Smith, 1988; Harper et al., 1988). Elles sont caractérisées par un rapport eau/roche élevé et se forment dans la "zone de réaction" (Valsami et Cann, 1994). Les données isotopiques de l'oxygène et les inclusions fluides dans les épidosites des ophiolites fossiles (Richardson et al., 1987; Schiffman et Smith, 1988) donnent des températures de l'ordre de 400°C et des salinités identiques à celles de l'eau de mer. Les fluides qui pénètrent les zones à épidosite étaient présumément en équilibre avec l'épidote sans laisser d'autre minéraux cristalliser. La chimie du fluide est le facteur déterminant dans la composition de l'épidote (Evarts et Schiffman, 1983).

Vers le sommet du complexe filonien des ophiolites de Bou Azzer et de Khzama, l'altération hydrothermale est matérialisée par des veines étroites (Fig. 8b). Elles sont formées d'albite, de chlorite, de quartz, d'épidote et de sulfures. Dans les ophiolites fossiles, ces zones sont également situées dans la partie supérieure des complexes filoniens (MacLean et Kranidiotis, 1987; Riverin et Hodgeson, 1988; Haymon et al., 1989; Zierenberg et al., 1988). Elles sont appelées "zones de décharge" (Alt et al., 1986; Alt, 1995), et sont essentiellement riches en Mg, Na, S, Fe, Cu, Zn.

Les chlorites des veines hydrothermales dans les ophiolites de Bou Azzer et de Khzama, montrent une composition magnésienne. Elles appartiennent au champ des chlorites hydrothermales de Kranidiotis et MacLean (1987) défini par la compilation des données de littérature sur la chlorite: de la mine Bruce (Larson, 1984), du district de Shasta ouest (Reed, 1984), de la mine de Mattagami Lake (Costa et al., 1983) et de Los Azufres au Mexique (Cathlineau et Nieva, 1985). Kranidiotis et MacLean (1987) rattachent les variations du rapport Fe<sup>2+</sup>/Fe<sup>2+</sup>+Mg<sup>2+</sup> des chlorites des zones d'altération aux variations du rapport eau/roche, à  $fO_2$ , à  $fS_2$ , au pH et à la composition du fluide hydrothermal. Le faible rapport Fe2+/Fe2++Mg2+ des chlorites peut être expliqué par une faible oxydation ou une forte sulfurisation du fluide hydrothermal. Cette hypothèse fut avancée par Kalogeropouls et Scott (1983) pour expliquer la présence très fréquente de chlorites magnésiennes autour des amas sulfurés de Kuroko. Pour l'ophiolite de Bou Azzer, la présence de bornite comme espèce majeure ainsi que la paragenèse 2 prouve qu'à la fin de la cristallisation la chlorite se formerait dans un mi-







b) Détail de la Figure 8a, schématisant la mise en place des dykes de diabase, des poches d'épidosites et des veines hydrothermales associées à l'axe du rift néoprotérozoïque. lieu oxydant et nous permet d'écarter la première hypothèse et de ne garder que la seconde. La présence dans l'ophiolte de Khzama d'une paragenèse sulfurée de milieu réducteur à chalcopyrite-sphalérite- pour l'ophiolite de Khzama permet de soutenir la deuxième. Cependant d'une manière générale, le faible rapport  $Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg^{2+})$  des chlorites résulterait d'un fluide hydrothermal très riche en Mg, dérivé de l'eau de mer et peu évolué. Les poches d'épidosite et les veine de chlorite, albite, épidote et sulfures dans le complexe filonien, tracent la paléotrajectoire du fluide hydrothermal. La paragenèse hydrothermale des veines reste la même sur toute la hauteur du complexe filonien et pourrait refléter une composition et une température peu variables du fluide.

La présence dans l'encaissant de l'hornblende actinolitique et surtout d'actinote indique des températures de cristallisation inférieures à 500°C (Liou et al., 1974; Moody et al., 1983). Dans les zones minéralisées, l'association minéralogique composée de quartz, de chlorite, d'actinote, d'épidote et de sulfures est stable sous des températures de formation relativement élevées entre 200°C et 450°C (Liou, 1973; Liou et al., 1985).

L'application du géothermomètre de Cathelineau et Nieva (1985) sur les chlorites, permet de réduire l'intervalle de température entre 320° et 380°C. L'application du géothermomètre de Czmanske (1974) pour la bornite et la chalcoyrite qui lui est associée dans l'ophiolite de Bou Azzer, donne une température de 395°C. L'application du géothermomètre de Hutshinston et Scott (1981), sur la cubanite donne une température moyenne de l'ordre de 353°C. Ces valeurs de températures extrapolées pour les différentes espèces minérales, sont comparables avec les températures mesurées dans les fluides de la dorsale médio-Atlantique où cette paragenèse sulfurée est très courante (Wafik, 1992; Fouquet et al., 1993), de la dorsale Pacifique (Auclair, 1988; Auclair et al., 1987) et même des bassins arrière-arc tel que le bassin de Lau où la température du fluide d'une cheminée est supérieure à 420°C (Fouquet et al., 1991).

La variation de température entre les valeurs de température pourraient traduire de faibles fluctuations de la température du fluide.

Les assemblages secondaires observés à Bou Azzer et à Khzama sont comparables à des zones d'altérations associées à des dépôts métallifères d'âge protérozoïque, étudiés par plusieurs auteurs dans les boucliers canadien, australien et européens. Dans les coulées protérozoïques de Eskimo Belcher Islands dans la partie est de Hudson Bay, de la ceinture Circum Ungava au NW de Canada, les coulées et sills sont transformés dans le faciès schiste-vert à prehnite-pumpellyite (Ricketts et Donaldson, 1981). Les minéraux magmatiques dominants sont du plagioclase séricitisé (50 à 60%), du pyroxène calcique chloritisé (20 à 40%) et des minéraux opaques (5 à 10%) (Legault et al., 1994). Dans la formation de Flaherty, de la même ceinture, les coulées présentent les mêmes transformations que la formation précédente et sont traversées à leur sommet par des veines à quartz, calcite et épidote (Legault et al., 1994).

Les dépôts exhalatifs protérozoïques de fer dans le district de Hjulsjo, en Suède, sont liés aux stade précoce de rifting. La paragenèse d'altération remplissant les veines hydrothermales est formée de chlorite, d'amphibole magnésiennes et de talc (Baker et De Groot, 1983), et où l'enrichissement en Mg est synchrone de la minéralisation. En s'écartant des dépôts de fer, l'altération hydrothermale est matérialisée par un assemblage de faciès schiste vert à chlorite magnésienne-muscovite-phlogopite-biotite, avec un enrichissement en MgO, SiO<sub>2</sub> et un appauvrissement en CaO, TiO<sub>2</sub>, MnO, FeO et  $P_2O_5$  (Groot et Baker, 1983).

Dans la ceintures de roches vertes archéennes d'Alibitibi au Quebec, les dépôts de sulfures massifs à Zn-Pb-Ag de la mine Coniagas, présentent un assemblage secondaire à chlorite-séricite-épidote-spessartite au mur de la minéralisation et un assemblage à quartz-séricite-épidote-chlorite au toit de la minéralisation (Doucet et al., 1998). Dans le district de Noranda, les failles syn-volcaniques ont joué un rôle important dans la circulation des fluides à l'origine des dépôts de sulfures massifs volcanogènes de Corbet, Ansil, Norbec, Horne et Mobun (Hoy, 1993). Dans ces massifs, l'altération autour des dépôts de sulfures, est formée de chlorite-quartz dans la zone de stockwerk et des auréoles de plusieurs centaines de mètres à quartz-séricite-albite-calcite-épidote (Hoy, 1993). Cette altération forme des pipes circulaires zonés sous les amas sulfurés, avec un cœur enrichi en MgO et FeO, et lessivé en SiO<sub>2</sub> et Na<sub>2</sub>O (chlorite magnésienne, parfois talc), et une auréole à séricite, avec parfois une augmentation en K<sub>2</sub>O. En bordure, l'épidote devient abondante et évolue en une altération à grenat et chlorite (biotite-staurolite) sous l'amas (Skirrow et Franklin, 1994). Dans les dépôts archéens de sulfures massifs de Phelps Dodge à Matagami, des assemblages à quartz-chlorite-albite-épidote, quartzchlorite, chlorite et talc-chlorite sont observés en compagnie parfois de séricite. L'altération se fait à Al constant, avec une augmentation de Fe et Mg dans les chlorites (Kranidiotis et MacLean, 1987).

L'étude des inclusions fluides pour certains dépôts de Zn-Pb-Ag de Dugald River, au nord-ouest de Qeencland en Australie, donne des températures de formation de 345° à 450°C et une pression de 1,1 à 1,5 kb (Xu, 1998). Les dépôts paléoprotérozoïques de tellurures aurifères de Kutemajärvi au sud de Finlande étudiés par Poutiainien et Grönholm (1996), sont constitués en partie de la paragenèse sulfurée et silicatée observées dans les veines hydrothermales de Bou Azzer et montrent une température et une pression de cristallisation tout à fait comparables.

#### CONCLUSION

Les complexes filoniens des ophiolites de Bou Azzer et de Khzama gardent l'empreinte d'une circulation hydrothermale de haute température (320 à 400°C), établie lors de l'accrétion océanique néoprotérozoïque dans un bassin avant-arc en distension. Ces veines sont colmatées par un assemblage secondaire à quartz-albite-chlorite-épidote-sulfures de Cu et de Zn. Ces complexes ont été structurés pendant la phase compressive majeure B1. Des fluides tardifs sont à l'origine d'une deuxième phase minérale syn- à tardiorogénique. L'orientation de ces veines anté-orogéniques est un argument supplémentaire en faveur d'une accrétion NE-SW. Par analogie aux systèmes océaniques actuels telle que la dorsale médio-Atlantique (Rona, 1988; Karson et Brown, 1988; Kervevan, 1991; Wafik, 1992), dans le site 417, DSDP (Alt et Honnorez, 1984), et fossiles tels l'ophiolite de Chypre (Oudin et Constantinou, 1984) et l'ophiolite d'Oman (Oudin, 1991; Nehlig et al., 1994), les veines hydrothermales du complexe filonien de l'Anti-Atlas résulteraient de la circulation des fluides dans une croûte océanique fossile et définissent par conséquent des branches ascendantes de paléocellules de convection. Le démarrage de cet hydrothermalisme est lié au fonctionnement de paléofailles distensives orientées N 110° à N130° dans l'ophiolite

de Bou Azzer et N80° dans celle de Khzama. Ces failles se sont développées pendant l'accrétion panafricaine et servaient au renouvellement de la croûte par injections de magmas mafiques sous forme de dykes de basalte. L'apport de chaleur créé par la mise en place de dykes, réchauffe l'eau de mer infiltrée auparavant par gravité à travers les failles hors de l'axe, et la transforme en solution hydrothermale chaude, moins dense, et chargée de métaux lessivés de cette même croûte. La contraction des dykes au cours de leur refroidissement, a crée des vides et des fractures près des épontes, , ce qui augmente leur perméabilité et facilite la remontée du fluide chaud. Lors de son ascension vers la surface, la solution hydrothermale a déposé sa charge métallique sous forme de sphalérite, de galène, de chalcopyrite et localement de cubanite et de bornite dans un stockwerk de veines hydrothermales à chlorite-albite-quartz-épidote. Les différences minéralogiques entre la phase 1 de l'ophiolite de Bou Azzer et de l'ophiolite de Khzama est sans doute liée à une différence de composition du fluide hydrothermal. Dans l'ophiolite de Khzama le fluide était réducteur alors qu'à Bou Azzer le fluide devenait plus oxydant vers la fin de la cristallisation, probablement suite à son mélange avec l'eau de mer. Ces différences sont assez courantes parmi des segments différents d'une même dorsale actuelle ou parmi les différents sites d'un même segment de dorsale. A Bou Azzer, le parallélisme entre les directions des dykes et des stockworks minéralisés est un argument en faveur d'une accrétion NE-SW avancée déjà par des études structurales (Leblanc, 1981; Saquaque et al., 1989a).

Les ophiolites de Bou Azzer et de Khzama, montrent des assemblages secondaires comparables à ceux trouvés dans différentes ceintures de roches mafiques protérozoïques, des ceintures ophiolitiques alpines et des croûtes océaniques actuelles. Ces assemblages résultent de l'interaction fluide hydrothermal /roche encaissante. Cette interaction est responsable des mêmes types de transformations et de remobilisations qui ont affecté les roches encaissantes à travers les temps géologiques, elle laisse de ce fait suggérer que la composition de l'eau de mer n'a pas subit de changements considérables depuis le Protérozoïque jusqu'à l'actuel.

## Remerciements

Au terme de ce travail, les auteurs remercient les directeurs, géologues et techniciens de REMINEX et CTT du groupe ONA pour leur soutien.

#### REFERENCES

- Admou H., 2000. Structuration de la paléosutureophiolitique panafricaine de Bou Azzer-Siroua (Anti-Atlas central, Maroc). Thèse de doctorat ès sciences, Université Cadi Ayyad, Marrakech, Maroc, 207 pp.
- Admou H. et Juteau T. 1998. Découverte d'un système hydrothermal océanique fossile dans l'ophiolite antécambrienne de Khzama (massif du Siroua, Anti-Atlas marocain. C. R. Acad. Sci Paris, 327: 335-340.
- Alt J.C., 1995. Subseafloor processes in mid-ocean ridge hydrothermal systems. In : J.Lupton, L. Mullineaux et R. Zierenberg (Ed.), Ridge Theoretical Institute: Physical, chemical and biological interactions within submarine hydrothermal systems. Geophys. Monogr., Am. Geophys. Union, Washington DC.
- Alt J.C. and Honnorez J., 1984. Alteration of upper crust. DSDP, site 417: mineralogy and chemistry. Contr. Mineral. Petrol., 87: 149-169.
- Alt J.C., Muehlenbachs K. and Honnorez J. 1986. An oxygen iso-

topic profile through the upper kilometer of oceanic crust, DSD : Hole 504B. Earth Planet. Sci. Lett., 80: 217-229.

- Auclair G., 1988. Processus de métallogenèse dans les amas sulfurés océaniques contribution à l'étude du comportement des éléments chalcophiles dans les processus hydrothermaux. Thèse de Doctorat Univ. Bretagne Occidentale.
- Auclair G., Fouquet Y. and Bohn M., 1987 Distribution of selenium in the high température hydrothermal sulfide deposits at 13° North, East Pacific Rise. Canad. Mineral., 25 (4): 577-587.
- Azizi Samir M.R., Maacha L. et Bouyalaoui, J., 1994. Les minéralisations d'arséniures de cobalt et de nickel de Bou Azzer. Modèle métallogénique hydrothermal filonien de mise en place paléozoïque (Anti-Atlas, Maroc). 2<sup>nd</sup> Intern. Meeting projet IGCP n°351 "Early Paleozoic Evolution in NW Gondwana", Rabat, p. 72.
- Bajwah Z.U., Seccombe P.K. and Offler R., 1987. Trace element distribution, Co:Ni ratios and genesis of Big Cadia iron-copper deposit, New South Wales, Australia. Mineral. Deposita, 22: 292-300.
- Baker J.H. and De Groot P.A., 1983. Proterozoic submarine exhalative iron ores from Hjulsjo, leached from felsic volcanics by modified sewater. HA Metallogenesis in oceanic hydrothermal systems, Terra Cognita 3: 167.
- Barton P.B. and Bethke P.M., 1987. Chalcopyrite desease in sphalérite: pathology and epidemiology. Am. Mineral. 72: 451-467.
- Bodinier J.L., Dupy C. and Dostal J., 1984. Geochemistry of Precambrian ophiolite from Bou Azzer, Morocco. Contrib. Mineral. Petrol., 87: 43-50.
- Brill B.A., 1989. Trace-element contents and partioning of elements in ore minerals from the CSA Cu-Pb-Zn deposit, Australia. Canad. Mineral. 27: 263-274.
- Cann J.R., 1979. Metamorphism of the oceanic crust. In: M. Talwani, C.G. Harrison et D.E. Hayes (Edit.), Deep drilling results in the Atlantic Ocean: ocean crust. M. Ewing Symp. Ser. 2, AGU, 48: 230-238.
- Cathelineau M. et Nieva D. 1984. A chlorite solid solution geothermometer. The Los Azufres (Mexico) geothermal system. Contrib. Mineral. Petrol., 91: 235-244.
- Charlot R. 1978. Caractérisation des événements éburnéens et panafricains dans l'Anti-Atlas marocain: Apport de la méthode géochronologique Rb-Sr. Ph. D. Thesis, Univ. Rennes, 220 pp.
- Choubert G., 1963. Histoire géologique du Précambrien de l'Anti-Atlas, 1. Notes Mém. Serv. Géol. Maroc, 162, 352 pp.
- Choubert G. et Faure-Muret A. 1967. Le Précambrien du chaînon de Bou Azzer-El Graara (Anti-Atlas central), C. R. S. Soc. Géol. France, 8: 349-351.
- Clauer N., 1974. Utilisation de la méthode Rb/Sr pour la datation d'une schistosité de sédiments peu métamorphisés: application au PII de la boutonnière de Bou Azzer-El Graara (Anti-Atlas, Maroc). Earth Planet. Sci. Lett., 22 (4): 404-412.
- Clauer N., 1976. Géochimie isotopique du Sr des milieux sédimentaires. Application à la géochronologie de la couverture du craton Ouest-Africain. Mém. Sci. Géol., Strasbourg, 45, 256 pp.
- Costa U.R., Barnett R.L. and Kerrich R., 1983. The Mattagami Lake mine Archean Zn-Cu sulfide deposit, Quebec: Hydrothermal coprecipitation of talc and sulfides in sea-floor brine pool-evidence from geochemistry, <sup>18</sup>O/<sup>16</sup>O, and mineral chemistry. Econ. Geol., 78: 1144-1203.
- Czmanske G.K., 1974. The FeS content of sphalerite along the chalcopyrite-pyrite-bornite sulfur fugacity buffer. Econ. Geol., 69: 1328-1334.
- Doucet P., Mueller W., and Chartrand F., 1998. Alteration and ore mineral characteristics of the Archean Coniagas massive sulfide deposit, Abitibi belt, Quebec. Canad. J. Earth Sci., 35: 620-636.
- Ducrot J., 1979. Datation à 615 Ma de la granodiorite de Bleïda et conséquences sur la chronologie des phases tectoniques, métamorphiques et magmatiques Pan-Africaines de l'Anti-Atlas marocain, Bull. Soc. Géol. France, 21 (4): 495-499.
- Ducrot J. and Lancelot J.R., 1978. Age pan-Africain de la diorite de Bleida (Anti-Atlas, Maroc) et conséquences 6<sup>e</sup> Réun. Ann. Sci. Terre, Orsay, p. 150.

- El Boukhari A., Chabane A., Rocci G. and Tane J.L., 1992. The upper Proterozoic ophiolites of the Siroua massif (Anti-Atlas, Morocco). A Marginal sea and transform faults system. J. Africain Earth Sci., 14 (1): 67-80.
- Ennaciri A. Barbanson L. and Touray, J.C., 1995. Mineralised hydrothermal solution cavities in the Co-As Aït Ahmane mine (Bou Azzer, Morocco). Mineral. Deposita, 30: 75-77.
- Evarts R.C and Schiffman R., 1983. Submarine hydrothermal metamorphism of the Del Puerto Ophiolite, California. Am. J. Sci., 283: 289-340.
- Fouquet Y., Von Stackelberg U., Charlou J.L., Donval J.P., Erzingzer J., Foucher J.P., Herzig P., Mühe R., Wiedicke M., Soakai S. and Whitechurch H., 1991. Hydrothermal activity in the Lau back-arc basin: Sulfides and water chemistry. Geology, 19: 303-306.
- Fouquet Y., Wafik A., Cambon P., Mével C., Meyer G. and Gente P., 1993. Tectonic setting and mineralogical and geochemical zonation in the Snake Pit sulfide deposit (Mid-Atlantic Ridge at 23°N). Econ. Geol., 88: 2018-2036.
- De Groot P.A. and Baker J.H., 1983. Afossil hydrothermal system of proterozoic age, Hjulsjo, Sweden: a model with aspects of seawater-felsic rock interactions and REE implications for proterozoic seawater. HA Metallogenesis in oceanic hydrothermal systems, Terra Cognita, 3: 167-168
- Harper G.D., Bowman J.R. and Kuhns R., 1988. Field chemical and isotopic aspects of submarine hydrothermal metasomatism of Josephine ophiolite, northwestern California. J. Geophys. Res., 93: 4625-4657.
- Hassenforder B. 1987. La tectonique panafricaine et varisque de l'Anti-Atlas dans le massif de Kerdous (Maroc), Thèse Doctorat Univ. L. Pasteur, Strasbourg, 249 pp. (en dépôt à la Soc. Géol. France).
- Haymon R.M., 1983. Growth history of hydrothermal balck smoker chimneys. Nature, 301 (5902): 695-698.
- Haymon R.M., Koski R.A. and Abrams M.J., 1989. Hydrothermal discharge zones beneath massive sulfide deposits mapped in the Oman ophiolite. Geology, 17: 531-535.
- Hébert R., Constantin M. and Robinson P-T., 1991. Primary mineralogy of Leg 118 gabbroic rocks and their place in the spectrum of oceanic mafic igneous rocks. O.D.P. Sci. Res., 118: 3-20.
- Heffran K., Karson J.A., Saquaque A., 1992. Proterozoic collisional bassins in a pan-African suture zone, Anti-Atlas Mountains, Morocco. Precambrian Res. 54: 295-319.
- Hey M.H., 1954. A new review of the chlorites. Mineral. Mag., 30: 277-292.
- Hilal R., 1991. L'ophiolite de Bou-Azzer (Anti-Atlas, Maroc), structures, pétrographie, géochimie, et contexte de mise en place. Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Univ. Cadi Ayyad, Marrakech. Maroc, 175 pp.
- Holdaway M. J., 1972. Thermal stability of Al-Fe epidote as function of  $fO_2$  and Fe content. Contrib. Mineral. Petrol. 37: 307-340.
- Hoy L.D., 1993. Regional evolution of hydrothermal fluids in the Noranda District, Quebec: evidence from <sup>18</sup>O values from volcanogenic massive sulfide deposits. Econ. Geol., 88: 1526-1541.
- Humphris S.E. and Thompson G., 1978. Trace elements mobility during hydrothermal alteration of oceanic basalt. Geochim. Cosmochim. Acta. 42: 127-136.
- Hutchinson M.N. and Scott S.D., 1981. Sphalerite geobarometry in the Cu-Fe-Zn-S system. Econ. Geol., 76: 143-153.
- Kalogeropoulos. S.I. and Scott. S.D., 1983. Mineralogy and geochemistry of tuffaceous exhalite (Tetsusekiei) of yhe Fukazawa Mine, Hokuroku district, Japan. Econ. Geol. Monogr., 5: 412-432.
- Karson J.A. and Brown J.R., 1988. Geologic setting of the Snake Pit hydrothermal site: an active vent field on the Mid-Atlantic Ridge. Marine Geophys. Res. 10: 91-107.
- Kervevan. C. 1991. Modélisation tridimensionnelle de la convection hydrothermale en zone rift océanique. Thèse doctorat

Univ. Bretagne Occidentale, Brest, France, 199 pp.

- Kranidiotis P. and MacLean W.H., 1987. Systematics of chlorite alteration at the Phelps Dodge massive sulfide deposits, Matagami, Quebec. Econ. Geol., 82: 1898-1911.
- Kröner A., 1984. Late Precambrian plate tectonics and orogeny: a need to redefine the term "Pan-African" In: J. Klerkx and J. Michot (Eds.), African Geology Museum research. Ar. Central, Tervuren, p. 23-28.
- Lafitte M. and Maury R. 1983. The stoechiometry of sulfides and its evolution, a chemical study of pyrites chalcopyrites and sphalerites from terrestrial and oceanic environmements. Earth Planet. Sci. Lett., 73: 53-64.
- Laird J. and Albee A.I., 1981. Pressure, température and time indicators in mafic schist : their application to reconstructing the polymetamorphic history of Vermont. Am. J. Sci., 281: 127-175.
- Larson R.L., 1984. Geochemistry of the alteration pipe at the Bruce Cu-Zn volcanogenic massive sulfide deposit, Arizona. Econ. Geol., 79: 1880-1896.
- Leake B.E., 1965. The relationship between tetrahedral aluminium and the maximum possible octahedral aluminium in natural calciferous and subcalciferous amphiboles. Am. Mineral., 50: 843-851.
- Leake B.E., 1978. Nomenclature of amphiboles. Mineral. Mag., 42: 533-563.
- Leblanc M., 1973a. Un complexe ophiolitique dans le Précambrien II de l'Anti-Atlas central (Maroc): description, interprétation et position stratigraphique, Notes Mém. Serv. Géol. Maroc, 236: 119-144.
- Leblanc M., 1973b. La tectonique du Précambrien II dans la région de Bou Azzer (Maroc), Notes Mém. Serv. Géol. Maroc, 33, 249: 59-82.
- Leblanc. M., 1975. Ophiolites précambriennes et gîtes arséniés de Cobalt: Bou Azzer (Maroc). Thèse de Doct. Sci. Univ. de Montpellier, 332 pp. Publ. Hors série C.G.G. Montpellier, 329 pp.
- Leblanc M., 1981. Ophiolites précambriennes et gîtes arséniés de cobalt (Bou Azzer, Maroc) Notes Mém. Serv. Géol. Maroc, 280, 306 pp.
- Legault F., Francis D., Hynes A. and Budkewitsch P., 1994. Proterozoic continental volcanism in the Belcher Islands: implications for the evolution of Circum Ungava Fold Belt. Canad. J. Earth Sci., 31, (10): 1536-1549.
- Liou J.G., 1973. Synthesis and stability relations of epidote Ca<sub>2</sub>Al<sub>2</sub>FeSi<sub>3</sub>O<sub>12</sub>(OH). J. Petrol., 14: 381-413.
- Liou J.G., 1974. Mineralogy and chemistry of glassy basalts, Coastal Range ophiolites, Taïwan. Bull. Geol. Soc. Am., 85: 1-10.
- Liou J.G., Kim H.S. and Maruyama S., 1983. Prehnite-epidote equilibria and their petrologic applications. J. Petrol., 24 (4): 321-342.
- Liou. J.G., Kuniyoshi and Ito K., 1974. Experimental studies of phase relations between greenschist and amphibolite in basaltic system. Am. J. Sci., 274: 613-632.
- Liou J.G., Maruyama S. and Cho M., 1985. Phase equilibria and mineral parageneses of metabasite in low-grade metamorphism. Mineral. Mag., 49: 321-333.
- MacLean W.H. and Kranidiotis, P. 1987. Immobile elements as monitors of mass transfer in hydrothermal alteration. Phelps Dodge massive sulfide deposits, Matagami, Quebec. Econ. Geol. 82: 951-962.
- Miyashiro A. et Seki Y., 1958. Enlargement of composition field of epidote and piemontite with rising temperature. Am. J. Sci., 256: 423-430.
- Moody J.B., Meyer D. and Jenkins J.E. 1983. Experimental characterization of the greenschist/amphibolite boudary in mafic systems. Am. J. Sci., 283: 48-92.
- Mouttaqi A. et Sagon J.P., 1999. Le gisement de cuivre de Bleïda (Anti-Atlas central): une interférence entre les processus de remplacement et d'exhalaison dans un contexte de rift. Chronique Rech. Minière, 536-537: 5-21.
- Nehlig P., Juteau T., Bendel V. and Cotten J., 1994. The root zones

of oceanic hydrothermal systems: constraints from the Semail ophiolite (Oman). J. Geophys. Res., 99: 4703-4713.

- Oudin E., 1991. Les sulfures océaniques. Etude minéralogique et géochimique de processus hydrothermaux actuels et fossiles. Thèse doctorat sci., Univ. P. Sabatier, Toulouse, France, 607 pp.
- Oudin E. and Constantinou G. 1984. Black smoker chimney fragments in Cyprus sylphide deposits. Nature, 308: 349-353.
- Poutiainen M. and Grönholm P., 1996. Hydrothermal fluid evolution of the paleoproterozoic Kutemajärvi gold telluride deposit, southwest Finland. Econ. Geol., 91 (8): 1335-1353.
- Raase P., 1974. Al and Ti contents of hornblende, indicators of pressure and temperature of regional metamorphism. Contrib. Mineral. Petrol., 45: 231-236.
- Reed M.H., 1984. Geology, wall-rock alteration, and massive sulfide mineralization in a portion of the West Shasta district, California. Econ. Geol., 79: 1299-1318.
- Richards H.G., Cann J.R. and Jensenius J., 1989. Mineralogical zonation and metasomatism of alteration pipes of cyprus sulfide deposits. Econ. Geol., 84: 91-115.
- Richardson C.J., Cann J.R., Richards H.G. and Cowan J.G., 1987. Metal-depleted root zones of the Troodos ore-forming hydrothermal systems, Cyprus. Earth Planet. Sci. Lett., 84: 243-254.
- Ricketts B.D. and Donaldson J.A. 1981. Sedimentary history of the Belcher Group of Hudson Bay. In: F.H.A. Campbell (Ed.), Proterozoic basins of Canada. Geol. Surv. Canada Pap. 81-81: 235-254.
- Riverin G. and Hodgson, C.J., 1980. Wall-rock alteration at the Millenbach Cu-Zn Mine, Noranda, Quebec. Econ. Geol., 75: 424-444.
- Rona P., 1988. Hydrothermal mineralisation at oceanic ridges. Canad. Mineral., 26: 431-435.
- Saquaque A., 1992. Un exemple de suture-arc du Précambrien de l'Anti-Atlas Centro-Oriental (Maroc), Thèse doctorat sci., Univ. Cadi Ayyad, Marrakech, Maroc, 338 pp.
- Saquaque A., Admou H., Cisse A., Benyoucef A. et Reuber I., 1989b. Les intrusions calco-alcalines de la boutonnière de Bou Azzer-El Graara (Anti-Atlas, Maroc): marqueurs de la déformation panafricaine majeure dans un contexte de collision d'arc. C. R. Acad. Sci. Paris, 308: 1279-1283.
- Saquaque A., Admou H., Karson J., Heffran K. and Reuber I., 1989a. Precambrian accretionary tectonics in the Bou Azzer El Graara region, Anti-Atlas, Morocco. Geology, 17: 1107-1110.
- Schiffman P. and Smith B.M., 1988. Petrology and O-isotope geochemistry of a fossil seawater hydrothermal system within the Solea graben, northern Troodos Ophiolite, Cyprus. J. Geophys.

Res., 93: 4612-4625.

- Schiffman P., Smith B.M., Vaga R.J. and Moores E.M., 1987. Geometry, conditions and timing of off-axis hydrothermal metamorphism and ore deposition in the Solea graben, N Troodos Ophiolite, Cyprus. Nature, 325: 423-425.
- Seyfried W.E., Berndt M.E. and Janecky D.R., 1986. Chloride depletions and enrichiments in seafloor hydrothermal fluids: constraints from experimental basalt alteration studies. Geochim. Cosmochim. Acta, 50: 469-475.
- Seyfried W.E., Berndt M.E. and Seewald J.S., 1988. Hydrothermal alteration processes at mid-ocean ridges: constraints from diabase alteration experiments, hot-spring fluids and composition of the oceanic crust. Canad. Mineral., 26: 787-804.
- Skirrow R.G. et Franklin J.M., 1994. Silicification and metal leaching in semiconformable alteration beneath the Chissel Lake massive sulfide deposit, Snow Lake, Manitoba. Econ. Geol., 89: 31-50.
- Spear F.S., 1980. NaSi<=> CaAl exchange equilibrium between plagioclase and amphibole. Contrib. Mineral. Petrol., 72: 33-41.
- Spear F.S., 1981. An experimental study of hornblende stability and compositional variability in amphibolite. Am. J. Sci., 281: 697-734.
- Stakes D.S., Taylor H.P. and Fisher R.L., 1983. Oxygen-isotope and geochemical charactérisation of hydrothermal alteration in ophiolite complexes and modern océanic crust. In: I. G. Gass, S.J. Lippard and A.W. Shelton (Eds.), Ophiolite and oceanic lithosphere. Geol. Soc. London Spec. Publ., 13: 199-214.
- Valsami E. and Cann J.R., 1994. Controls on the Sr and Nd isotopic compositions of hydrothermally altered rocks from the Pindos Ophiolite. Earth Planet. Sci. Lett., 125: 39-54.
- Wafik A., 1992. Processus de métallogenèse sur les dorsales lentes. L'exemple de l'amas sulfuré du Snake Pit (Dorsale Atlantique à 23°N). Thèse doctorat Univ. Bretagne Occidentale, Brest, France, 366 pp.
- Xu G., 1998. A fluid inclusion study of synthectonic Zn-Pb-Ag. Mineralization at Dugald River, Northwest Qeensland, Australia. Econ. Geol., 93: 1165-1176.
- Zahm A., 1983. Etude expérimentale des systèmes Cu-Fe-S et Zn-Fe-S. Comparaison avec les minéralisations des cheminées actives des rides océaniques. Mém. D.E.A. Labor. Minéral. Expérim. Appliq., Univ. P. et M. Curie, Paris, France. 64 pp. (inédit)
- Zierenberg R.A., Shanks W.C., Seyfried R.A., Koski R.A. and Strickler M.D., 1988. Mineralisation, alteration and hydrothermal metamorphism of the ophiolite-hosted Turner-Albright sulfide deposits, Southern Oregon. J. Geophys. Res., 93: 4657-4674.

Received, August 2, 2000 Accepted, May 23, 2001