

①

GISEMENTS MÉTALLIFÈRES DANS LEUR CONTEXTE GÉOLOGIQUE

coordonné par
Z. JOHAN et D. OHNENSTETTER

Ouvrage publié avec le concours du :
Ministère de la Recherche et de la Technologie

Programme interdisciplinaire de recherche
sur l'énergie et les matières premières (PIRSEM)
du Centre National de la Recherche Scientifique
et du Bureau de Recherches Géologiques et Minières

Document du BRGM n° 158 - 1988
Vol. I



Editions du BRGM
Avenue de Concyr
45060 ORLEANS Cedex 2 - France
Tél. (33) 38.64.30.28

ORSTOM Fonds Documentaire

N° : 30.040 ex 1

Cote : B 11 p182

09 MAI 1990

LES SKARNS TUNGSTIFERES STRATIFORMES
DU DJEBEL AOUAM (MAROC CENTRAL) :
MODELE DE DEVELOPPEMENT METASOMATIQUE EN DEUX ETAPES

A. CHEILLETZ¹⁻² et G. GIULIANI¹⁻³

Résumé

Les minéralisations rubanées stratiformes à scheelite-biotite du district polymétallique du Djebel Aouam (Maroc Central) sont interprétées comme le résultat de la formation de skarns par un mécanisme à deux étapes : 1/ réactions métamorphiques dans des niveaux pélitiques et carbonatés impurs interstratifiés produisant par échange de cations une zonation métasomatique caractéristique ; 2/ infiltration ultérieure de fluides hydrothermaux au début du fonctionnement d'un système géothermique causant le remplacement des niveaux calco-silicatés précédemment constitués et la formation de la minéralisation stratiforme de tungstène. Le modèle génétique présenté a permis la mise au point d'un schéma de prospection tactique de la minéralisation de tungstène.

Abstract

Stratiform scheelite-biotite banded mineralization in the polymetallic W-Pb-Zn-Ag district of Djebel Aouam (Central Morocco) is interpreted as the result of skarn formation by a two steps process : 1/ Metamorphic reactions between interbedded pelitic and impure limestones layers producing, by cations exchanges, a characteristic metasomatic zoning ; 2/ Later infiltration of hydrothermal fluids at the beginning of the development of a paleogeothermal system causing the replacement of the calc-silicate layers previously constituted and the formation of the stratiform tungsten mineralization. The genetic model presented here allowed the construction of a schema for the local exploration of the tungsten mineralization.

1. Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques, BP 20, 54501 VANDOEUVRE LES NANCY. -
2. Ecole Nationale Supérieure de Géologie, BP 452, 54001 NANCY Cedex. - 3. Mission ORSTOM, CP 4021, Alameda da barra, 40000 SALVADOR DA BAHIA, Brésil. - avec la collaboration de H. AGOUGIL, H. BOUNAJMA, J.M. FRANCOIS, M. HAFID, A. LACOMME, M. MECHICHE et S. SUBRA, Société Minière du Djebel Aouam, SMA, Services Géologiques.

1. Introduction

Sous le terme "skarn", on désigne aujourd'hui un certain nombre d'objets géologiques variés qui peuvent être regroupés en deux classes principales (PHAN, 1969 ; BARTHOLOME, 1970 ; ZHARIKOV, 1970 ; EINAUDI et al., 1981). 1/ Les skarns résultant de la recristallisation métamorphique de roches carbonatées, plus ou moins impures ou produits par réaction entre roches à lithologies contrastées comme les alternances de schistes et de calcaires. On aboutit alors à la formation de "cornéennes calco-silicatées" ou "cornéennes rubanées" ou "gneiss à silicates calciques" ou encore "calc-silicate bands" (FONTEILLES et MACHAIRAS, 1968 ; VIDALE, 1969 ; ZHARIKOV, 1970 ; THOMPSON, 1975). Le mécanisme essentiel intervenant lors de la formation de ce type de skarn est la métasomatose de diffusion qui se développe sous l'effet de gradients de potentiel chimique des différents éléments présents dans les roches de départ (KORZHINSKII, 1968). 2/ Les "skarns métasomatiques d'infiltration" (KORZHINSKII, 1968 ; FONTEILLES, 1978) caractérisés par la percolation de solutions hydrothermales sous l'action de gradients de pression fluide (FRANTZ et WEISBROD, 1974) et provoquant le remplacement de niveaux carbonatés au contact ou non d'intrusifs magmatiques. La métasomatose d'infiltration se caractérise par des apports d'éléments en général étrangers aux roches hôtes, en particulier les métaux tels que W-Mo-Cu-Pb-Zn-Fe-Mn.

En ce qui concerne les skarns stratiformes à scheelite-biotite de l'Aouam, leur origine épigénétique, résultat de l'infiltration et du remplacement des séries paléozoïques par des fluides hydrothermaux tungstifères ascendants, fut assez vite démontrée (CHEILLETZ, 1983b). Cependant, la nature calco-silicatée et rubanée de la gangue de la minéralisation posait le problème de la composition des séries remplacées, rapportées dans un premier temps à des formations essentiellement pélitiques (CHEILLETZ, 1985). Cette interprétation supposait en particulier un important apport de calcium par les solutions hydrothermales percolantes. En fait, l'étude détaillée des séries sédimentaires révéla l'existence d'intercalations carbonatées à l'intérieur des séries schisto-gréseuses siluro-dévonniennes. Les résultats de l'étude pétrographique et géochimique des skarns stratiformes de l'Aouam que nous présentons ici s'accordent avec un modèle caractérisé par la superposition spatiale des deux types de métasomatose évoqués dans cette présentation générale. 1/ Diffusion d'éléments au cours de la réaction métamorphique entre les termes schisto-gréseux et carbonatés interstratifiés conduisant au développement d'une zonation métasomatique illustrée par le rubanement des roches. 2/ Infiltration des lentilles rubanées par des fluides hydrothermaux apportant en particulier le tungstène.

L'observation et l'interprétation des lentilles de skarn stratiforme à scheelite de l'Aouam ont été facilitées par l'absence de remobilisation ultérieure de la minéralisation et par l'existence d'une exploitation minière souterraine pour Pb-Zn-Ag permettant l'accès à différents niveaux de la minéralisation de tungstène. Le modèle génétique présenté a permis la mise au point d'un schéma de prospection tactique de ce type de minéralisation.

Ce travail est le fruit d'une collaboration entre le service géologique de la Société Minière du Djebel Aouam (SMA), le Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques (CRPG) et l'Ecole Nationale Supérieure de Géologie de Nancy (ENSG). Que toutes les personnes y ayant collaboré de près ou de loin, trouvent ici l'expression de nos plus sincères remerciements.

2. Situation géologique

Les minéralisations de tungstène du Djebel Aouam appartiennent à la province Marocaine à tungstène-étain-molybdène associée à la mise en place des granitoïdes hercyniens post-tectoniques (AGARD et al., 1980). Le district du Djebel Aouam constitue un exemple remarquable de système paléogéothermique résultant de l'emplacement de petits stocks de granitoïdes et du développement de circulations hydrothermales polyphasées (fig. 1)

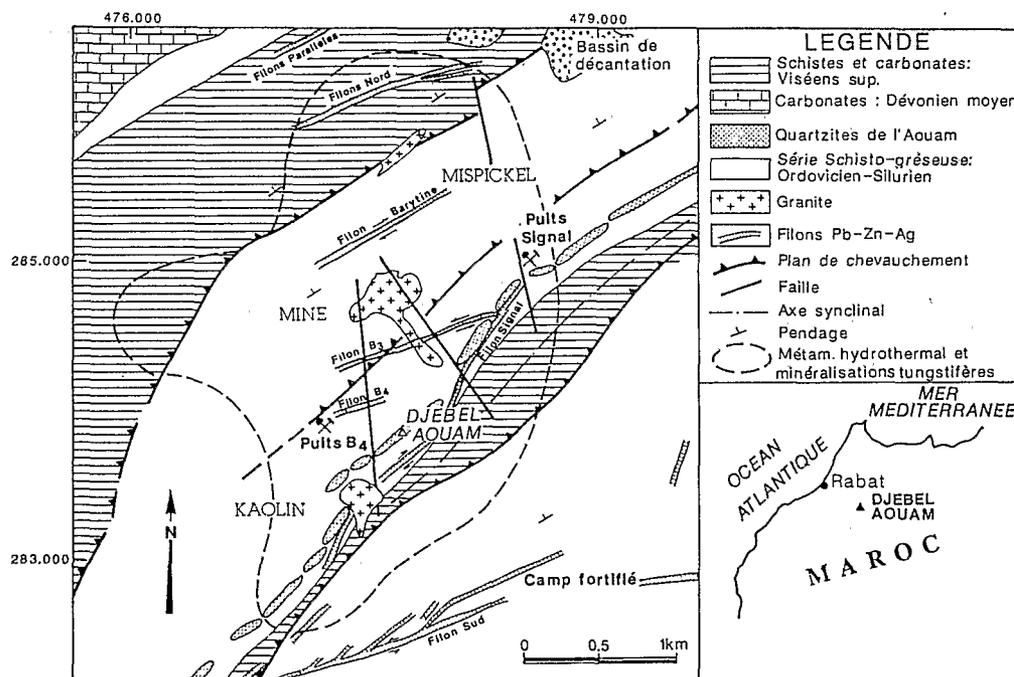


Figure 1 - Schéma géologique et minier du district du Djebel Aouam au Maroc Central. La limite du halo de métamorphisme hydrothermal constitue l'enveloppe des minéralisations de tungstène.

Les minéralisations peuvent être divisées en trois groupes principaux sur la base de relations chronologiques claires et des paragenèses minéralogiques : 1/ les skarns à scheelite comprenant les minéralisations rubanées stratiformes décrites dans ce travail ; 2/ les filons et veines à quartz-scheelite-wolframite (CHEILLETZ, 1984) et 3/ les filons à Pb-Zn-Ag (AGARD et al., 1958) actuellement exploités (production depuis 1955 : 300.000 t Pb, 30.000 t Zn et 600.000 kg Ag ; réserves : 120.000 t Pb et 32.000 t Zn ; estimation SMA, 1984).

Le district du Djebel Aouam est localisé dans la partie orientale de l'ensemble paléozoïque Nord-Mésétien. Les sédiments d'âge Ordovicien à Viséen supérieur sont à prédominance schisto-gréseuse avec des intercalations carbonatées peu importantes. Les séries ont été affectées par deux phases tectoniques au moins (ALLARY et al., 1976), la seconde étant responsable du plissement, du redressement et de l'écaillage des séries sédimentaires. Ces phases tectoniques sont accompagnées du développement d'un métamorphisme anchizonal. La fin de l'orogénèse hercynienne est essentiellement caractérisée par la mise en place de trois petits stocks de granitoïdes dénommés "Mispickel", "Mine" et "Kaolin", recoupés par des dykes de microtonalites, l'ensemble étant daté à 281 ± 2 Ma par la méthode K-Ar (CHEILLETZ et ZIMMERMANN, 1982). Les trois stocks de granite, dont la composition varie des granodiorites aux granites s.s. sont à quartz, biotite, plagioclase (An_{35-25}) et feldspath-K. Les constituants accessoires sont l'apatite, le zircon et l'ilménite. Une phase d'altération subsolidus du granite se traduit par le développement de veines de chlorite, apatite, scheelite, chalcopyrite et pyrite.

L'intersection en travaux miniers du stock "Kaolin" depuis les niveaux +657 m à +1.200 m permet d'observer clairement sa morphologie cylindrique. Le stock est également recoupé par le plus important filon à Pb-Zn-Ag (Signal) qui provoque à ses épontes une intense altération argileuse. L'activité magmatique est accompagnée par le développement d'un halo de métamorphisme de contact caractérisé par l'apparition dans les sédiments pélitiques de cornéennes tachetées à quartz + biotite + muscovite + andalousite + cordiérite. Une association à feldspath-K + andalousite + sillimanite + biotite se rencontre épisodiquement dans les séries métamorphiques au contact du granite ; cette observation, correspondant au déplacement vers la droite de l'équilibre $quartz + muscovite = Al_2SiO_5 + feldspath-K + H_2O$, permet de fixer une température maximale de 650°C (EVANS, 1965) pour une pression lithostatique voisine de 2 Kb au cours de la mise en place du granite (TERMIER et al., 1950). Lors de cette étape de métamorphisme essentiellement thermique, les bancs de calcaires viséens sont transformés en marbres ou skarns massifs à pyroxène-grenat au contact du stock "Mispickel"

(AGARD et al., 1958) tandis que les séries siluriennes et dévoniennes à niveaux carbonatés interstratifiés sont converties en bandes ou cornéennes calcosilicatées, pièges des minéralisations de tungstène stratiformes.

Les limites de l'auréole de métamorphisme de contact sont masquées par la cristallisation en masse, ou le long de plans de fracturation, de biotite II + feldspath-K + albite + muscovite + chlorite + scheelite + apatite due à des circulations hydrothermales le long d'un réseau de veines et veinules en stockwork autour de l'axe Nord-Sud des trois stocks de granite. Du fait du large volume de roches affecté par ces circulations de fluides accompagnant et succédant à la mise en place des intrusions magmatiques, ce phénomène est qualifié de métamorphisme hydrothermal à biotite (fig. 1). Ses limites et sa zonéographie ont été définies par l'étude statistique discriminante des données géochimiques sur les roches altérées et leurs équivalents non altérés (CHEILLETZ et ISNARD, 1985). Les zones à altération biotitique la plus intense peuvent être spatialement corrélées aux indices tungstifères les plus importants du district.

La mise en place des stocks de granite, les circulations hydrothermales métamorphiques qui les accompagnent ainsi que les minéralisations associées sont contrôlées tectoniquement par une zone majeure de cisaillement ductile E-W à ENE-WSW (CHEILLETZ, 1983a) reliée, à l'échelle continentale, aux mouvements de coulissage tardihercyniens de l'Afrique du Nord (ARTHAUD et MATTE, 1977). Le jeu dextre puis senestre de la zone de cisaillement contrôle la disposition géométrique des trois principaux groupes de minéralisations.

3. Les skarns stratiformes à tungstène

Ils sont caractérisés par une morphologie lenticulaire, et sont concordants avec le plan général de stratification très redressé des séries sédimentaires, donc stratiformes. Ils peuvent être observés en travaux miniers et se présentent sous la forme de bandes allongées de 0,5 à 2 m de puissance, 250 m de hauteur et 200 m d'extension horizontale en moyenne. Ces lentilles minéralisées apparaissent entre les deux stocks de granite "Mine" et "Kaolin" principalement à partir du niveau 1057 m et en-dessous (fig. 2), leur développement paraissant augmenter avec la profondeur. Ces minéralisations stratiformes sont recoupées et décalées par les filons de microtonalite. Deux bandes principales sont actuellement reconnues au mur d'un niveau repère de quartzite, à l'aplomb du point culminant de la région, le Djebel Aouam. Les teneurs estimées varient entre 0,2 et 0,3 % WO_3 pour une puissance d'échantillonnage de 3 m.

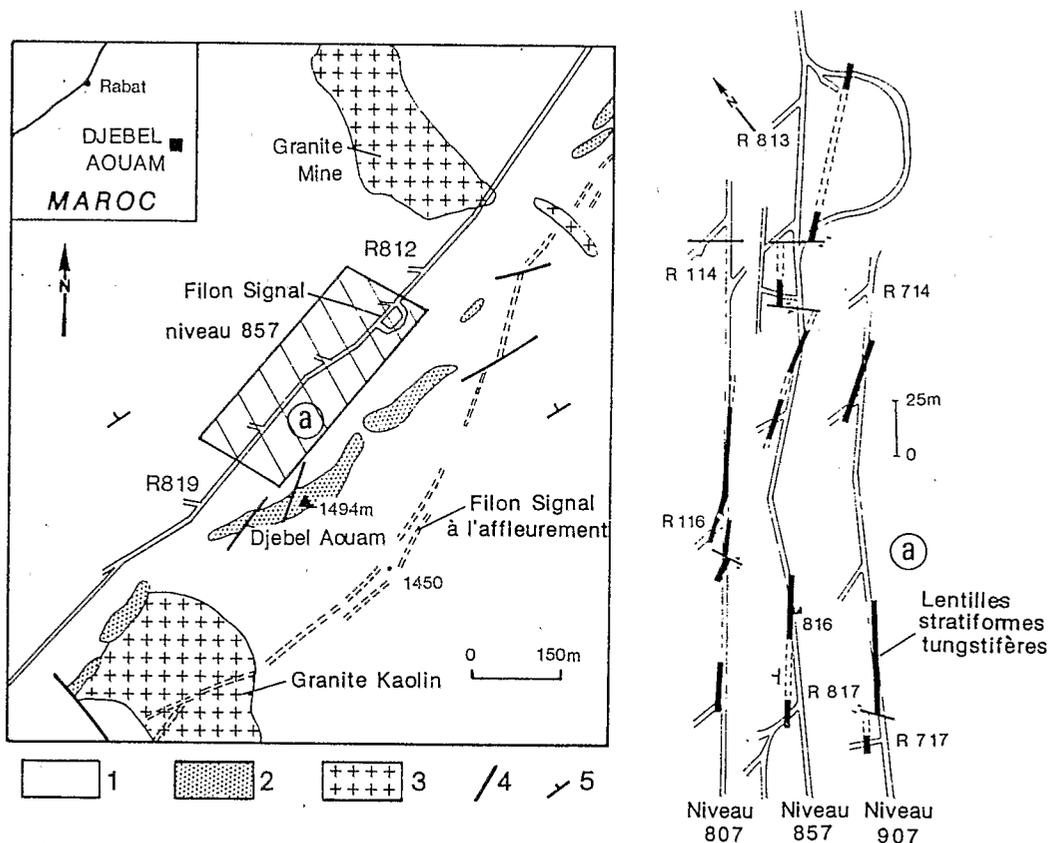


Figure 2 - Les skarns stratiformes à scheelite du Djebel Aouam dans leur cadre minier.

1 : séries paléozoïques indifférenciées ; 2 : quartzites de l'Aouam (Ordovicien-Silurien) ; 3 : granites ; 4 : failles ; 5 : direction et pendage des séries paléozoïques (SO//Sp).

Deux niveaux miniers du filon Pb-Zn-Ag Signal sont indiqués : l'affleurement et le niveau 857 ; R812 = recoupe dans la voie maîtresse 857. (a) : disposition des lentilles minéralisées dans les niveaux 807, 857 et 907 (leviers CHEILLETZ et Service Géologique SMA).

La minéralisation apparaît sous forme de scheelite fine (< 2 mm) disséminée dans une gangue à texture granoblastique composée d'un enchevêtrement de cristaux de biotite, quartz, actinote, feldspath-K, sphène, pyrrhotite et apatite. L'encaissant des bandes biotitiques minéralisées est constitué d'alternances de bandes rosées plagioclasiques (anortite) et de bandes violacées biotitiques toutes deux stériles (fig. 3). Nous sommes donc en présence d'une minéralisation stratiforme en environnement calco-silicaté qui peut de ce fait entrer dans le groupe plus large des skarns.

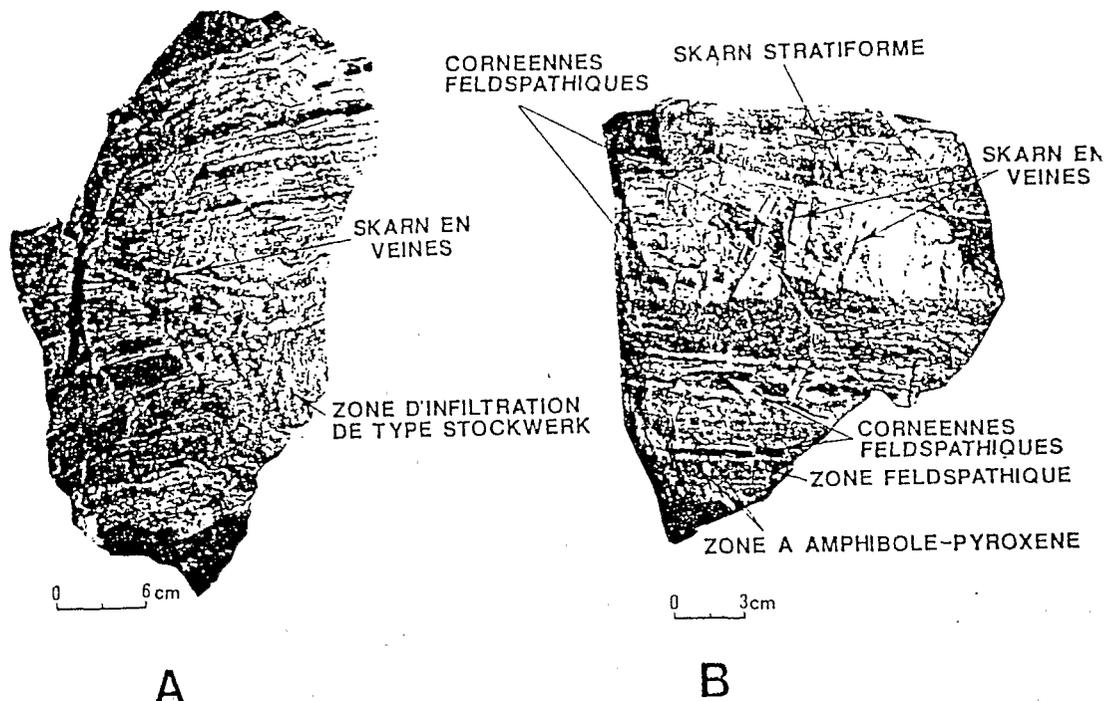


Figure 3 - A : Skarn 1 zoné, recoupé par le skarn 2 en réseau de veines de tufe stockwerk ; B : skarn 1 zoné (Z2, Z3 et Z4) et skarn 2 stratiforme remplaçant la zone à pyroxène-amphibole Z4.

L'interprétation génétique de ces formations tungstifères pouvait s'appuyer sur deux postulats contradictoires : 1/ concentrations de tungstène syngénétiques (modèle syngénétique) remobilisées au cours des épisodes de métamorphisme ultérieurs reliés à la mise en place des stocks de granite. L'absence de toute anomalie de tungstène dans les séries sédimentaires en dehors du halo de métamorphisme a permis d'éliminer cette hypothèse (CHEILLETZ, 1983b) ; 2/ concentrations de tungstène épigénétiques développées par remplacement partiel de séries sédimentaires. En fait, ce modèle rend bien compte de la nature et de l'organisation des minéralisations de tungstène stratiformes si l'on s'appuie sur un mécanisme en deux étapes (fig. 4), la première associée à l'épisode de métamorphisme thermique et caractérisée par le développement de bandes calco-silicatées dans les niveaux sédimentaires marno-calcaires et schisto-gréseux interstratifiés (skarns 1) ; la seconde impliquant l'infiltration de solutions minéralisées et le remplacement partiel des bandes calco-silicatées au cours de l'épisode de métamorphisme hydrothermal (skarns 2). A l'échelle de l'affleurement, deux types de skarn d'infiltration peuvent être observés (fig. 3) : des "skarns stratiformes" pour lesquels le remplacement se produit parallèlement aux plans de rubanement des skarns 1 et des "skarns en veines" développés par remplissage de veines ou remplacement transverse sur la lithologie.

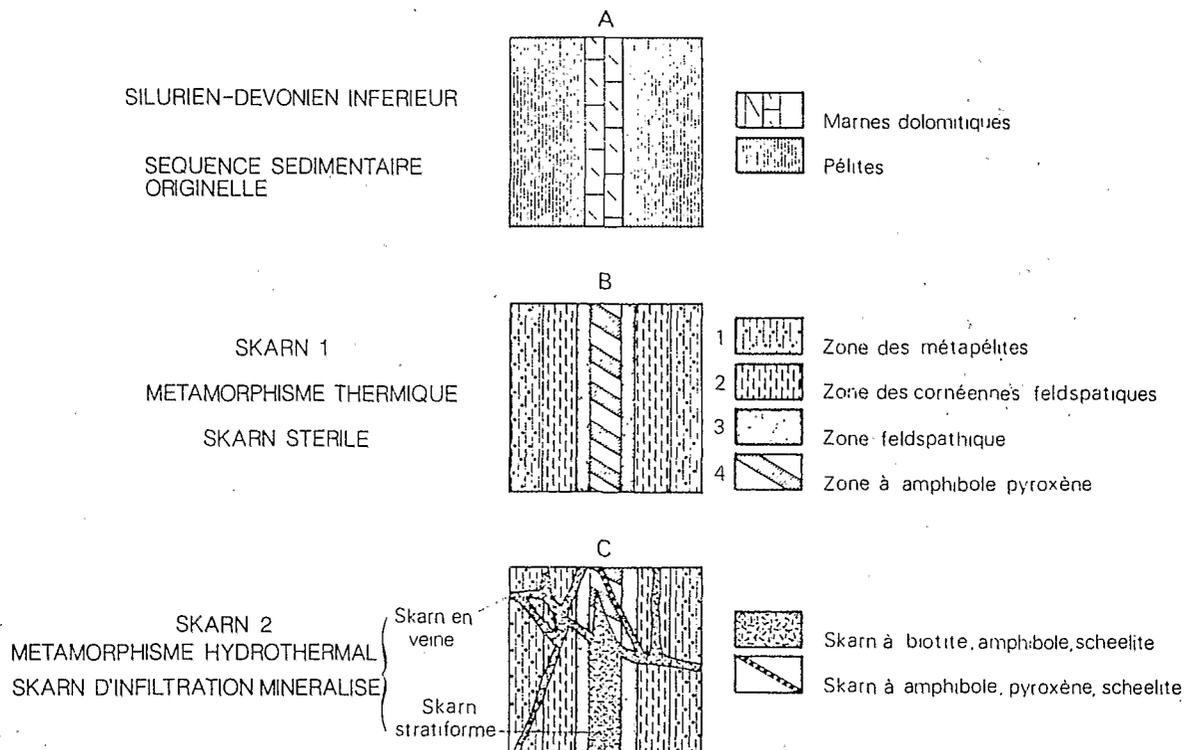


Figure 4 – Schémas illustrant le développement des skarns minéralisés stratiformes et en veines au moyen d'un mécanisme métasomatique en deux étapes.

3.1. Pétrogenèse des skarns 1

Les séries lithostratigraphiques du Djebel Aouam (AGARD et al., 1958) sont caractérisées par une alternance de schistes et de grès, une barre de quartzites blancs marquant approximativement la limite Ordovicien-Silurien. Des niveaux discontinus de calcaires impurs et de marnes dolomitiques interstratifiés avec des schistes noirs à graptolites (fig. 5) ont été mis en évidence dans les séries du Silurien et du Dévonien inférieur (FRANCOIS et al., 1986). L'épaisseur de ces niveaux plus ou moins riches en carbonates et intercalés dans les séries schisto-gréseuses est très irrégulière et varie de minces lits de quelques centimètres à des bancs de un ou deux décimètres ; en outre, ces niveaux se présentent le plus souvent biseautés, et microplissés. Ces caractéristiques lithologiques et structurales originelles des séquences calcaréo-pélitiques déterminent la nature des skarns 1 ; du point de vue pétrographique, ceux-ci peuvent se définir comme des cornéennes calciques rubanées ou bandes calcosilicatées, à lits souvent plissotés, à grain très fin (0.1 mm) et diversement colorés : lits vert sombre à amphibole, vert clair à amphiboles et clinopyroxènes, lits roses à plagioclases, brun violet à biotite. Du point de vue

génétique, ces roches complexes résultent de phénomènes de réactions entre lithologies à compositions très contrastées aboutissant au développement d'une zonation métasomatique.

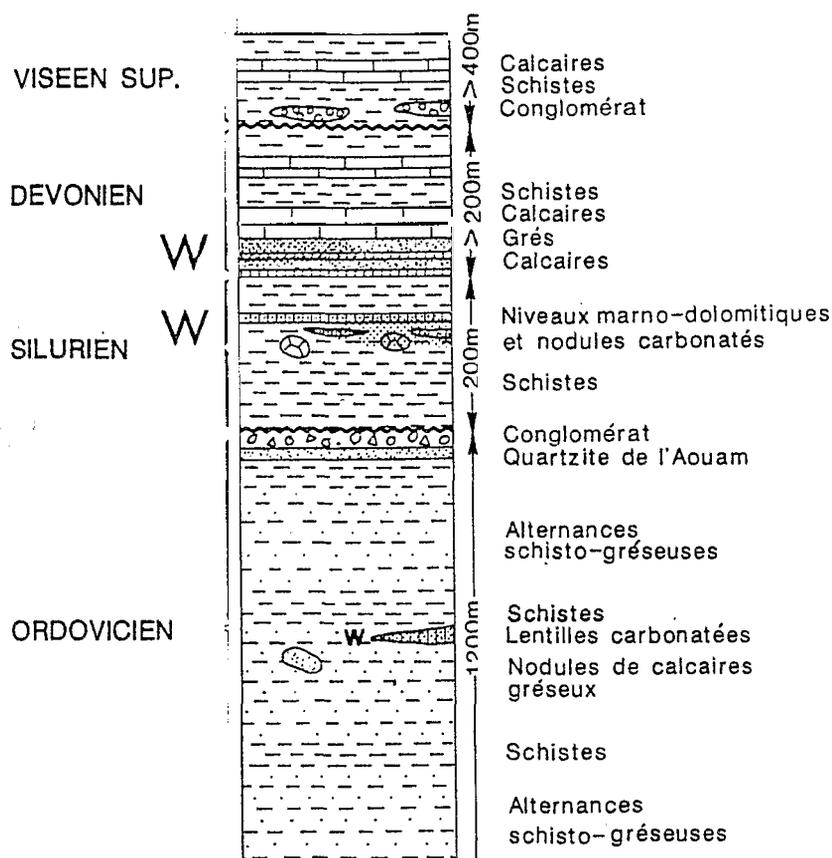


Figure 5 - Colonne lithostratigraphique des formations paléozoïques du Djebel Aouam montrant la position des skarns stratiformes à scheelite-biotite (W).

L'observation de ces niveaux en de nombreux points des travaux miniers du filon Signal (fig. 2), sur échantillons sciés ou en lames minces (fig. 6) permet d'identifier une séquence métasomatique type dans laquelle nous avons distingué quatre zones (fig. 4).

La première zone Z1 correspond aux épontes des bandes calco-silicatées et est constituée par les cornéennes tachetées à biotite développées dans les séries schisto-gréseuses. La composition minéralogique des différentes zones de la séquence métasomatique type des skarns 1 est la suivante : Z1 = zone des métapélites = quartz + biotite ($X_{Fe} = 0.512$) + andalousite + cordiérite ($X_{Mg} = 0.525$) + muscovite + feldspath-K + plagioclase An_{20-80} + ilménite ; la muscovite, métastable dans cette association, disparaît complètement dans les zones de métamorphisme thermique les plus intenses (voir § 2) ; Z2 = cornéennes feld-

spathiques quartz + biotite + plagioclase An_{35-85} + actinote-hornblende + ilménite + sphène (fig. 6) ; Z3 - zone feldspathique - plagioclase An_{80-100} + sphène + ilménite ; Z4 = zone à amphibole - pyroxène = quartz + actinote-hornblende + salite - ferrosalite + plagioclase An_{60-95} + feldspath-K + sphène + pyrrhotite + ilménite (fig. 6).

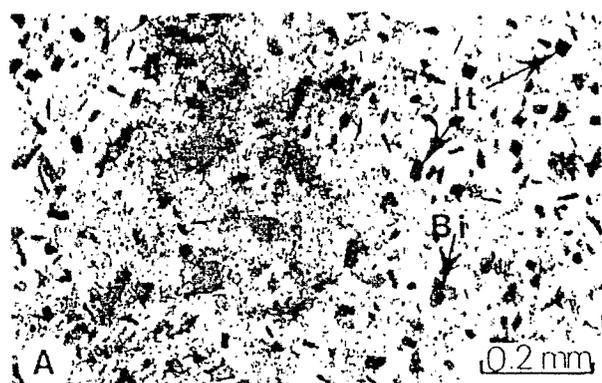


Figure 6 - Microphotographies de différents faciès des skarns stratiformes de l'Aouam.

A : Cornéenne feldspathique (zone Z2) montrant la dissémination de lamelles de biotite (Bi) et d'ilménite (It) dans une mésostase de quartz et plagioclase.

B : Zone à amphibole-clinopyroxène (Z4) composée principalement de clinopyroxène (Pyx) en épigénie de fragments de coquille, pyrrhotite (Pyrh) et plagioclase (Pl).

C : Skarn 2 stratiforme montrant la texture poeciloblastique d'un cristal de scheelite (Sc) contenant des inclusions d'apatite (Ap). La mésostase est composée de biotite (Bi), plagioclase (Pl) et quartz (Qz) à inclusions d'actinote (Ac).

D : Phlogopite minéralisée montrant l'association granoblastique de phlogopite (Ph) et scheelite à inclusions d'apatite.

L'ilménite des zones Z2, Z3 et Z4 est le plus souvent en voie de remplacement par le sphène, et donc relictuelle. Les analyses à la microsonde électronique de minéraux représentatifs des différentes zones sont données dans le tableau 1.

	Andalousite 753-1 Z1	Cordiérite 541 Z1	Biotite 467 685 Z1 skarn 2 Ph1		368b3 Z1	Plagioclase E73 647a3 Z3 Z4		572b skarn 2	Amphibole 647a3 753-9' Z4 skarn 2		Clinopyroxène 753-9' Z4	
SiO ₂ % pds	36.40	48.54	34.57	36.73	36.32	46.30	44.20	48.26	59.35	51.38	43.40	51.77
TiO ₂	0.06		2.23	2.36	0.45		0.04		0.02	0.15	0.14	0.04
Al ₂ O ₃	62.39	32.87	19.26	15.61	18.09	33.55	35.74	32.78	25.03	3.10	8.14	0.27
FeO	0.34	10.01	18.29	14.87	14.37	0.03		0.07	0.01	15.51	26.17	12.58
MnO		0.55	0.16		0.16		0.01			0.60	0.17	1.28
MgO	0.04	6.12	9.76	14.32	15.94		0.04	0.04		13.39	9.74	10.33
CaO				0.03	0.05	16.84	19.40	16.97	7.09	12.50	9.30	24.23
Na ₂ O		0.32		0.11	0.29	1.85	0.59	1.59	7.31	0.30	0.09	0.05
K ₂ O			8.58	9.37	9.95	0.06	0.06	0.05	0.57	0.21	0.06	0.01
F ²⁻	0.08		0.23	0.80	0.63		0.38		0.06			0.38
Cl			0.18									
OH			3.87	3.94	4.03					2.03	1.93	
Total	99.30	98.42	97.13	98.15	100.27	98.63	100.44	99.75	99.45	99.17	99.14	100.97
Formules structurales												
Si	3.9665	5.05	5.3555	5.5913	5.4027	2.1558	2.0429	2.2143	2.6666	7.5882	6.7419	1.9771
Al	8.0129	4.03	3.5169	2.8011	3.1717	1.8409	1.9466	1.7725	1.3256	0.5404	1.4906	0.0121
Mg	0.0058	0.96	2.2542	3.2498	3.5333		0.0025	0.0026		2.9473	2.2546	0.5883
Ti	0.0045		0.2599	0.2700	0.0502		0.0013		0.0007	0.0172	0.0164	0.0013
Fe ²⁺	0.0313	0.87	2.3692	1.8933	0.2947	0.0012		0.0027	0.0005	1.9153	3.4007	0.4017
Na		0.06		0.0333	0.0824	0.1668	0.0525	0.1419	0.6364	0.0853	0.0276	0.0039
Ca				0.0048	0.0086	0.8403	0.9605	0.8343	0.3415	1.9776	1.5478	0.9913
K			1.6961	1.8197	1.8880	0.0034	0.0036	0.0030	0.0325	0.0391	0.0126	0.0003
F	0.0282		0.1125	0.3866	0.2947		0.0562		0.0087			0.0463
OH			2.0000	2.0000	2.0000					1.0000	1.0000	
Total	12.0494	10.97	17.6335	18.0499	18.2398	5.0084	5.0663	4.9714	5.0126	16.1852	16.5151	4.0653
		xMg 0.525	xFe 0.512	0.368	0.336	Ab 16.51	5.16	14.49	62.98	xMg 0.606	0.399	Wo 49.01
						Or 0.34	0.35	0.31	3.22			En 29.08
						An 83.15	94.48	85.20	33.80			Fs 21.91

Tableau 1 - Analyses à la microsonde des minéraux représentatifs des skarns stratiformes de l'Aouam. Analyses effectuées à la microsonde CAMECA, laboratoire commun d'analyses, Université de Nancy I.

Z1, Z2 et Z3 sont développées dans des niveaux à composante alumineuse tandis que Z4 caractérise les intercalations carbonatées, ainsi que l'atteste la présence de fragments de coquilles épigénisées ; de ce fait, la limite Z3-Z4 peut être considérée comme la limite lithologique initiale entre les deux formations.

Des bancs de phlogopitites massives se rencontrent en travaux miniers à proximité des niveaux calco-silicatés. Ces roches dérivent probablement d'intercalations de schistes à chlorite magnésienne (échant. 832 bis) affleurant, en limite de l'auréole de métamorphisme, dans les schistes noirs du Silurien en compagnie de nodules carbonatés et grésos-carbonatés (échant. 71ix et 832).

Les conditions P-T de formation des skarns 1 ont été estimées par extrapolations des données obtenues dans les séries schisto-gréseuses métamorphisées au contact des granites (voir § 2) ; les bandes calco-silicatées se développant à

une centaine de mètres des pointements granitiques, un intervalle de température de 550-600°C pour une pression lithostatique voisine de 2 Kb peut être raisonnablement retenu.

Les analyses chimiques des différentes zones de skarn 1 (tab. 2) reflètent les variations de composition minéralogiques et les échanges cationiques qui caractérisent le phénomène métasomatique.

	M31	M32	681	M.34 Z1	641-1-3 Z2*	647a2 Z3*	641-1-1 Z4*	712	816	711 X	832	832 bis	828-1	828-2	501
SiO ₂ % pds	54.30	57.10	57.28	54.96	50.19	46.92	56.57	14.07	62.71	69.06	41.41	37.48	58.29	65.40	39.70
Al ₂ O ₃	24.39	27.75	25.30	28.76	25.03	30.76	10.36	4.85	5.93	4.53	9.02	15.68	13.39	13.71	12.62
Fe ₂ O ₃ t	7.99	1.68	3.10	1.42	6.07	0.94	12.87	9.69	3.96	5.67	9.81	25.66	10.54	5.41	15.41
MnO	0.08	0.02	0.02	0.01	0.06	0.03	0.34	0.38	0.17	0.22	0.11	0.2	0.07	0.05	0.13
MgO	1.26	0.25	1.33	0.53	1.49	0.30	2.34	10.10	0.44	0.61	19.78	10.04	1.93	2.87	17.55
CaO	0.15	0.54	0.06	0.68	11.78	17.00	12.10	24.07	11.74	9	12.1	0.11	5.34	2.94	1.66
Na ₂ O	0.33	0.43	0.83	0.82	1.47	1.14	0.60	0.16	1.66	0.15	0.39		0.71	1.39	0.03
K ₂ O	3.28	4.33	5.79	5.25	1.08	0.16	1.01	0.77	0.92	0.79	0.25	0.05	3.24	3.28	8.11
TiO ₂	1.20	1.26	1.12	1.29	1.06	1.23	0.40	0.24	0.24	0.18	0.41	0.63	0.71	0.77	0.59
P ₂ O ₅	0.22	0.05	0.07	0.05	0.15	0.10	0.13	0.07	0.7	1.18	0.54	0.17	0.31	0.34	
P.F.	7.19	6.89	5.20	6.18	1.34	0.46	2.12	34.2	10.22	8.85	4.76	8.76	5.19	3.16	2.90
Total	100.39	100.30	100.10	99.95	99.72	99.04	98.84	98.6	98.69	100.24	98.58	98.78	99.72	99.32	98.70
Ba ppm	1064		1649	1341				974	291	334	17	62			333
Co	84		61	39				20	75	46	30	150			115
Cr	135		133	180				55	30	36	98	84			81
Cu	18		24	10				10	10	25	150	150			150
Ni	73		57	31				45	85	58	54	574			263
Sr	194		106	202				266	172	61	52	24			49
V	197		437	413				69	48	81	345	168			305
Rb	154		270	275				40	29	27	10	47			600
*W	0.9	1.5	0.4	0.9	4.0	59	58.5	0.9	2		2.3	3.1	100	52 x 10 ³	1240
*F %			0.11					0.031	0.086				0.092	0.20	2.02

Tableau 2 - Analyses chimiques des principaux faciès pétrographiques des skarns stratiformes de l'Aouam et des roches sédimentaires originelles. Analyses effectuées par quantométrie au CRPG (GOVINDARAJU). Les échantillons prélevés par microcarottage(*), le tungstène (*W) et le fluor (*F) ont été analysés par voie humide au laboratoire de chimie du CRPG (VERNET).

M31 et M32 : schistes en plaquettes, Silurien non métamorphique, crête Aouam versant Nord-Est. **681** : schistes en plaquettes, Silurien non métamorphique, crête Aouam versant Sud-Est. **M34** : cornéenne tachetée à biotite, Silurien, Signal de l'Aouam versant Sud. **Z1-Z2-Z3-Z4** : zonation métasomatique type des skarns 2 échantillonnée par microcarottage sur échantillon scié, filon Signal, niveau 807, recoupe 116. **712** : marne dolomitique dans schistes en plaquettes à graptolites, Silurien, Sidi Bou Ignoussen. **816** : grès à ciment carbonaté intercalé dans les alternances schisto-gréseuses du Dévonien inférieur, falaise El Krad. **711x** : septaria dans schistes en plaquettes à graptolites, Silurien, Sidi Bou Ignoussen. **832** : septaria métamorphisée à amphibole, filon Signal, niveau 807, recoupe 106. **832 bis** : lentille de chlorite à débris de fossiles (scyphocrinites ?). **828-1 et 828-2** : zone Z4 et skarn 2 en veine contenant quartz, biotite, actinote, plagioclase et scheelite, filon Signal, niveau 807, recoupe 116. **501** : lentille de phlogopitite minéralisée, filon Signal, niveau 707, recoupe 307.

Les variations du rapport Ca/Na par exemple peuvent être illustrées par les évolutions de composition du plagioclase (fig. 7), constituant majeur des bandes calco-silicatées.

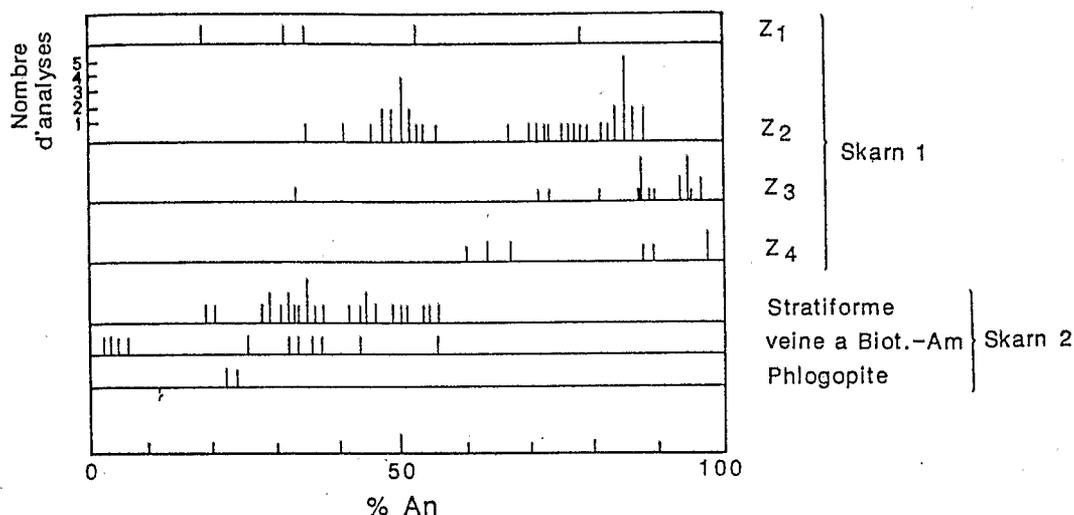


Figure 7 - Composition des plagioclases des différents faciès pétrographiques des skarns stratiformes de l'Aouam.

Sur un diagramme Al_2O_3 - TiO_2 (fig. 8), les points représentatifs des différentes zones de skarn et des roches sédimentaires originelles montrent une bonne corrélation, ce qui indique le caractère relativement immobile de ces éléments du processus métamorphique.

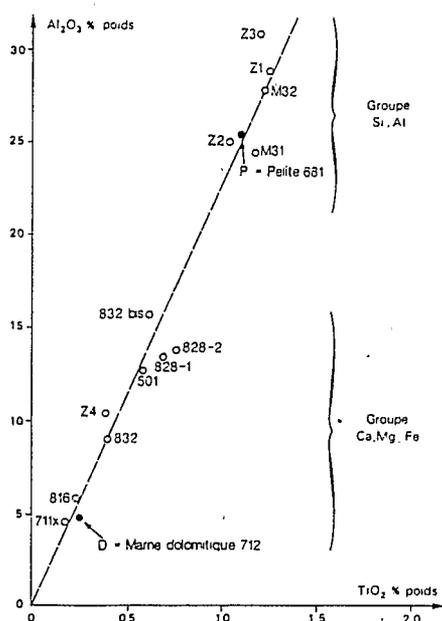


Figure 8 - Diagramme Al_2O_3 - TiO_2 illustrant l'héritage sédimentaire des zones de métasomatose dans les skarns 1 et les skarns 2.

Ce diagramme sépare également bien les deux groupes de roches considérés, c'est-à-dire le groupe pélitique riche en SiO_2 et Al_2O_3 dont dérivent les zones métasomatiques Z1-Z2-Z3 et le groupe des calcaires dolomitiques et marneux riches en CaO , MgO et FeO dont dérivent les zones métasomatiques de type Z4. En outre, les teneurs en Al_2O_3 et TiO_2 permettent de distinguer deux ensembles à l'intérieur de ce dernier groupe, l'un ($\text{Al}_2\text{O}_3 = 5\%$) correspondant aux niveaux originels (712, 816), l'autre ($\text{Al}_2\text{O}_3 = 10$ à 15%) correspondant aux skarns type Z4, au niveau de chloritites magnésiennes (832 bis) et à leurs équivalents représentés par les phlogopitites (501) ; les nodules carbonatés et/ou gréseux intercalés dans les séries siluriennes appartiennent à ces deux ensembles (711x et 832).

Du fait de la forte hétérogénéité de composition des sédiments originels, en particulier des intercalations carbonatées des séries siluro-dévonienne (échant. 712 à 832 bis, tab. 2) ainsi que des difficultés de corrélation géométrique depuis la surface jusqu'aux niveaux de skarns stratiformes en travaux miniers, il est difficile dans l'état actuel des recherches, d'établir le bilan de l'évolution de l'ensemble du système au cours du métamorphisme. Cependant, l'existence d'une séquence métasomatique type, observée au niveau 807 en particulier (échant. Z2, Z3, Z4) conduit à proposer un modèle incluant les matériaux originels considérés comme les plus probables.

Le comportement des différents constituants peut être apprécié par la représentation, dans un triangle Al_2O_3 - CaO - $\text{FeO}+\text{MgO}$ (fig. 9), de l'ensemble du système incluant les roches sédimentaires originelles et les différentes zones des bandes calco-silicatées. SiO_2 et K_2O ne sont pas représentés dans le triangle ACF bien que ces deux composants puissent être considérés en excès lorsque le quartz et le feldspath potassique sont présents. FeO et MgO ont été considérés comme un seul composant bien que dans ce système en partie dolomitique, FeO et MgO jouent des rôles distincts ainsi que l'atteste la variation de leurs rapports dans les différentes roches originelles et les zones de skarn 1. Dans le triangle ACF (fig. 9), les points représentatifs des zones Z1, Z2, Z3 et Z4 sont situés à l'intérieur des différents triangles fixant les assemblages paragénétiques décrits précédemment. Il est clair que l'évolution de composition des différentes zones ne correspond pas à un mélange graduel à partir des deux pôles carbonatés et pélitiques originels. Par comparaison, nous avons également reporté dans le triangle ACF (fig. 9) l'évolution suivie par les zones de diffusion des bandes calco-silicatées étudiées par THOMPSON (1975). Les sauts de composition correspondant aux zones Z2, Z3 et Z4 sont assez proches dans les deux exemples. Pour interpréter ses saccades dans la succession des compo-

sitions, il peut être fait appel à un modèle métasomatique impliquant des diffusions de cations à mobilités différentielles (KORZHINSKII, 1968 ; VIDALE, 1969 ; THOMPSON, 1975).

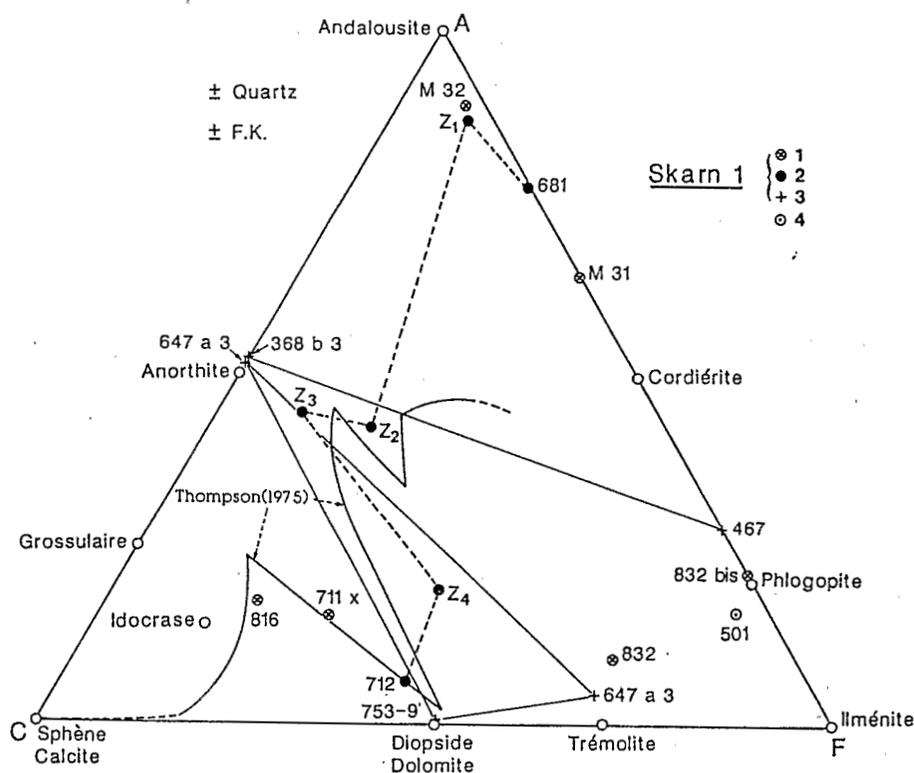
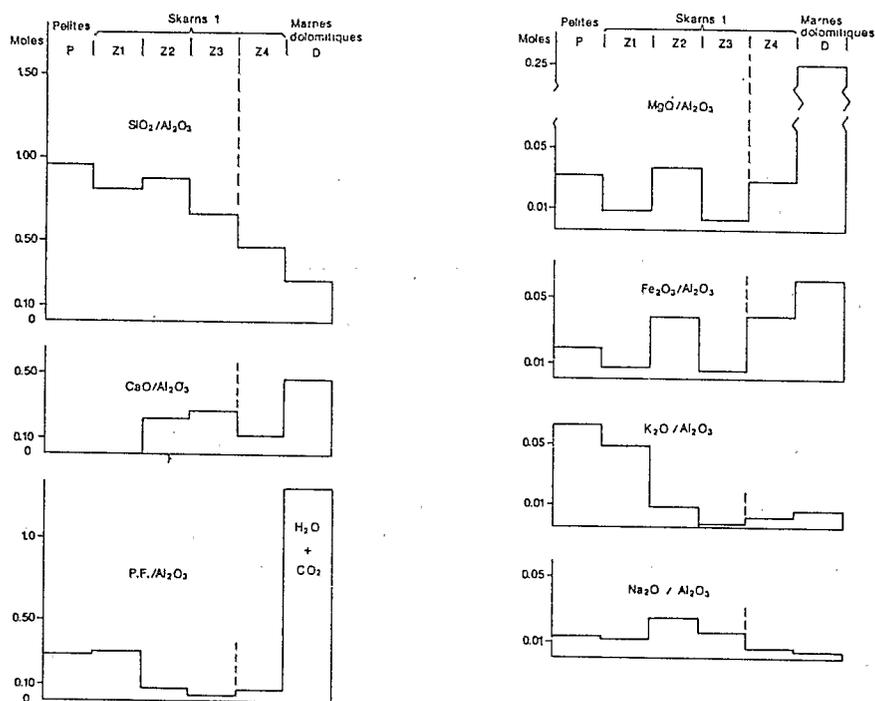


Figure 9 - Illustration de la zonation métasomatique des skarns 1 dans un triangle A (Al_2O_3), C (CaO), F (FeO + MgO) ; les constituants sont exprimés en mûles %.

1 : roches sédimentaires originelles ; 2 : zonation métasomatique type dans les skarns 1 ; 3 : position des minéraux cardinaux analysés à la microsonde ; 4 : niveau de phlogopitite minéralisée ($W = 1240$ ppm). La courbe en tiretés représente l'évolution de la séquence métasomatique type à l'Aouam. La courbe en traits pleins est la reproduction de l'évolution des compositions observée dans les bandes calco-silicatées étudiées par THOMPSON (1975).

La mobilité des éléments peut être estimée par rapport à Al_2O_3 considéré comme parfaitement inerte. Les figures 10 et 11 présentent les variations des autres éléments rapportés aux teneurs en Al_2O_3 de la pélite de départ pour les zones Z1, Z2 et Z3 et de la marne-dolomitique pour la zone Z4. Cette représentation suggère une mobilité importante de la plupart des éléments au cours du processus métasomatique. SiO_2 , CaO, H_2O et CO_2 montrent les variations les plus importantes. En particulier, il semble qu'un départ important de SiO_2 des niveaux pélitiques se produise au cours des réactions métamorphiques pour former les zones Z1, Z2 et Z3 ; de même, un départ de CaO, H_2O et CO_2 caractérise la formation de la zone Z4 aux dépens des niveaux marno-dolomitiques. Une réduction

de volume de près de 40 % accompagne cette transformation. Les variations concernant les autres éléments sont moins importantes, quoique reflétant l'évolution minéralogique observée au cours du passage d'une zone à l'autre ; en particulier, la constitution de la zone anorthitique Z3 au contact de la zone Z4 s'explique en considérant la richesse en Al_2O_3 des sédiments pélitiques originels, le départ de SiO_2 , MgO et FeO ainsi que la diffusion de CaO des niveaux carbonatés vers les niveaux pélitiques. Par rapport aux bandes calcosilicatées décrites par ailleurs, les caractéristiques pétrographiques des skarns 1 du Djebel Aouam et en particulier l'absence d'assemblages à wollastonite, idocrase ou grenat par exemple, s'expliquent par la concentration relativement basse en CaO de la zone Z4 dans laquelle cet élément est dilué par d'importantes quantités de MgO , FeO et Al_2O_3 en particulier. De ce fait, au cours des réactions métamorphiques, le potentiel chimique de CaO reste insuffisant pour atteindre, par exemple, le champ de stabilité du grenat.



Figures 10 et 11 – Bilan chimique à aluminium constant et en rapports moléculaires de la métasomatose de diffusion dans la zonation type des skarns 1.

Etant donné les incertitudes subsistant quant à la détermination exacte des matériaux de départ ainsi que la variété de ceux-ci, le bilan exact des transformations conduisant aux skarns 1 est difficile à établir ; le modèle que nous présentons, et qui se réfère en particulier aux travaux sur les bandes

calco-silicatées de ce type (Vidale, 1969 ; THOMPSON, 1975), envisage essentiellement des diffusions de cations présents à l'origine dans les matériaux sédimentaires et par conséquent un métamorphisme thermique isochimique à l'échelle de l'ensemble du système. Il ne faut cependant pas exclure la possibilité de l'existence d'une certaine proportion d'infiltration permettant en particulier l'évacuation d'une partie des produits des réactions, silice et fluides notamment.

3.2. Pétrogenèse des skarns 2

Le fait majeur des transformations conduisant au développement des skarns 2 par infiltration de solutions hydrothermales est le remplacement spécifique de la zone Z4 à amphibole-pyroxène des skarns 1. *Cette percolation sélective des fluides conduit à la formation des skarns stratiformes à scheelite à structure rubanée* (fig. 3 et 4).

Les niveaux minéralisés présentent une structure diablastique constituée par l'enchevêtrement de cristaux de biotite magnésienne, quartz, actinote II, scheelite, plagioclase An_{20-50} , feldspath-K, pyrrhotite, chalcopryrite, ilménite, sphalérite et parfois sphène (fig. 6). La biotite se développe aux dépens des cristaux d'actinote et de clinopyroxène de la zone Z4 et montre une nette diminution de x_{Fe} par rapport aux biotites des skarns 1 ($x_{Fe} = 0.368$). L'actinote II se présente en petites aiguilles incluses dans les cristaux de quartz (fig. 6) ; elle montre des variations de x_{Mg} plus importantes que pour les amphiboles des skarns 1, atteignant des compositions de hornblende ($x_{Mg} = 0.399$, tab. 1). Le plagioclase se développe aux dépens des plagioclases de la zone Z4 avec diminution progressive de la teneur en anorthite au contact de la zone d'infiltration (fig. 12).

Des skarns en veines et des zones d'infiltrations anastomosées à structure en stockwork (fig. 3) recourent la zonation métamorphique des skarns 1 et relient les niveaux stratiformes minéralisés successifs. Des assemblages à amphibole II-clinopyroxène II-scheelite en cristaux automorphes millimétriques peuvent se développer à l'intersection de veines étroites de skarns 2 et de la zone Z4 du skarn 1 (fig. 4C). L'infiltration et le remplacement des niveaux à phlogopite massif entraîne la formation de minéralisations stratiformes riches (plus de 1 % WO_3) consistant en un assemblage de phlogopite ($x_{Fe} = 0.336$), scheelite, pyrrhotite, actinolite, plagioclase An_{25} et fluorite (échant. 501, tab. 2 et fig. 6). Dans le triangle ACF (fig. 9), l'échantillon correspondant à un niveau de phlogopite minéralisé (échant. 501, $W = 1240$ ppm, $F = 2.02$ %) se place à proximité du point du phlogopite et de l'échantillon représentant les niveaux à

chlorite magnésienne (832 bis).

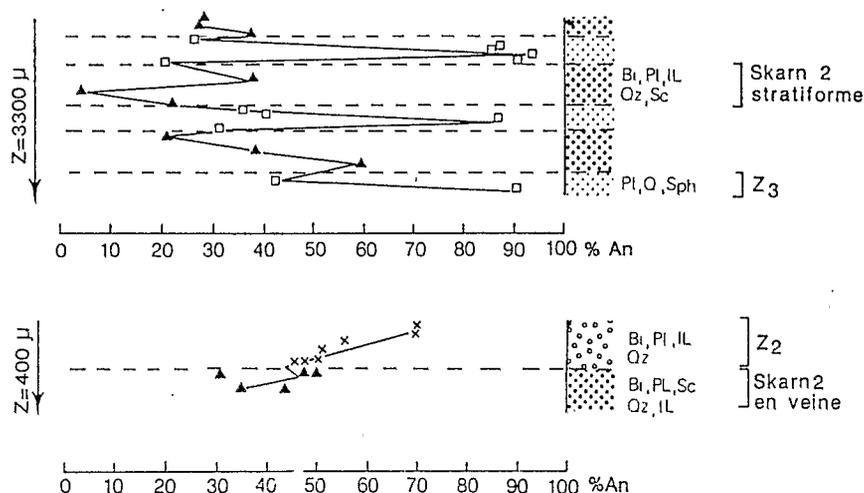


Figure 12 - Evolution de la composition chimique du plagioclase lors de l'infiltration responsable de la formation des skarns 2 (skarns 2 stratiformes en haut et skarns en veine en bas), déterminée au moyen de coupes transversales à la microsonde.

Les transformations minéralogiques caractérisant le développement des skarns 2 sont dues à l'infiltration de solutions hydrothermales apportant en particulier la minéralisation de tungstène ; la réaction de ces fluides avec les niveaux calco-silicatés de la zone Z4 entraîne la précipitation de la scheelite. En ce qui concerne les autres constituants intervenant lors de cette métasomatose d'infiltration, un essai de détermination du bilan chimique des réactions a été effectué à l'aide d'échantillons prélevés par microcarottage dans deux zones adjacentes (828-1 = Z4 et 828-2 = skarn 2 ; fig. 13) et en considérant Al_2O_3 constant. L'apport de tungstène est accompagné par des grains en fluor, Na_2O , MgO et SiO_2 conformément à l'évolution observée dans la chimie des minéraux constitutifs des skarns 2, en particulier les plagioclases. Ces transformations s'accompagneraient d'un départ de fer, calcium et volatils, K_2O demeurant pratiquement immobile.

-Une étude préliminaire d'inclusions fluides montre des températures de dépôt de la minéralisation en scheelite comprises entre 570 et 600°C pour une pression totale de 2 Kb, conditions voisines de celles déterminées pour le métamorphisme de contact. Les fluides associés à la formation des skarns 2 stratiformes apparaissent relativement salés (de 6 à 18 eq. pds % $NaCl$ avec probablement une fraction de $CaCl_2$). La nature "réduite" des skarns stratiformes du Djebel Aouam (EINAUDI et al., 1981) est attestée par la pureté de la scheelite typiquement

non molybdique (HSU, 1977), ainsi que par la présence de minéraux de gangue pauvres en Fe^{3+} tels que pyrrhotite, biotite et ilménite.

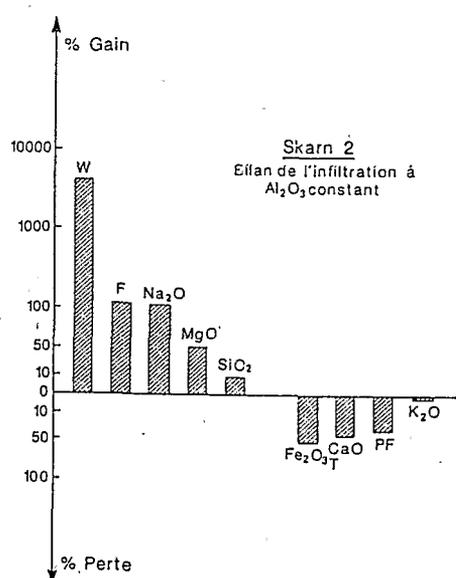


Figure 13 – Bilan chimique à aluminium constant et par rapport à la zone Z4 de la métasomatose d'infiltration à l'origine des skarns 2 stratiformes (828-1 = Z4 ; 828-2 ; skarn 2). Gains et pertes calculés en % poids d'oxydes.

3.3. Altération rétrograde

Après le dépôt de la minéralisation en scheelite au cours de l'épisode de skarn 2, la poursuite du fonctionnement du système géothermique accompagnée d'une baisse des températures des solutions hydrothermales entraînent le développement d'altérations rétrogrades dans les paragenèses formées au cours des épisodes précédents. Ces altérations apparaissent le long de petites fractures développées le plus souvent en bordures des zones métasomatiques ou le long des contacts des skarns 2.

L'altération des cornéennes pélitiques et des bandes calco-silicatées affecte principalement les plagioclases qui sont transformés en assemblages microcristallins de muscovite, préhnite et épidote. L'épidote se développe également aux dépens des clinopyroxènes et des amphiboles. Ces altérations sont également accompagnées par la néoformation d'albite, feldspath-K et quartz.

L'altération des skarns 2 stratiformes, en veines et des niveaux de phlogopite est beaucoup plus intense et se traduit par le développement de veinules provoquant en certains points une altération massive. Quatre types de veines ont été distingués : 1/ veines à quartz-calcite accompagnés de chlorite, épidote, plagioclase ; 2/ veines à préhnite développées le plus souvent dans les niveaux

de phlogopitite ; 3/ veines à quartz-sphène ; 4/ veines à fluorite-calcite. L'altération rétrograde est également accompagnée par le dépôt de minéralisation en scheelite qui pourrait provenir de la remobilisation du tungstène déposé au cours de l'épisode précédent.

4. Conclusions

La composition et la structure rubanée des skarns stratiformes du Djebel Aouam sont la conséquence de la superposition de trois facteurs principaux : 1/ l'hétérogénéité des séries sédimentaires originelles composées d'alternances irrégulières de niveaux et de lits de schistes noirs et de calcaires impurs marno-dolomitiques. 2/ Les effets du métamorphisme de contact entraînant le développement d'une zonation métasomatique par réaction entre lits adjacents et diffusions de cations = skarns 1. L'origine des éléments constituant les différentes zones des skarns 1 est à rechercher dans les séries sédimentaires originelles transformées sans qu'il soit nécessaire de faire appel par exemple à des transferts de calcium sur de longues distances comme cela a été envisagé pour d'autres skarns comparables (SHIMAZAKI, 1982; MARKE DE LUMMEN et VERKAEREN, 1986). 3/ Le dernier facteur est représenté par le mécanisme d'infiltration verticale de solutions minéralisantes hydrothermales le long des plans de stratification redressés et le remplacement de la zone à amphibole-pyroxène constituée lors de l'épisode précédent (= skarns 2 stratiformes). Des structures sécantes (= skarns 2 en veines) résultent de la percolation des fluides hydrothermaux d'une bande de skarn stratiforme à l'autre.

Le développement polyphasé des skarns stratiformes de l'Aouam constitue une caractéristique majeure, reconnue auparavant sur des gisements comparables comme les skarns pyrénéens de Costabonne (GUITARD et LAFFITTE, 1958) ou de Salau (SOLER et FONTEILLES, 1980), le gisement de scheelite de King-Island en Tasmanie (EDWARDS et al., 1956) ainsi que les skarns tungstifères de Mac Tung dans la Cordillère Canadienne (DICK et HODGSON, 1982). Le gisement de tungstène de Sang Dong en Corée présente également de nombreuses analogies avec les skarns stratiformes de l'Aouam et semble également résulter d'une évolution polyphasée (KUN JOO MOON, 1984). Accompagnant le développement polyphasé des skarns stratiformes de l'Aouam, deux mécanismes essentiels ont été mis en évidence : 1/ un métamorphisme initial pratiquement isochimique correspondant au premier épisode ou skarn 1 ; 2/ une métasomatose importante apportant notamment la minéralisation de tungstène et correspondant aux skarns 2. L'étude préliminaire des températures de formation de ce deuxième épisode montre qu'elles se situent dans la gamme des températures mises en évidence lors de l'épisode de métamorphisme de

contact (550-600°C). En outre, le développement des circulations hydrothermales et des phénomènes métasomatiques entraînant la formation des skarns stratiformes de l'Aouam, intervient entre deux épisodes magmatiques, la mise en place des stocks de granite et celle des filons de microtonalite. Le refroidissement ultérieur du système géothermique est caractérisé par le développement d'altérations rétrogrades, les trois phénomènes métamorphisme thermique-métasomatose-altération rétrograde se superposant sur les mêmes échantillons pour former l'assemblage minéralogique complexe que nous observons aujourd'hui.

La zonalité métasomatique mise en évidence à l'Aouam et le contrôle de la minéralisation stratiforme de tungstène par les niveaux carbonatés transformés en zones à amphibole-pyroxène constituent un bon repère pour le calage des travaux de prospection. Une étude structurale détaillée devrait permettre de préciser la disposition géométrique des séries siluriennes et dévoniennes, pièges potentiels des minéralisations de tungstène stratiformes.

Les skarns à scheelite-biotite de l'Aouam qui présentent beaucoup de ressemblances avec les skarns à W-Sn-B de la région d'El Hamman (SONNET, 1981), apparaissent moins fréquents au Maroc que les amas de skarns massifs développés au contact des plutons granitiques, par exemple le skarn à W-Mo d'Azegour dans le Haut-Atlas (PERMINGEAT, 1957). Dans le district du Djebel Aouam, le développement de la minéralisation de tungstène stratiforme de type skarn intervient au début du fonctionnement d'un système paléogéothermique auquel s'associeront par la suite les importantes minéralisations polymétalliques à Pb-Zn-Ag. A ce titre, il pourrait constituer un excellent modèle pour l'étude et le développement des minéralisations hydrothermales marocaines.

Bibliographie

- AGARD J., BALCON J.M. et MORIN Ph. (1958) Etude géologique et métallogénique de la région minéralisée du Djebel Aouam (Maroc Central). Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc, 132, 126 p.
- AGARD J., EMBERGER A. et MOUSSA S. (1980) Les unités métallogéniques du Maroc. Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc, 275, 37-59.
- ALLARY A., LAVENU A. et RIBEYROLLES M. (1976) Etude tectonique microtectonique d'un segment de chaîne hercynienne dans la partie sud-orientale du Maroc Central. Note et Mém. Serv. Géol. Maroc, 261, 169 p.
- ARTHAUD F. et MATTE Ph. (1977) Late paleozoic strike-slip faulting in southern Europe and northern Africa : results of right-lateral shear zone between the Appalachians and the Urals. Geol. Soc. Am. Bull., 88, 1305-1320.
- BARTHOLOME P. (1970) Minerais et skarns dans les auréoles de métamorphisme. Mineral. Deposita, 5, 345-353.

- CHEILLETZ A. (1983a) Le contrôle structural des minéralisations filoniennes en tungstène du Djebel Aouam (Maroc Central) ; application au système filonien Pb-Zn-Ag. C. R. Acad. Sci. Paris, 297, 417-420.
- CHEILLETZ A. (1983b) Les lentilles rubanées stratiformes à scheelite-biotite du Djebel Aouam, Maroc Central. Première description et interprétation. C. R. Acad. Sci. Paris, 297, 581-584.
- CHEILLETZ A. (1984) Caractéristiques géochimiques et thermobarométriques des fluides associés à la scheelite et au quartz des minéralisations de tungstène du Djebel Aouam (Maroc Central). Bull. Minéral., 107, 255-272.
- CHEILLETZ A. (1985) Les minéralisations stratiformes à scheelite-biotite du Djebel Aouam (Maroc Central). Exemple de skarn d'infiltration développé par remplacement de séries sédimentaires gréséo-pélitiques. Bull. Minéral., 108, 367-376.
- CHEILLETZ A. et ZIMMERMANN J.L. (1982) Datations par la méthode K-Ar du complexe intrusif et des minéralisations en tungstène du Djebel Aouam (Maroc Central). C. R. Acad. Sci. Paris, 295, 255-258.
- CHEILLETZ A. et ISNARD P. (1985) Contribution à la prospection des gisements hydrothermaux de tungstène sur l'exemple du district polymétallique W-Pb-Zn-Ag du Djebel Aouam (Maroc Central). Mineral. Deposita, 20, 220-230.
- DICK L.A. et HODGSON C.J. (1982) The Mac Tung W-Cu (Zn) contact metasomatic and related deposits of the Northeastern Canadian Cordillera. Econ. Geol., 77, 845-867.
- EDWARDS A.B., BAKER G. et CALLOW K.J. (1956) Metamorphism and metasomatism at King island scheelite Mine. Geol. Soc. Australia Jour., 3, 55-100.
- EINAUDI M.T., MEINERT L.D. et NEWBERRY R.J. (1981) Skarn deposits. Econ. Geol., 75, 317-391.
- EVANS B.W. (1965) Application of reaction-rate method to the breakdown equilibria of muscovite and muscovite plus quartz, Am. J. Sci., 263, 647-667.
- FONTEILLES M. (1978) Les mécanismes de la métasomatose. Bull. Minéral., 101, 166-194.
- FONTEILLES M. et MACHAIRAS G. (1968) Eléments d'une description pétrographique et métallogénique du gisement de Salau (Ariège). Bull. BRGM, 2, II, 63-85.
- FRANCOIS J.M., REGNAULT S. et CHEILLETZ A. (1986) Mise au point concernant les séries de l'Ordovicien-Silurien-Dévonien inférieur du Djebel Aouam (Maroc Central). Bull. Soc. géol. France, 8, 293-297.
- FRANTZ J.D. et WEISBROD A. (1974) Infiltration metasomatism in the system $K_2O-SiO_2-Al_2O_3-H_2O-HCl$. Carnegie Institution of Washington, 73, 261-271.
- GUITARD G. et LAFFITTE P. (1958) Les calcaires métamorphiques et les skarns du Pic de Costabonne (P.O., France). Mém. Sci. de la Terre, VI, 57-137.
- HSU L.C. (1977) Effects of oxygen and sulfur fugacities on the scheelite-tungstenite and powellite-molybdenite stability relations. Econ. Geol., 68, 681-696.

- KORZHINSKII D.S. (1968) The theory of metasomatic zoning. *Mineral. Deposita*, 3, 222-231.
- KUN JOO MOON (1984) Condition of the Sangdong tungsten skarn formation. *Jour. Korean Inst. Min. Geol.*, 17, 259-272.
- MARCKE DE LUMMEN G. et VERKAEREN J. (1986) Physicochemical study of skarn formation in pelitic rock, Costabonne peak area, eastern Pyrénées, France. *Contrib. Mineral Petrol.*, 93, 77-88.
- PERMINGEAT F. (1957) Le gisement de molybdène, tungstène et cuivre d'Azegour (Maroc). *Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc*, 141, 284 p.
- PHAN K.D. (1969) Skarns et minéralisations associées. *Chron. Mines Rech. min.*, 37, 292-311, 339-362.
- SHIMAZAKI H. (1982) The Sasano hastingsite-bearing copper skarn deposit formed in aluminous sediment, at the Yoshioka Mine, Japon. *Econ. Geol.*, 77, 868-876.
- SOLER P. et FONTEILLES M. (1980) Géologie du gisement de Salau. *Mém. BRGM*, 99, 205-215, 217-229, 231-236.
- SONNET P. (1981) Les skarns à tungstène, étain et bore de la région d'El Hamman (Maroc Central). Thèse Doctorat Sc. Appliquées, Université Catholique de Louvain, 347 p.
- TERMIER H., OWODENKO B. et AGARD J. (1950) Les gîtes d'étain et de tungstène de la région d'Oulmès (Maroc). *Etude géologique, pétrographique et métallogénique. Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc*, 82, 328 p.
- THOMPSON A.B. (1975) Calc-silicate diffusion zones between marble and pelitic schist. *J. Petrol.*, 16, 314-346.
- VIDALE R. (1969) Metasomatism in a chemical gradient and the formation of calc-silicate bands. *Am. J. Sci.*, 267, 857-874.
- ZHARIKOV V.A. (1970) Skarns. *Int. Geol. Rev.*, 12, 541-559, 619-647, 760-775.