

LES CHROMITITES PODIFORMES ET LES MINÉRAUX DE FE-CU-NI-CO ASSOCIÉS À L'OPHIOLITE DE BOU AZZER-EL GRAARA (ANTI-ATLAS CENTRAL, MAROC)

PODIFORM CHROMITITES AND FE-CU-NI-CO MINERALS ASSOCIATED WITH THE BOU AZZER-EL GRAARA OPHIOLITE (CENTRAL ANTI-ATLAS, MOROCCO)

Amina Wafik*, Ali Saquaque** et Abdelmajid El Boukhari*

* 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; elboukhari@ucam.ac.ma).

** Réminex (ONA), 52 Avenue Hassan II, Casablanca, Maroc (e-mail: saquaque@re.managem.co.ma).

Mots clés: ophiolite, chromitite, sulfures, Fe, Cu, Co, Ni, As, Sn, Ag alliages, Néoprotérozoïque. Bou Azzer, Anti Atlas, Maroc.

Keywords: ophiolite, chromitite, sulfures, Fe, Cu, Co, Ni, As, Sn, Ag alloys, Neoproterozoic. Bou Azzer, Anti Atlas, Morocco.

RESUMÉ

L'intérêt de l'ophiolite protérozoïque de Bou Azzer est accentué par la présence de pods de chromitites au sein des tectonites. Les chromitites affleurent sous forme de lentilles de quelques centimètres à une dizaine de mètres d'épaisseur, de 20 à 30 mètres de largeur s'étendant sur plusieurs dizaines de mètres de longueur. Elles forment des lentilles concordantes (direction dominante N110 à N130E) ou des lentilles discordantes d'environ 30° sur les structures magmatiques primaires des harzburgites. L'étude à la microsonde électronique (Camebax, laboratoire de Pétrologie, Paris VI, France) et au microscope électronique à balayage (laboratoire Réminex, Mine de Guemassa, ONA, Maroc), donnent les compositions chimiques suivante pour les alliages et sulfures magmatiques :

- Pyrite $\text{Fe}_{0.98}\text{S}_{2.02}$ légèrement appauvrie en Fe
- Chalcopyrite CuFeS_2 enrichie en S (55.20% atomique)
- Galène PbS
- Arsénopyrite FeAsS enrichie en S (40.61 % atomique)
- Millerite NiS , à une pentlandite cobaltifère $\text{Ni}_3(\text{Co,Fe})_2\text{S}_5$ légèrement enrichie en soufre à $\text{Ni}_3(\text{Co,Fe})_{2-x}\text{S}_{5+x}$
- CoAsS_2 (structure évoquant celle de la skutterudite CoAs_3)
- $(\text{Co,Fe})(\text{As,S})$ glaucodot
- alliages allant de $\text{Fe}_{0.9}\text{Cu}_{0.1}$ à des composés plus complexes de Cu-Fe-Ni-As avec ou sans S.

Tous ces minéraux contiennent parfois quelques centaines de ppm de Pt et/ ou de Pd.

Dans les minéraux serpentineux, en bordure des cristaux de chromite, se développent d'autres alliages secondaires de Fe-Cu-Sn-Co-As-Ag et S résultant de la transformation des précédents. Ces composés varient de: $\text{Fe}_6(\text{Ni,Cu,Ag})_{4-x}(\text{Sn,S,As})_x$ à $\text{Fe}_9(\text{Ni,Cu,Ag})_{1-x}(\text{Sn,S,As})_x$. Ils sont souvent associés aux espaces interstitiels dans la serpentine et sont secondaires.

L'enrichissement en Ag et Sn de ces alliages est secondaire et serait contemporain des événements de serpentinisation lié aux circulations hydrothermales. Ces composés métalliques secondaires contiennent quelques centaines de ppm de Pt ou de Pd ou les deux à la fois. Aucun enrichissement notable par rapport aux composés magmatiques en ces éléments n'a été noté.

ABSTRACT

The presence of chromitites pods within tectonites renders particularly interesting the Proterozoic ophiolite of Bou Azzer. The chromitites are some centimeters to over than ten meters thick and twenty to thirty meters wide, and they spread several dozen of meters in length. They are either concordant (N110 to N130E dominant direction) or discordant (about 30°) on the primary magmatic structures (S_0) of harzburgites. Their study reveals primary inclusions of metallic phases in the crystals of chromite. The analysis of these phases with the electronic microprobe (Camebax, laboratory of Petrology, Paris VI, France) and with the MEB (Reminex laboratory, Mine of Guemassa, ONA, Morocco), give the following compositions for the metal sulfides and alloys:

- Pyrite FeS_2 slightly impoverished in Fe
- Chalcopyrite CuFeS_2 enriched in S (55.20% atomic)
- Galena PbS
- Arsenopyrite FeAsS , enriched in S (40.61 % atomic)
- Millerite NiS , to cobaltiferous pentlandite $\text{Ni}_3(\text{Co,Fe})_2\text{S}_5$ slightly enriched in sulfur, to $\text{Ni}_3(\text{Co,Fe})_{2-x}\text{S}_{5+x}$
- CoAsS_2 (structure analogue to that of skutterudite CoAs_3)
- $(\text{Co,Fe})(\text{As,S})$ glaucodot
- alloys range from $\text{Fe}_{0.9}\text{Cu}_{0.1}$ to Cu-Fe-Ni-As more complex compounds with or without S.

All these minerals contain some hundreds ppm of Pt and/or Pd as trace elements.

In the serpentine minerals, at the border of chromite crystals, other secondary alloys of Fe-Cu-Sn-Co-As-Ag and S occur. These compounds vary from $\text{Fe}_6(\text{Ni,Cu,Ag})_{4-x}(\text{Sn,S,As})_x$ to $\text{Fe}_9(\text{Ni,Cu,Ag})_{1-x}(\text{Sn,S,As})_x$, and are often associated with interstitial serpentine.

The enrichment in Ag and Sn of these alloys is secondary, and it could be contemporary to the serpentinization events related to the hydrothermal circula

INTRODUCTION

Les pods de chromitite sont caractéristiques des complexes ophiolitiques (Thayer, 1960). Leur origine longuement débattue, est actuellement attribuée à une cristallisation à partir de magmas basaltiques dans le manteau supérieur (Lago et al., 1982; Leblanc et Ceulneer, 1992). Leur association à des harzburgites et dunites est expliquée par la réaction du magma basaltique avec les lherzolites ou harzburgites pour former un magma modifié plus enrichi en silice et des résidus appauvris de harzburgites et de dunites. La réaction continue entre le magma et la roche hôte couplée avec la précipitation de l'olivine, pourrait déplacer le liquide basaltique originel dans le champ de précipitation de la chromite (Zhou et al., 1994) de la même manière que les chromitites stratiformes (Irvine, 1977; Irvine et Sharpe, 1986).

Ils se forment généralement dans des chenaux subverticaux sous la chambre magmatique de la zone d'accrétion (Juteau, 1975). Ils occupent des zones de transtension correspondant à des élargissements des ouvertures des chenaux magmatiques (Leblanc et Nicolas, 1992). Ces corps initialement discordants tendent à se paralléliser avec la foliation magmatique (Cassard et al., 1981). La zonation autour des pods de chromite peut être expliquée par la réaction entre le magma à partir duquel les chromitites ont cristallisé et les péridotites encaissantes (Zhou et al., 1994). Les épontes dunitiques sont réfractaires et proviennent de la transformation d'une harzburgite au contact d'un magma chaud par fusion incongruente du pyroxène (Boudier et Nicola, 1972).

La température de formation est supérieure à 1300°C

(Leblanc, 1980). La composition du magma parental semble être le facteur important contrôlant la composition de la chromite; cependant les faibles variations peuvent refléter les différences de température, de pression et de fugacité d'oxygène (Dick and Bullen, 1984; Arai, 1992). Les travaux expérimentaux de Maurel et Maurel. (1982) et de Roeder et Reynolds (1991) montrent que la chromite cristallise entre 1300° et 1200°C et que sa composition dépend de la teneur en Al_2O_3 du magma. Par contre son abondance est liée à l'augmentation de la fugacité d'oxygène (Ulmer, 1969; Hill et Roeder, 1974; Irvine, 1977 et 1978), qui résulte de la présence de fluides aqueux dans le système magmatique (Lorand et Ceulneer, 1989; Mc Elduff et Stumpfl, 1991).

CADRE GEOLOGIQUE

L'Anti-Atlas occupe la bordure Nord Ouest du craton ouest-africain (Choubert 1963; Choubert et Faure-Muret, 1967). Il est constitué d'un socle protérozoïque affleurant sous forme de boutonnières sous une couverture infra-cambrienne à paléozoïque (Fig. 1). Au SW se trouve un socle éburnéen stable depuis environ 2000 Ma (Choubert 1963; Hassenforder 1987), et au NE un domaine structuré pendant l'orogénèse panafricaine (680-580 Ma) (Clauer 1974; 1976), qui est interprété comme une zone de suture ophiolitique d'âge Protérozoïque supérieur (Leblanc, 1973a; 1973b; 1981; Saquaque, 1992).

L'ensemble des travaux sur l'ophiolite de Bou Azzer (Leblanc, 1973a; 1981; Hilal, 1991; Saquaque, 1992) révèlent la succession lithologique complète (Figs. 2 et 3): une

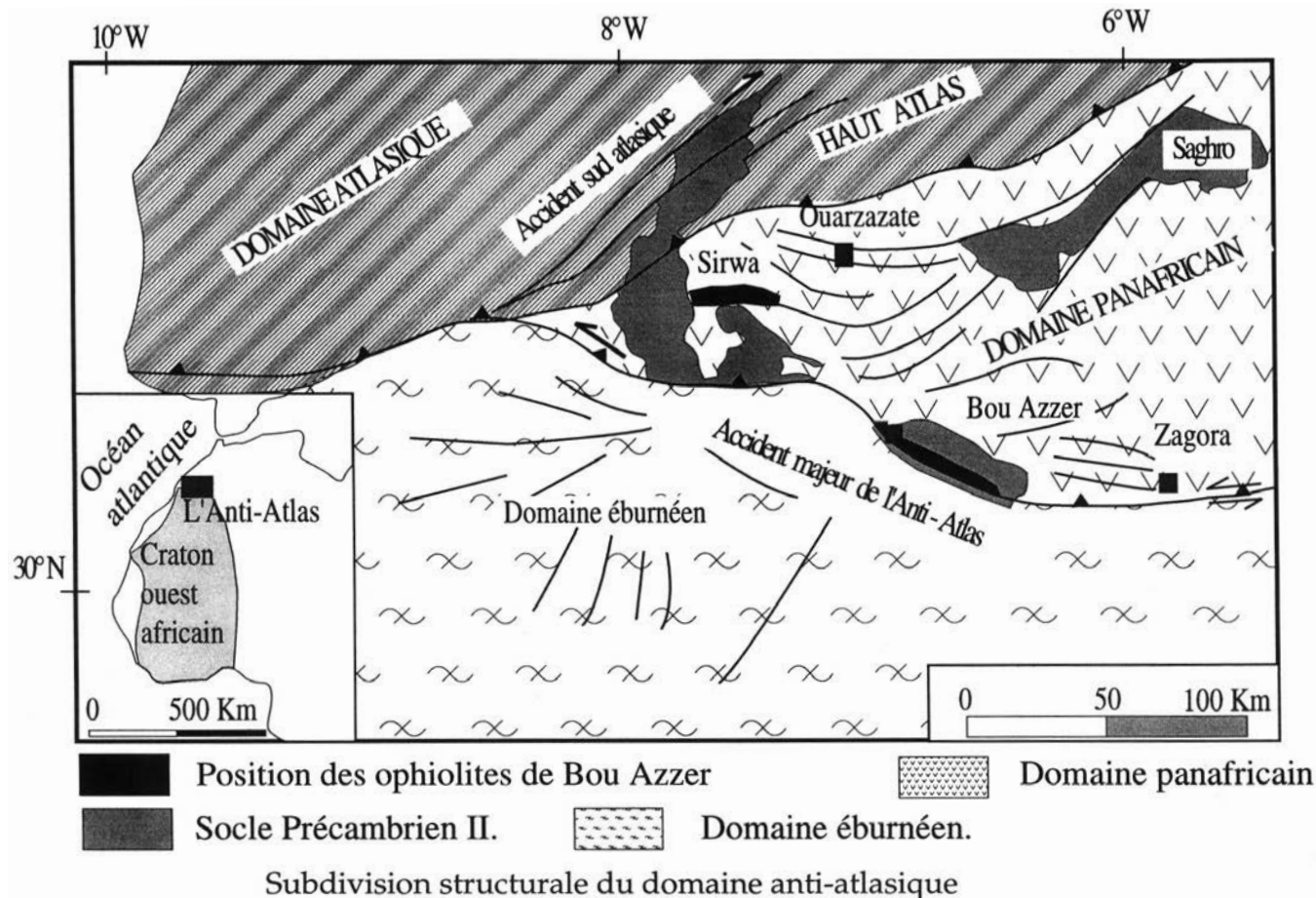


Fig. 1 - Localisation des ophiolites de Bou Azzer-EI Graara au sein de l'Anti Atlas et du craton Ouest-Africain (d'après Choubert, 1963).

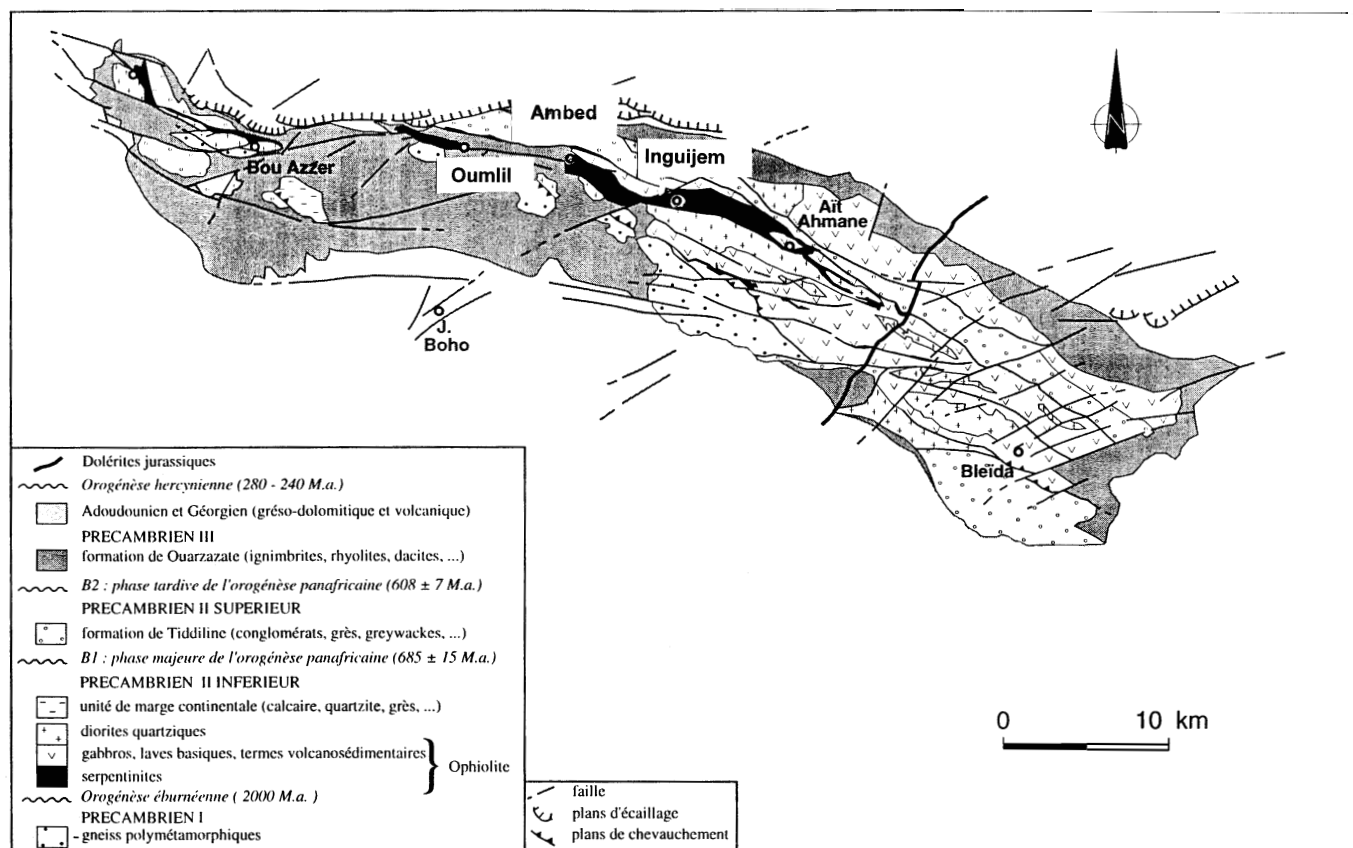


Fig. 2 - Coupe géologique de la boutonnière de Bou Azer-El Graara (d'après Leblanc, 1981).

séquence mantéllique à dunites-harzburgites, une séquence plutonique formée de cumulats wherlitiques, dunitiques, clinopyroxénitiques et gabbroïques, un complexe filonien à gabbros et diabases, et finalement une série volcanique et volcano-sédimentaire. L'ensemble est injecté de diorites, diorites quartziques syn- à tardi-orogéniques et d'un essaim de dykes isolés. Ces terrains sont affectés d'un métamorphisme de faciès schiste-vert (Leblanc, 1981). Les faciès amphibolite et schiste bleu sont plus localisés (Hilal, 1991; Saquaque, 1992) et indiqueraient le paléoplan de subduction (Hilal, 1991; Saquaque, 1992).

Outre son âge protérozoïque, l'intérêt de cette ophiolite est accentué par l'occurrence de pods de chromitites, qui sont encaissés dans les tectonites mantélliques. Les chromitites sont la source principale du Cr et contiennent également des sulfures de Fe-Ni-Cu.

STRUCTURE DES CHROMITITES

Les pods de chromitites étudiés appartiennent à plusieurs localités de la boutonnière de Bou Azer El Graara (Inguijem, Jbel Oumarou, Oumlil, Ambed 1 et Ambed 2). Ils ont des dimensions variables allant de quelques centimètres à une dizaine de mètres d'épaisseur, de 20 à 30 mètres de largeur et dépassent parfois 50 m de longueur. Les pods de chromitite s'échelonnent selon une direction dominante N110 à N130 au sein des tectonites totalement serpentiniées. A l'échelle de l'affleurement, les lentilles de chromite sont concordantes (direction dominante N110 à N130E) ou discordantes d'environ 30° sur la foliation magmatique primaire des harzburgites. Elles sont entourées d'épontes duni-

tiques épaisses de quelques centimètres à quelques dizaines de centimètres, qui les séparent des harzburgites encaissantes (Fig. 4). Le passage des péridotites aux chromitites est marqué par une augmentation de la proportion de chromite qui passe de 5% dans les harzburgites à plus de 95% dans les chromitites.

Dans les péridotites encaissantes, les minéraux primaires sont totalement remplacés par des minéraux serpentineux en pseudomorphose ou en remplissage de fractures ouvertes.

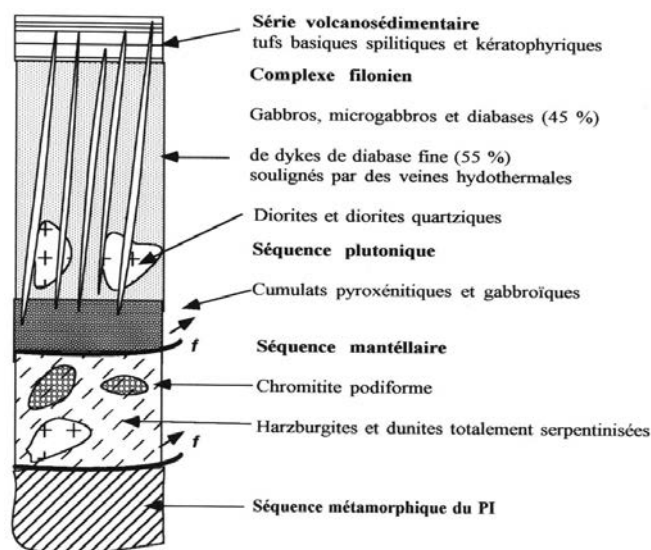


Fig. 3 - Coupe schématique de l'ophiolite de Bou Azer-El Graara et de celle de Khzama, synthétisée à partir des données de Leblanc (1981) et complétée par cette étude. L'échelle n'est pas respectée, f- contact faillé.

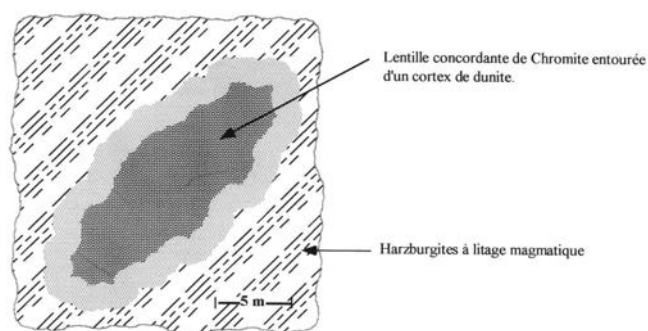


Fig. 4 - Schéma d'une lentille concordante de chromite de taille moyenne, englobée d'une gaine de dunite. L'ensemble est encaissé dans une harzburgite à litage magmatique.

Les minéraux serpentineux en pseudomorphose ou en veinules correspondent essentiellement à du chrysotile, du clinochrysotile, de la lizardite et de l'antigorite. Les seuls minéraux primaires visibles sont des reliques de spinelles chromifères, qui soulignent la foliation magmatique des tectonites. Les spinelles sont zonés, à la suite d'une altération coronitique, en ferritochromite, magnétite et stichtite.

Les chromitites ont une texture massive, nodulaire, disséminée à parfois bréchique, montrent parfois une déformation plastique parallèle à la foliation des péridotites. Elles sont constituées essentiellement de chromite en cristaux subautomorphes à nodulaires. L'espace interstitiel est occupé de minéraux serpentineux qui étaient initialement de l'olivine. Les cristaux de chromite contiennent des inclusions de minéraux métalliques et de minéraux serpentineux.

Au microscope, les nodules de chromite sont aplatis parallèlement à l'allogement du corps chromifère, qui est lui-même parallèle à la linéation des harzburgites. Nous distinguons deux catégories de chromitites selon le degré de déformation. Certaines chromitites sont peu déformées, où les nodules aplatis montrent une direction (S_0) perpendiculaire à la direction d'aplatissement des nodules. D'autres chromitites sont plus déformées, et montrent généralement deux directions qui se superposent. Une direction précoce (S_0) mimant un clivage et parallèlement laquelle s'alignent parfois des inclusions silicatées. Cette direction limitée au cristaux de chromite paraît antérieure à la serpentinisation et serait contemporaine de la déformation plastique du manteau. Une direction tardive (S_1) qui recoupe (S_0) et traverse l'ensemble de la chromitite. Cette dernière direction se manifeste par une fracturation en pull-à-part des chromitites massives, qui montrent des contours rectilignes ou en dents de scie témoignant d'une dissolution tardive. Elle est représentée par des fractures ouvertes remplies de minéraux serpentineux et serait contemporaine à la serpentinisation.

CHIMISME DES CHROMITES

La chromite est le seul minéral primaire observé dans les secteurs étudiés (Leblanc et al., 1981), son étude et sa chimie nous fournit des informations sur la composition du magma parental, sa charge métallique primaire ainsi que les remobilisations postérieures (Irvine, 1967). Les chromitites podiformes sont unanimement considérées d'origine magmatique, cependant les opinions quant aux processus de leur mise en place diffèrent (Thayer, 1969).

Les analyses à la microsonde (Tableau 1), montrent que les chromites non altérées de Bou Azzer ont une composi-

tion peu variable. Elles ont un rapport $2\text{Fe}_2\text{O}_3/(2\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{FeO})$ de l'ordre de 0.7. Le rapport Fe/Mg des chromites de Bou Azzer est presque constant (entre 0.69 et 0.76) et permet de les classer parmi les chromites magnésiennes d'après la classification de Stevens (1944). La faible variation de ce rapport est expliquée par Dickey (1975), par le fait qu'il est constamment tamponné par les silicates mafiques résiduels. Les chromites de Bou Azzer ne sont pas alumineuses ($\text{Cr}/\text{Al} > 1$), d'après la classification de Stevens (1944). La variation de ce rapport est considérée due à la composition chimique ou à la température du magma (Dickey, 1975). La teneur en Cr_2O_3 est élevée et varie de 55.85 à 58.85% alors que la teneur en TiO_2 est inférieure à 0.20%. Elles appartiennent au domaine des chromites riches en Cr et pauvres en Ti. Les chromites riches en Cr semblent être caractéristiques des corps podiformes relativement profondes sous le Moho (Leblanc et Violette, 1983), alors que celles riches en alumine appartiennent à des corps localisés près ou au contact des pyroxénites avec les gabbros de la base de la séquence magmatique (Thayer, 1969). Les chromites riches en Cr sont soupçonnées avoir cristallisé à partir des magmas fortement magnésiens (type boninitiques), par contre les moins riches en Cr précipitent à partir des magmas tholéitiques (Dick and Bul-

Tableau 1 - Analyses chimiques à la microsonde électronique des chromites de Bou Azzer, à 25 kV, 60 nA et 6 s.

Chromite de Bou Azzer						
N°Ech	JO9					I2B
N°	73	76	81	84	87	88
SiO ₂	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
Al ₂ O ₃	15,01	15,08	15,67	14,99	15,32	14,27
TiO ₂	0,12	0,10	0,14	0,13	0,17	0,05
FeO	15,98	16,77	16,45	16,79	16,89	16,63
MnO	0,13	0,18	0,34	0,30	0,20	0,31
MgO	12,23	12,48	12,96	12,44	12,11	12,23
CaO	0,02	0,00	0,06	0,00	0,00	0,00
Cr ₂ O ₃	57,33	55,85	56,32	56,67	57,12	56,38
V ₂ O ₃	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02
NiO	0,21	0,00	0,00	0,12	0,14	0,13
ZnO	0,00	0,00	0,09	0,11	0,05	0,03
Na ₂ O	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,02
K ₂ O	0,04	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
TOTAL	101,13	100,46	102,03	101,53	102,00	100,08
Verification	101,13	100,46	102,03	101,53	102,00	100,08
FORMULE STRUCTURALE (32 Oxygènes et 24 Cations)						
Al	4,46	4,50	4,59	4,44	4,52	4,29
Ti	0,02	0,02	0,03	0,02	0,03	0,01
Fe3+	0,04	0,28	0,30	0,27	0,11	0,31
Cr	11,44	11,18	11,06	11,25	11,31	11,38
V	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe2+	3,33	3,27	3,12	3,26	3,43	3,24
Mg	4,60	4,71	4,80	4,66	4,52	4,65
Mn	0,03	0,04	0,07	0,06	0,04	0,07
Zn	0,00	0,00	0,02	0,02	0,01	0,01
Ni	0,04	0,00	0,00	0,02	0,03	0,03
TOTAL	24,00	24,00	24,00	24,00	24,00	24,00
Fe2+(calculé)	15,79	15,43	15,02	15,52	16,39	15,18
Fe3+(calculé)	0,21	1,49	1,59	1,41	0,56	1,61
%Magnétite	0,25	1,77	1,87	1,67	0,66	1,94
%Hercynite	28,00	28,19	28,76	27,80	28,37	26,86
%Chromite	71,75	70,04	69,37	70,53	70,97	71,20

len, 1984; Arai, 1992). La composition du magma est à son tour reliée au degré de la fusion partielle dans le manteau supérieur, avec les magmas fortement magnésiens reflétant les forts degrés de fusion. De ce fait, les chromitites riches en Cr sont interprétées comme des produits de cristallisation de magmas formés par des forts degrés de fusion, par contre les chromitites riches en Al sont dérivées à partir de magmas formés par de faibles degrés de fusion. Les chromitites à fort Cr sont moins riches en Ti que les chromitites riches en Al (Zhou et Bai, 1992). Les chromites à partir de roches boninitiques et andésites riches en Mg ont de faibles teneurs en Ti (fusion partielle importante) que ceux des tholeïtes des rides médio-océaniques (fusion partielle faible) (Arai, 1992). Ces différences de composition sont soupçonnées refléter des différences de teneurs de TiO_2 du magma originel, du fait que la chromite est une phase précoce qui précipite avant que la composition du magma soit significativement affectée par la cristallisation des minéraux silicatés (Zhou et al. 1994). Les chromitites à forte teneur en Cr seraient associées avec des péridotites mantélliques fortement appauvries, particulièrement les dunites et les harzburgites appauvries, par contre celles riches en Al seraient encaissées dans des harzburgites et lherzolites moins appauvries (Leblanc et Nicolas, 1992; Zhou et al., 1994). De ce fait les chromitites de Bou Azzer sont riches en Cr et pauvres en Al_2O_3 et TiO_2 et seraient issues de magmas à fort degré de fusion.

Dans le diagramme $\text{Cr}_2\text{O}_3/\text{FeO}^*$, la chromite occupe un champ vertical allant du champ des chromites ophiolitiques à la zone d'intersection avec les chromites stratiformes (Fig 5a). Dans le diagramme $\text{Mg}^*100/(\text{Mg}+\text{Fe}^{2+})$ vs $\text{Cr}^*100/(\text{Cr}+\text{Al})$, les chromites de Bou Azzer montrent une très faible variation, elles appartiennent au groupe des chromites à fort $\text{Cr}/(\text{Cr}+\text{Al})$ et faible $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe})$ (Fig 5b) avec une nette augmentation pour le dernier rapport. Ce qui indique une évolution du champ des complexes stratiformes à celui des complexes alpins. Ceci est confirmé par les autres diagrammes de la même figure. En comparaison avec d'autres sites les chromites de Bou Azzer ont une composition intermédiaire entre celle de Acoje, Philippines et celle de Poum, Nouvelle Calédonie étudiées par Leblanc et Nicolas (1992).

Le diagramme $\text{Mg}^*100/(\text{Mg}+\text{Fe}^{2+})$ vs $\text{Fe}^{3+*}100/(\text{Cr}+\text{Al}+\text{Fe}^{3+})$ montre que la chromite protérozoïque de Bou Azzer est plus proche du champ des complexes stratiformes que celles des ophiolites alpines. Ceci pourrait révéler une source de nature intermédiaire entre les magmas à l'origine des complexes stratiformes archéens (canadiens et européens) et les magmas à l'origine des chromites ophiolitiques alpines; ceci pourrait traduire une évolution de la composition du manteau à travers le temps.

Les chromitites riches en Cr ont également de fortes teneurs en PGE, particulièrement Os, Ir et Ru que les variétés riches en Al (Baccuta et al., 1988). Ces éléments sont fortement compatibles durant la fusion partielle du manteau supérieur (Barnes et al., 1985) et leur abondance dans les chromitites podiformes refléterait le degré de fusion partielle. Les spectres de PGE pour les serpentinites de Bou Azzer correspondent à ceux d'un manteau appauvri et ceux des chromites correspondent à celui des komatites à sulfures (Leblanc et Fisher, 1990). Les teneurs en PGE dans les péridotites résiduelles sont faiblement modifiées si les sulfures ne sont pas complètement dissouts mais elles chutent brutalement quand les sulfures sont totalement dissouts (Lorand et al., 1993). Ceci revient à dire que les sulfures du manteau ont subi une dissolution complète lors de la fusion du man-

teau, qui était forte.

Dans ses travaux sur les spinelles de Ronda (Barbot, 1983) a mis en évidence une corrélation négative entre NiO et Cr_2O_3 et une corrélation positive entre MgO et NiO. Cette corrélation n'est pas bien évidente pour les chromites de Bou Azzer où, pour une même teneur de Cr_2O_3 , la teneur en NiO passe de moins de 100 ppm à 4000 ppm. Le comportement de Ni dans les chromites est très sensible à $f\text{O}$ et $f\text{S}$ (Barbot, 1983). Une faible fugacité d'oxygène stabilisant dans ces roches une phase métallique de type NiFe, pourrait provoquer la chute de NiO dans les chromites et dans les olivines. Une forte fugacité en S associée à une activité critique de Fe, stabiliserait une phase sulfurée pouvant par son fort coefficient de partage $\text{DiNi}_{\text{sulf}}/\text{liq}$ provoquer une baisse de nickel dans les chromites (Barbot, 1983).

Les fortes teneurs en NiO dans les chromites seraient due à une faible fugacité en S et une forte fugacité en O du magma, alors que les faibles teneurs en NiO seraient dues à une forte fugacité en S et une faible fugacité en O qui entraîneraient l'intégration de Ni dans les phases sulfurées, détectées dans les chromites de Bou Azzer.

MINÉRALOGIE ET GEOCHIMIE DES INCLUSIONS MÉTALLIQUES

Les inclusions métalliques primaires dans la chromite

Les sulfures magmatiques de Fe-Ni-Cu sont des minéraux accessoires des roches ultrabasiques dans les séquences ophiolitiques. Leur étude est très importante, du fait qu'ils concentrent des éléments sidérophiles et chalcophiles tels que Au est les éléments du groupe de platine (PGE), (Pattou et al., 1996). Le partage des PGE au cours de la fusion partielle du manteau dépend étroitement du comportement des sulfures et du soufre (Hamlyn et al., 1985).

Dans les serpentinites de Bou Azzer, les sulfures magmatiques sont totalement altérés et remplacés par des veinules de chalcopryrite, de bornite et de covellite. Les seuls témoins des sulfures magmatiques primaires sont conservés sous forme d'inclusions non fracturées au cœur des cristaux de chromite des péridotites ou des chromitites. Les inclusions renferment des cristaux polyédriques ou sphériques de minéraux métalliques accompagnés parfois de silicates (Planche 1). La taille des inclusions est proportionnelle à celle des cristaux hôtes de chromite et leur forme est globalement la même que celle des cristaux hôtes. Leur occurrence au cœur des cristaux de chromite milite pour une origine magmatique primaire. Les inclusions sont soit des sulfures: pyrite, chalcopryrite, millérite avec rarement galène (détectée au MEB), soit des alliages de Ni-Fe-Cu-Co. L'examen qualitatif au microscope électronique à balayage MEB, (laboratoire Réminex, Mine de Guemassa, ONA), donnent les compositions chimiques suivantes pour les phases magmatiques précoces :

- Pyrite FeS_2 enrichie en S
- Chalcopryrite CuFeS_2 enrichie en S
- Arsénopyrite FeAsS enrichie en S
- Millérite NiS , à une pentlandite cobaltifère, de $\text{Ni}_3(\text{Co,Fe})_2\text{S}_5$ à $\text{Ni}_3(\text{Co,Fe})_{2-x}\text{S}_{5+x}$
- CoAsS_2 (structure évoquant celle de la skuttérudite CoAs_3)
- $(\text{Co,Fe})(\text{As,S})$ glaucodot
- alliages allant de $\text{Fe}_{0.9}\text{Cu}_{0.1}$ à des composés plus complexes de Cu-Fe-Ni-As avec ou sans S.

Il est à noter que chaque inclusion est homogène, mais

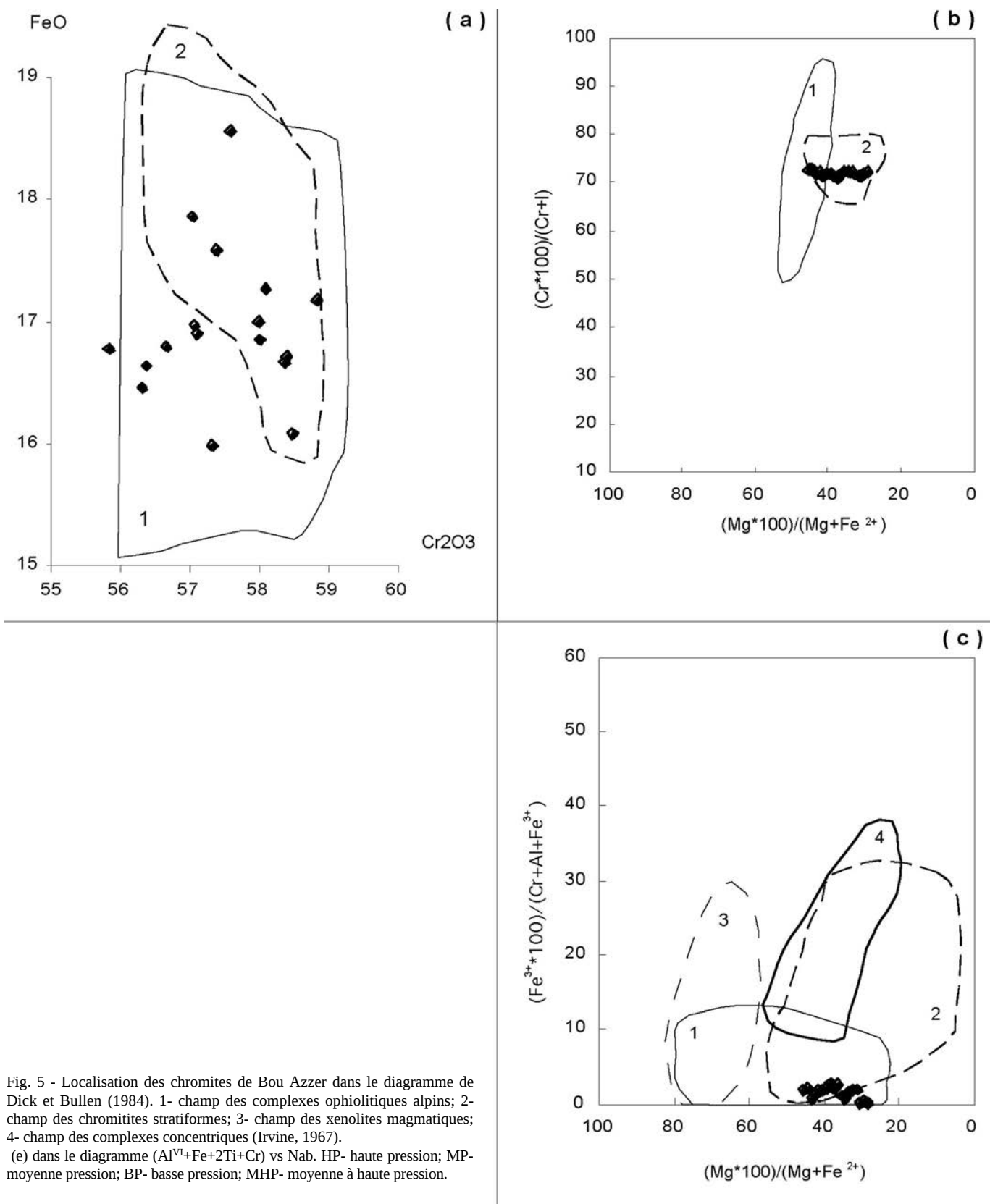


Fig. 5 - Localisation des chromites de Bou Azzer dans le diagramme de Dick et Bullen (1984). 1- champ des complexes ophiolitiques alpins; 2- champ des chromites stratiformes; 3- champ des xenolites magmatiques; 4- champ des complexes concentriques (Irvine, 1967).

(e) dans le diagramme $(Al^{VI} + Fe + 2Ti + Cr)$ vs Nab. HP- haute pression; MP- moyenne pression; BP- basse pression; MHP- moyenne à haute pression.

dans l'ensemble les inclusions ont des compositions différentes les unes par rapport aux autres. De rares inclusions de galène sont également détectées. Cependant la pyrrhotite, minéral courant dans les roches magmatiques n'a pas été observé. L'awaruite, la pentlandite et la heazlewoodite décrites dans l'ophiolite d'Oman par Lorand (1988) n'ont pas été observées à Bou Azzer. Aucun minéral du groupe de platine n'a été détecté.

Les composés secondaires liés aux produits serpentiniteux

En bordure des cristaux de chromite, dans les minéraux serpentiniteux qui forment les joints interstitiels, se développent d'autres minéraux métalliques (Planche 1). Leur association avec des minéraux serpentiniteux, rend légitime leur qualification de minéraux secondaires issus d'une remobilisation durant la serpentinisation.

Pour les alliages secondaires associés aux minéraux serpentiniteux la composition chimique est de $\text{Fe}_6(\text{Ni,Cu,Ag})_4\text{x}(\text{Sn,S,As})_x$ à $\text{Fe}_9(\text{Ni,Cu,Ag})_{1-x}(\text{Sn,S,As})_x$

Notons toutefois que nous avons une évolution de la composition de:

[(Ni-Cu-Fe-Co)-(S-As)]
(la paragenèse magmatique primaire hétérogène),
vers

[(Fe-Cu-Ni-Co-Ag)-(As-S-Sn)]
(paragenèse secondaire presque homogène).

Les analyses quantitatives à la microsonde électronique des phases magmatiques précoces et des phases secondaires liées à la serpentinitisation (Camebax, laboratoire de Pétrologie, Paris VI) (Tableau 2) rendent compte de la différence de composition entre les minéraux primaires et secondaires. Les alliages primaires sont plus riches en S, As, Co et Ni que les alliages secondaires, qui eux sont plus riches en Fe, en Ag et en Sn. Les alliages secondaires ne montrent aucun enrichissement notable en métaux nobles (Pt, Pd et Au), par rapport aux alliages magmatiques précoces.

DISCUSSION

L'étude microscopique montre que les chromites de Bou Azzer sont très riches en inclusions de minéraux métalliques de Fe, Cu, Ni, qui ont la même forme que les cristaux hôtes. Les composés métalliques peuvent aller de sulfures simples courants dans les magmas basiques et ultrabasiques à des solutions solides de sulfo-arséniures ou alliages plus rares, ce qui rend leur identification plus délicate. D'une manière globale ils reflètent la forte fugacité de S et de As du magma. Chaque inclusion est monominérale et presque homogène et semble avoir évolué en système fermé. Dans ses travaux expérimentaux, Ballhaus (1999) a mis en évidence ce phénomène pour l'étude du système Fe-Ni-Cu-S, déficitaire en S; au dessus de 1000°C des gouttelettes individuelles de (Fe,Ni,Cu)S émergent dans le liquide et donnent des monocristaux. La présence de soufre dans les minéraux métalliques de Bou Azzer, n'est pas indispensable à la formation des phases métalliques et pourrait traduire une faible fugacité en soufre du magma. que la chromite cristallise. Au sein d'un même site, le

Tableau 2a - Compositions chimiques des sulfures magmatiques des chromites de Bou Azzer-El Graara.

Sulfures magmatiques primaires									
Galène		Chalcopyrite				Pyrite			
Echantillon	PbS	CuFeS2				FeS2			
Analyse	JO9	JO9	Am2b				JO9		
	1	21	22	23	24	41 01a		16	20
% poids,									
S	13,79	35,11	35,04	34,01	34,03	35,65	35,65	54,02	54,12
As	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,02	0,00	0,00
Fe	0,07	30,45	30,88	30,87	29,50	29,82	29,82	45,59	45,76
Cu	0,06	33,01	33,05	33,02	34,25	34,19	34,19	0,00	0,02
Pb	88,57	0,00	0,00	0,06	0,00	0,02	0,24	0,03	0,11
Zn	0,02	0,23	0,10	0,12	0,07	0,00	0,00	0,08	0,02
Co	0,05	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ni	0,03	0,00	0,07	0,06	0,03	0,05	0,00	0,09	0,03
Ag	0,00	0,12	0,08	0,16	0,14	0,12	0,12	0,01	0,00
Au	0,02	0,00	0,10	0,00	0,02	0,06	0,06	0,01	0,00
Pt	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,04	0,00
Pd	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00
Sb	0,04	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
Sn	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,04	0,04	0,00	0,02
Total	102,65	98,92	99,38	98,29	98,09	99,97	100,13	99,88	100,08
Formules unitaires									
S	1,00	2,02	2,01	1,98	1,99	2,03	2,03	2,02	2,02
As	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe	0,00	1,01	1,02	1,03	0,99	0,98	0,98	0,98	0,98
Cu	0,00	0,96	0,96	0,97	1,01	0,98	0,98	0,00	0,00
Pb	0,99	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Zn	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Co	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ni	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ag	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Au	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Pt	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Pd	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Sb	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Sn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	2,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	3,00	3,00

Les analyses sont effectuées à la microsonde électronique sous un voltage de 25 kV, une intensité de 60 nA et un temps de comptage de 30s sur le pic et 30s sur le bruit de fond.

Tableau 2b - Compositions chimiques des alliages métalliques magmatiques des chromitites de Bou Azzer-El Graara.

Alliages magmatiques à structure de millérite (NiFeCo)S																				
Echantillon	Am2b					JO9								I2A						
N°	2-b	3-b	5	6-b	7-b	8-b	10-b	11-b	12-b	7	8	9	10	11	3	4	12	13	14	15
% poids,																				
S	38,52	41,13	37,34	41,73	39,67	41,51	40,71	40,63	40,41	41,73	39,67	41,51	36,67	40,71	38,52	39,13	34,63	42,41	38,27	45,11
As	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	13,00	31,00	0,01
Fe	9,54	8,21	8,82	8,70	9,90	9,04	10,57	14,95	14,32	8,70	9,90	9,04	14,37	10,57	9,54	8,21	14,95	0,32	13,36	10,34
Cu	0,04	0,00	0,00	0,02	0,13	0,00	0,00	0,01	0,02	0,02	0,13	0,00	0,03	0,00	0,04	0,00	0,01	0,02	10,00	0,04
Pb	0,13	0,22	0,21	0,29	0,39	0,28	0,33	0,07	0,09	0,29	0,39	0,28	0,00	0,33	0,13	0,22	0,07	0,09	0,13	0,09
Zn	0,00	0,00	0,07	0,00	0,00	0,02	0,05	0,00	0,12	0,00	0,00	0,02	0,00	0,05	0,00	0,00	0,00	0,12	0,12	0,03
Co	9,47	10,74	1,56	11,24	10,67	11,13	11,04	9,42	10,01	11,24	10,67	11,13	10,37	11,04	9,47	10,74	9,42	0,00	2,05	0,03
Ni	43,37	42,46	51,39	40,14	38,83	39,40	38,77	34,12	33,28	40,14	38,83	39,40	35,17	38,77	43,37	41,46	34,12	43,28	2,56	43,64
Ag	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,03	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00
Au	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	0,04	0,00
Pt	0,01	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,03	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,07
Pd	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,02	0,00	0,02	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,02	0,02	0,03
Sb	0,00	0,00	0,00	0,02	0,02	0,01	0,06	0,00	0,00	0,02	0,02	0,01	0,01	0,06	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Sn	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,01
Total	101,1	102,8	99,4	102,1	99,7	101,4	101,5	99,2	98,3	102,1	99,7	101,4	96,7	101,5	101,1	99,8	93,2	99,3	97,6	99,4
Formules unitaires																				
S	1,06	1,10	1,05	1,12	1,09	1,12	1,10	1,11	1,12	1,12	1,09	1,12	1,05	1,10	1,06	1,08	1,03	1,18	1,14	1,20
As	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	0,15	0,40	0,00
Fe	0,15	0,13	0,14	0,13	0,16	0,14	0,16	0,24	0,23	0,13	0,16	0,14	0,24	0,16	0,15	0,13	0,26	0,01	0,23	0,16
Cu	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	0,15	0,00
Pb	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
Zn	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
Co	0,14	0,16	0,02	0,16	0,16	0,16	0,16	0,14	0,15	0,16	0,16	0,16	0,16	0,16	0,14	0,16	0,15	0,00	0,03	0,00
Ni	0,65	0,62	0,79	0,59	0,59	0,58	0,57	0,51	0,50	0,59	0,59	0,58	0,55	0,57	0,65	0,63	0,56	0,66	0,04	0,64
Ag	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
Au	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
Pt	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
Pd	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
Sb	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
Sn	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	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00

Les analyses sont effectuées à la microsonde électronique sous un voltage de 25 kv, une intensité de 60 nA et un temps de comptage de 30s sur le pic et 30s sur le bruit de fond.

soufre peut être présent ou absent; ceci reflète une *fS* fluctuante au fur et à mesure que la chromite cristallise. Les études expérimentales sur la solubilité du soufre (Caroll et Webster, 1994) ont montré que cette dernière augmente avec la teneur de Fe dans le magma, et que la diminution de cette dernière est tributaire de *fO* et de la précipitation des minéraux de Fe, tels que l’olivine et la chromite. La cristallisation de ces minéraux entraîne une augmentation de *fS* dans le magma et par conséquent la précipitation de sulfures magmatiques (Haughton et al., 1974; Evans, 1985). La température se corrèle positivement au S et joue par conséquent un rôle important dans la précipitation des sulfures (Haughton et al., 1974). La précipitation de ces sulfures de NiFe aura pour conséquence une chute des teneurs de NiO des chromites. Les inclusions sans S pourraient correspondre au premier stade de cristallisation où le magma parental est encore riche en Fe. La précipitation des silicates et d’oxydes de Fe, engendre l’augmentation de *fS* et la saturation du magma en S et d’autres éléments volatiles, qui s’associent au Cu-Fe-Ni pour former des sulfures. La cristallisation de ces inclusions témoigne des fluctuations de *fS* du magma durant les premiers stades de cristallisation au sein d’un même faciès.

Par référence aux données de la littérature, ces faciès ultramafiques pourraient être des pièges pour les éléments du groupe de platine, la précipitation des sulfures déstabilise les métaux nobles et conduit à leur précipitation. (Rowell et Edgar, 1986 dans Mountain et Wood, 1988)). La composi-

tion de la chromite et son contenu en PGE dépendent de la nature du magma, des conditions thermochimiques et de la présence de fluides aqueux (Leblanc et Nicolas, 1992). Dans les chromitites de Bou Azzer, les PGE sont plutôt sous forme d’éléments traces dans le réseau des composés à Fe-Ni-Co-Cu-S-As, où ils atteignent rarement 1200 ppm, et aucun PGM n’a été observé.

Dans l’espace intercumulus, des alliages de Fe-Cu-Sn-Ag-As sont fréquents sous forme de mouches et sont associés au minéraux serpentineux issus de l’altération des olivines. Dans les péridotites de Ronda, Lorand (1983) a détecté du Fe natif, ferrocobalt (Fe₃Co), Cu natif, waruite (FeCo) et awaruite (NiFe), qu’il a attribué à une phase d’altération postmagmatique.

Les serpentinites océaniques sont très oxydées et contiennent peu de Fe²⁺ (Miyashiro et al., 1969) en comparaison avec les parties non serpentinisées (Carmichael et al., 1974); ce qui suggère que la serpentinitisation est accompagnée d’oxydation par O²⁻ et SO₄²⁻ (Seyfried et Dibble, 1980). Cette serpentinitisation est responsable d’une altération des minéraux opaques magmatiques en les enrichissant en Fe, Sn, Ag et en les appauvrissant en S, Ni et Co. Aucun enrichissement notable en Pt, Pd et Au n’a été noté. Le liquide qui a servi à la serpentinitisation était probablement riche en Sn et Ag. Le Ni et Co d’origine magmatique sont lessivés pendant la serpentinitisation et pourraient être à l’origine des minéralisations arséniés de Co exploités à Bou Azzer.

Tableau 2c - Compositions chimiques des alliages métalliques secondaires des chromitites de Bou-Azzer-El Graara.

Alliages secondaires de (FeCuNiAg)												
I2B												
am2b			JO9									
N°	25	27	28	29	31	32	34	35	36	37	38	40
Analyses en % pds,												
S	1,43	0,03	0,07	0,07	0,10	0,01	0,08	0,12	0,07	0,01	0,01	0,01
AS	0,00	0,00	0,05	0,01	0,00	0,01	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,08
FE	72,79	83,46	71,51	73,42	87,77	82,03	74,28	75,16	71,81	73,24	84,18	77,26
CU	8,46	4,55	19,72	19,54	2,85	2,37	14,71	7,64	14,56	12,84	2,22	8,17
PB	0,03	0,00	0,00	0,10	0,00	0,00	0,00	0,18	0,00	0,00	0,00	0,00
ZN	0,00	0,00	0,01	0,01	0,30	0,00	0,01	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00
CO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
NI	6,02	6,45	2,13	2,07	1,22	8,35	2,91	7,45	7,87	4,94	6,97	8,63
AG	2,02	0,32	0,41	0,39	0,31	0,11	0,62	0,15	0,28	0,81	0,06	0,18
AU	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
PT	0,01	0,00	0,04	0,01	0,00	0,00	0,02	0,00	0,03	0,01	0,12	0,00
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
PD	0,01	0,01	0,04	0,00	0,00	0,01	0,01	0,03	0,00	0,05	0,04	0,00
SB	0,00	0,00	0,10	0,00	0,00	0,02	0,01	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00
Se	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Te	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Hg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
In	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ge	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ga	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
SN	3,53	1,40	1,70	1,56	2,32	1,09	1,97	4,29	2,44	2,53	1,98	0,65
Mo	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	94,30	96,22	95,78	97,18	94,88	94,00	94,67	95,02	97,08	94,46	95,58	94,98
Formules unitaires												
S	0,06	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe	1,63	1,78	1,57	1,44	1,91	1,78	1,64	1,68	1,55	1,63	1,81	1,66
Cu	0,17	0,09	0,38	0,51	0,05	0,05	0,29	0,15	0,28	0,25	0,04	0,15
Ni	0,13	0,13	0,04	0,04	0,03	0,17	0,06	0,16	0,16	0,10	0,14	0,18
Ag	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
Sn	0,04	0,01	0,02	0,01	0,02	0,01	0,02	0,05	0,02	0,03	0,02	0,01
Total	2,04	2,01	2,02	2,01	2,02	2,01	2,02	2,05	2,03	2,03	2,02	2,01

Les analyses à la microsonde électronique à 2kV, 60 nA et 60 s.

CONCLUSION

Les chromitites de Bou Azzer sont riches en Cr, pauvres en Al et TiO_2 et cristallisent à partir d'un magma à fort degré de fusion et présentent des caractéristiques intermédiaires entre les chromitites des complexes alpins et celles des complexes stratiformes. Leur teneur NiO est très variable et reflète une variation de la fugacité en S, qui contrôle elle-même la cristallisation des sulfures métalliques magmatiques. En raison de leur immiscibilité avec le liquide si-

licaté, le soufre et l'arsenic tendent à former des complexes avec les éléments métalliques tels que Co et Ni Fe et Cu et sont isolés sous forme de "gouttelettes" dans le liquide magmatique précoce. Les "gouttelettes" donnent par la suite naissance à des inclusions monominérales conservées au cœur des cristaux de chromite, pour lesquels elles ont servi probablement de noyau.

Les circulations pervasives pendant la serpentinisation, ont enrichi les inclusions métalliques magmatiques en Fe, en Sn, et Ag, et ont lessivé Co et Ni; qu'elles ont déposé

sous forme de minéralisations filoniennes quartzifères à Co et Ni dans les bordures des massifs de serpentinites. Aucun enrichissement ni appauvrissement en Pt et Pd n'ont été no-

tés dans les particules métalliques observés dans les joints intercumulus serpentineux des chromites, ce qui est en faveur de leur stabilité dans les conditions de serpentinisation.

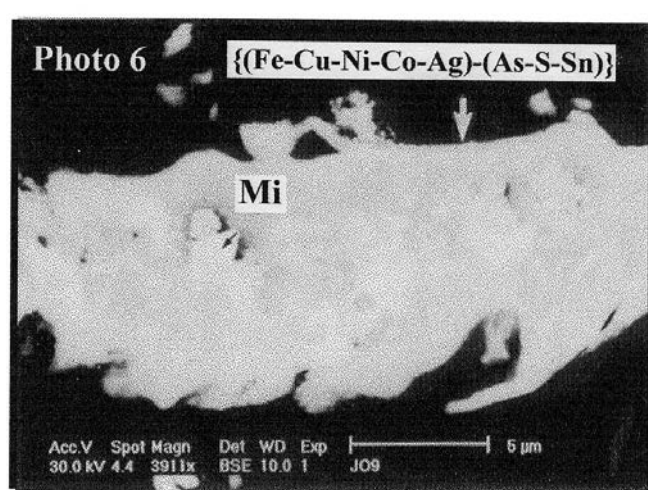
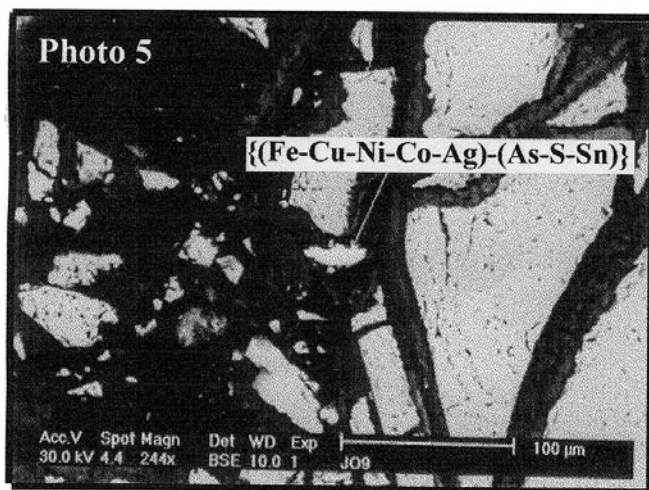
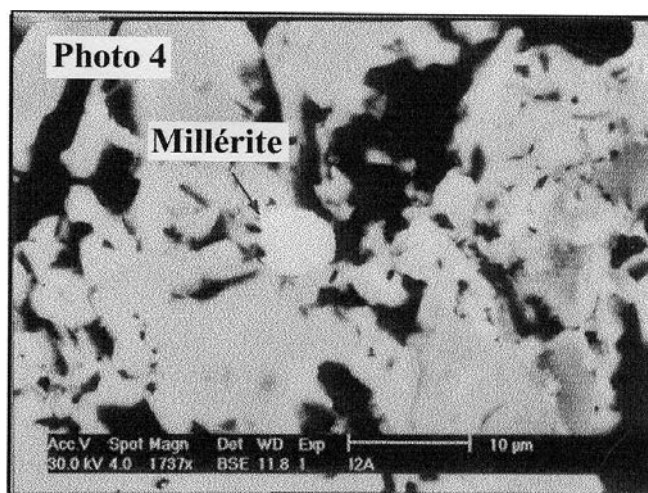
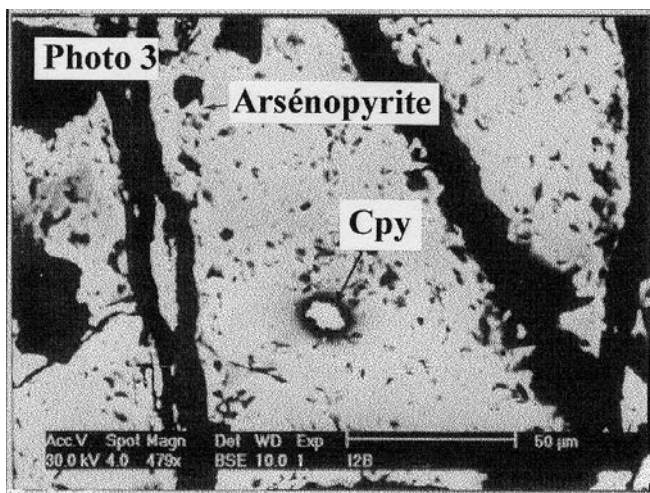
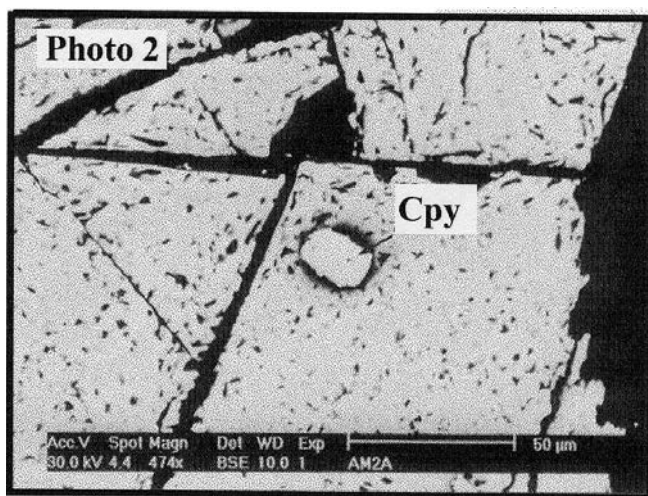
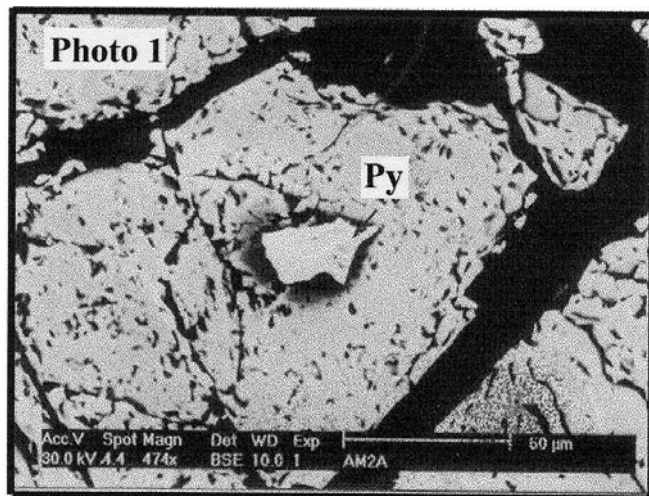


Planche 1 - Photos au microscope électronique à balayage (à 30 kv) des inclusions métalliques des chromites. Photo 1- Inclusion polyédrique de pyrite (py) dans un cristal de chromite (éch. Am2A, secteur d'Ambéd); Photo 2- inclusion cubique de chalcopyrite (cp) au coeur d'un cristal de chromite (éch. Am2A); Photo 3- inclusions de chalcopyrite (FeCuS_2) et d'arsénoopyrite (FeAsS) (éch. I2B, secteur d'Inguijem, lentille discordante de chromitite); Photo 4- Inclusion sphérique de millérite dans la chromite, (éch. I2A, secteur d'Inguijem, lentille concordante de chromitite); Photo 5- inclusion d'alliage secondaire de Fe-Cu-Ni,Ag(Sn) dans les serpentines intercumulus (éch. JO9, chromitite de Jbel Oumarou, secteur d'Ait Ahmane); Photo 6- Détail de la photo précédente, avec les "micro-cavités" de dissolution ainsi que le coeur plus riche en S et Ni, correspondant à la structure relictuelle des sulfures et sulfo-arséniures magmatiques.

Remerciements

Au terme de ce travail, les auteurs remercient Pr. J.P Sagon, laboratoire de Pétrologie et Minéralogie Université Pierre et Marie Curie et la direction, CTT mine ONA, pour leur soutien logistique et analytique.

REFERENCES

- Arai S., 1992. Chemistry of chromium spinel in volcanic rocks as potential guide of magma chemistry. *Mineral. Mag.*, 56: 173-184.
- Baccuta G.C., Gibbs A.K, Kay R.W and Lipin R.R., 1988. Platinum-Group element abundance in chromite deposits of Acoje Ophiolite block. Zambales ophiolite complex, Philippines. (In: Prichard. H.M, Potts. P.J., Bowles. J.G.W. and Cibb. S.J. (Eds.), *Geoplatinum 87*. Elsevier Appl. Sci., p. 113-144).
- Ballhaus C., 1999. A liquid miscibility gap in the system Fe-Ni-Cu-S? GAC-MAC. Joint Ann. Meeting Sudbury 1999, Abstr. Vol., 24: 5-6.
- Barbot J., 1983. Le Nickel dans les olivines et les spinelles des roches basiques et ultrabasiques. Thèse de 3^e cycle, Univ. Bretagne Occid., Brest, France, 225 pp.
- Barnes S.J., Naldrett A.J, and Gorton M.P., 1985. The origin of the fractionation of platinum-group elements in terrestrial magmas. *Chem. Geol.*, 53: 291-316.
- Boudier F. et Nicolas A., 1972. Fusion partielle gabbrique dans la lherzolite de Lanzo (Alpes piémontaises). *Bull. Suisse Minéral. Pétrol.*, 52 (1): 39-56.
- Carmichael I.S.E., Turner F.J. and Verboagen J. 1974. *Igneous petrology*. Mc Graw-Hill.
- Caroll M.R. et Webster J.D., 1994. Solubilities of sulphur, noble gases, nitrogen, chlorine, and fluorine in magmas. In: Caroll. M.R. et Holloway. J.R. (Eds), *Volatiles in magmas*. *Rev. Minéral.*, 30: 231-279.
- Cassard D., Rabinovitch M., Nicolas A. Leblanc M. and Prinhofer A., 1981. Structural classification of chromite pods in New Caledonia. *Econ. Geol.*, 76: 805-831.
- 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.
- Dick H.J.B. and Bullen T., 1984. Chromium spinel as petrogenetic indicator in abyssal and alpine-type peridotites and spatially and associated lavas. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 86: 54-76.
- Dickey J.S., 1975. A hypothesis of origin for podiform chromite deposits. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 39: 1061-1074.
- Evans C.E., 1985. Magmatic metasomatism in peridotites from the Zambales ophiolite. *Geology*, 13 : 166-169.
- Hamlyn P.R., Keays R.R., Cameron W.E., Crawford, A.J. and Waldron H.M., 1985. Previous metal in magnesian low-Ti lavas: implications for metallogenesis and sulfur saturation in primary magmas. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 49: 1797-1911.
- Hassenforder B., 1987. La tectonique panafricaine et varisque de l'Anti-Atlas dans le massif de Kerdous (Maroc), Thèse Doct. Univ. L. Pasteur, Strasbourg, 249 pp. (en dépôt à la Soc. Géol. France).
- Haughton D.R., Roeder P.L. and Skinner B.J., 1974. Solubility of sulfur in mafic magmas. *Econ. Geol.*, 69: 451-467.
- Hilal R. 1991. L'ophiolite de Bou-Azzer (Anti-Atlas, Maroc), structures, pétrographie, géochimie, et contexte de mise en place. Thèse de 3^e cycle, Univ. Cadi Ayyad, Marrakech, Maroc, 175 pp.
- Hill R. and Roeder P., 1974. The crystallization of spinel from basaltic liquid as function of oxygen fugacity. *J. Geol.* 82: 709-729.
- Irvine T.N., 1967. Chromian spinel as petrogenetic indicator. Part II : petrologic applications. *Canad. J. Earth Sci.*, 4: 71-103.
- Irvine T.N., 1977. Origin of chromitite layers in the Muskox intrusion and other stratiform intrusions : a new interpretation. *Geology*, 5: 273-277.
- Irvine T.N., 1978. Chromite crystallisation in the join Mg_2SiO_4 - $CaMgSi_2O_6$ - $CaAl_2Si_2O_8$ - $MgCr_2O_4$ - SiO_2 . *Carnegie Inst. Geophys. Lab. Rep.*, 1976-1977, p. 465-472.
- Irvine T.N. and Sharpe. M.R., 1986. Magma mixing in the Bushveld and Stillwater complexes. In: Gallagher M.J, Ixer R.A, Neary C.R. and Richard, H.M. (Eds.), *Metallogeny of basic ultrabasic rocks*. *Int. t. Mining Metall.*, London, p. 183-198.
- Juteau T., 1975. Les ophiolites des nappes d'Antalya (Taurides Occidentales, Turquie). *Mém. Sci. Terre*, 32: 692p.
- Lago B.L, Rabinowicz M. and Nicolas A., 1982. Podiform chromite orebodies: a genetic model. *J. Petrol.*, 23: 103-125.
- 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., 1980. Chromite growth, dissolution and deformation from morphological view point: SEM investigations. *Mineral. Deposita*, 15: 201-210.
- Leblanc M., 1981. Ophiolites précambriennes et gîtes arsénisés de cobalt (Bou Azzer, Maroc) Notes Mém. Serv. Géol. Maroc, 280, 306pp.
- Leblanc M., Cassard D. et Juteau T., 1981. Cristallisation et déformation des orbicules de chromite. *Mineral. Deposita*, 16: 269-282.
- Leblanc M. and Ceulneer G. 1992. Chilled chromitite dike from Maqсад diapir (Oman ophiolite): evidence from chromite crystallisation in multicellular magma flow below an accreting oceanic crust. *Lithos*, 27: 231-257.
- Leblanc M. and Fisher W., 1990. Gold and platinum group elements in cobalt-arsenides ores: Hydrothermal concentration from a serpentinite source-rock (Bou Azzer, Morocco). *Mineral. Petrol.* 42: 197-209.
- Leblanc M. et Nicolas A., 1992. Les chromites ophiolitiques. *Chronique Rech. Min.*, 507: 3-26.
- Leblanc M. and Violette J.F., 1983. Distribution of aluminium-rich and chromium-rich chromite pods in ophiolite peridotites. *Econ. Geol.*, 78: 293-301.
- Lorand J.P., 1983. Les minéraux opaques des lherzolites à spinelles et pyroxénites associées. Etude comparative dans les complexes orogéniques et dans les enclaves des basaltes alcalins. Thèse 3^e cycle, Paris, France.
- Lorand J.P., 1988. Fe-Ni-Cu sulfides in tectonite peridotites from the Maqсад district, Semail ophiolite, southern Oman: Implication for the origin of the sulfide component in the oceanic upper mantle. *Tectonophysics*, 151: 57-74.
- Lorand J.P. and Ceulneer G., 1989. Silicate and base metal sulphide inclusion in chromite from the Maqсад area (Oman ophiolite) a model for entrapment. *Lithos*, 22: 173-190.
- Lorand J.P, Keays R.R. and Bodinier J.L., 1993. Copper and noble metal enrichment across the asthenosphere-lithosphere mantle diapirs: the Lanzo lherzolite massif, *J. Petrol.*, 34: 1111-1140.
- Maurel C. et Maurel P., 1982. Etude expérimentale de la solubilité du chrome dans les bains silicatés basiques et sa distribution entre liquide et minéraux coexistants: conditions d'existence du spinelle chromifère. *Bull. Minér.*, 105: 640-647.
- MC Elduff B. and Stumpfl E.F., 1991. The chromitite deposits of the Troodos complex -Cyprus. Evidence for the role of fluid phase accompanying chromite formation. *Mineral. Deposita*, 26 : 307-318.

- Miyashiro A., Shido F. and Ewing M., 1969. Composition and origin of serpentinites from the Mid-Atlantic Ridge near 24° and 30° north latitude. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 23: 117-127.
- Mountain B.W. and Wood S.A., 1988. Chemical controls on the solubility, transport and deposition of platinum and palladium in hydrothermal solutions: A thermodynamic approach. *Econ. Geol.*, 83: 192-510.
- Pattou L., Lorand J.P. et Gros M., 1996. Non-chondritic platinum group element ratios in the Earth's mantle, *Lett. Nature*, 397: 712-715.
- Roeder P.L. and Reynolds I., 1991. Crystallization of chromite and chromium solubility in basaltic melts. *J. Petrol.*, 32: 909-934.
- Rowel W.F. and Edgar A.D., 1985. Genesis of platinum-group elements and gold in hydrothermal sulfide occurrence in a Nipissing intrusion, northeastern Ontario. *Canad. Mineral.*, (Abstr.), 23: 313.
- Saquaque A., Admou H., Karson J., Heffran K. and Reuber I., 1989. Precambrian accretionary tectonics in the Bou Azzer El Graara region, Anti-Atlas, Morocco. *Geology*, 17 : 1107-1110.
- Saquaque A., 1992. Un exemple de suture-arc de Précambrien de l'Anti-Atlas Centro-Oriental (Maroc), Thèse Doct. Sci., Univ. Cadi Ayyad, Marrakech, Maroc, 338 pp.
- Seyfried W.E. and Dibble W.E., 1980. Seawater-peridotite interaction at 300°C and 500 bars: implications for the origin of oceanic serpentinites. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 44: 309-321.
- Stevens R.E., 1944. Composition of some chromites of western hemisphere. *Am. Mineral.*, 39: 1-34.
- Thayer T.P., 1960. Some critical difference between alpine type and stratiform peridotite gabbro complexes. 21 Intern. Geol. Congr., Copenhagen, 13: 247-259.
- Thayer T.P., 1969. Gravity differentiation and magmatic re-emplacment of podiform chromite deposits. *Econ. Geol. Monograph*, 4: 132-146.
- Ulmer G.C., 1969. Experimental investigations of chromite spinels. *Econ. Geol.*, Monograph, 4: 114-131.
- Zhou M.F. et Bai W.J., 1992. Chromite deposits in China and their origin. *Mineral. Deposita*, 27: 192-199.
- Zhou M.F., Robinson D.T. and Bai W.J., 1994. Formation of podiform chromitites by melt/rock interaction in the upper mantle. *Mineral. Deposita*, 29: 98-101.

Received, August 2, 2000

Accepted, November 21, 2001