

Le skarn à scheelite de Karezas (Annaba, Nord-Est Algérie) : un skarn polycyclique d'âge burdigalien

Djamal-Eddine AISSA*, Christian MARIIGNAC, Alain CHEILLETZ**
et Dominique GASQUET****

* Laboratoire de géologie minière, Institut des Sciences de la Terre,
U.S.T.H.B. BP 32 El Alia 16111 Bab-Ezzouar - Alger

** I.N.P.L. et Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques (CNRS)
BP 20 - 54501 Nancy (France)

Résumé - Le gisement de W-As (Annaba, NE Algérie) est constitué essentiellement par deux corps de skarns stratiformes développés sur des protolithes calciques et magnésiens inclus tectoniquement dans les gneiss. Ces skarns sont polycycliques. Dans le premier cycle (non minéralisant), la phase prograde est caractérisée par le développement de zones à clinopyroxénites, grenatites, plagioclases ; suivie par une phase rétrograde à amphiboles, pyrrhotite ± chalcopyrite et épidotes (ss).

Dans le deuxième cycle (minéralisateur), la phase prograde voit le développement de fluorite et scheelite aux dépens de plagioclases, alors que la phase rétrograde se caractérise principalement par le dépôt de löllingite, de micas riches en F, Li, Rb et d'allanite. Tardivement, de la wolframite et de l'arsénopyrite se développent respectivement aux dépens de la scheelite et de la löllingite. Le géothermomètre basé sur le couple löllingite-arsénopyrite a donné une température de $450 \pm 30^\circ\text{C}$, confirmée par l'estimation microthermométrique qui est de l'ordre de $420 \pm 10^\circ\text{C}$. Les études microthermométriques ont montré l'empreinte de fluides magmatiques porteurs du tungstène, qui bouent et se mélangent avec des fluides métamorphiques réducteurs ($\text{CO}_2\text{-CH}_4\text{-N}_2$), aux alentours de 420°C , à 500 ± 100 bars (soit une profondeur de l'ordre de 2 km).

D'autre part, la datation des micas du dernier cycle par la méthode $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ a donné un âge de $17 \pm 0,1$ Ma; révélant ainsi que le skarn de Karezas est d'âge burdigalien.

Mots clés - Socle métamorphique - Skarn polycyclique - Tungstène - Inclusions fluides- Fluides magmatiques- Fluides de dérivation métamorphique- Datation $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$

The scheelite skarn of Karezas (Annaba, North Eastern Algeria) : a burdigalian polycyclic skarn

Abstract - The Karezas wolfram deposit (Annaba, NE Algeria) consists in two stratabound skarns developed onto calcic and magnesian protoliths tectonically included in gneisses. The skarn development is polycyclic.

The skarns are zoned and exhibit two cycles of «prograde-retrograde» evolution. The first cycle is characterized by prograde development of diopside \pm garnetite and plagioclase zones, followed by a retrograde sulphidization (pyrrhotite + chalcopyrite) with minor actinolite and epidote. The second cycle is characterized by prograde development of fluorite and scheelite (mineralization stage) at the expense of plagioclases, followed by retrograde biotitization (Li-rich biotites) and major löllingite deposition; and latter wolframite, arsenopyrite.

Fluid inclusion studies in quartz, scheelite, fluorite demonstrate that the Wolfram mineralized skarns were formed by boiling of high-salinity magmatic fluids and their mixing with metamorphic-derived C-O-H-N fluids at high temperature (around 420°C) and low pressure (500 \pm 100 bars). A same range of temperature are founded by a mineral geothermometer.

The $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ dating of hydrothermal Li-biotites yielded a 17 Ma (Late Burdigalian) age, i.e., the age of the anatexis event in the Edough massif basement.

Key words - Metamorphic basement - Polycyclic skarn - Tungstène - Fluid inclusion - Magmatic fluids - Metamorphic derived fluid- $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ datation

INTRODUCTION

Parmi les nombreux skarns affleurant dans les massifs cristallins de l'Algérie du Nord, seuls ceux de Karezas (Edough, NE Algérie) présentent un intérêt économique immédiat. En effet, les skarns nord-algériens peuvent-être classés en trois types:

- les skarns pratiquement stériles ou à très pauvre dissémination de minéraux métallifères, qu'ils soient de diffusion ou de réaction; ils constituent la majorité des skarns affleurant dans les massifs cristallins nord-algériens (Aissa, 1984; 1986)
- les skarns ferrifères (EREM, 1969; Aissa, 1985; Henni, 1994) partiellement écrémés n'ont pas d'importance économique, à moins d'y découvrir de l'or qui est souvent associé à certains types de ces skarns.
- les skarns à W, Sn sont principalement liés au magmatisme acide du Miocène. Les skarns du Bouzizi, situés dans la partie centrale du massif de l'Edough (EREM, 1984; Aissa, 1985 et 1996; Aissa *et al.*, 1990; Bouguerra, 1991) ainsi que les skarns de la région de Collo (Bouftouha, 1990) et de Filfila (Bourefis, 1994) ne montrent

que quelques rares disséminations de scheelite ou minéraux stannifères

Dans ce troisième type, seuls les skarns de Karezas (Edough, fig. 1 et 2) présentent un intérêt économique. Karezas, constitue en effet le premier et unique gisement skarnien à W (As, Bi \pm Au) du Nord de l'Algérie. Ce gisement montre, par ailleurs, quelques particularités par rapport aux principaux gisements de skarns connus à travers le monde.

Tout d'abord, ils se présentent en deux niveaux réguliers «stratiformes» et se particularisent par le fait qu'il se soient développés sur des protolithes calciques et magnésiens inclus tectoniquement dans les paragneiss à deux micas.

Ensuite, les skarns se forment généralement en un seul cycle qui représente la succession d'un stade prograde et d'un stade rétrograde (Enaudi *et al.*, 1981). Ceux de Karezas présentent la particularité d'être formés en deux principaux cycles distincts (cycle I et cycle II). Par rapport aux données classiques sur la succession paragenétique et la minéralogie des skarns

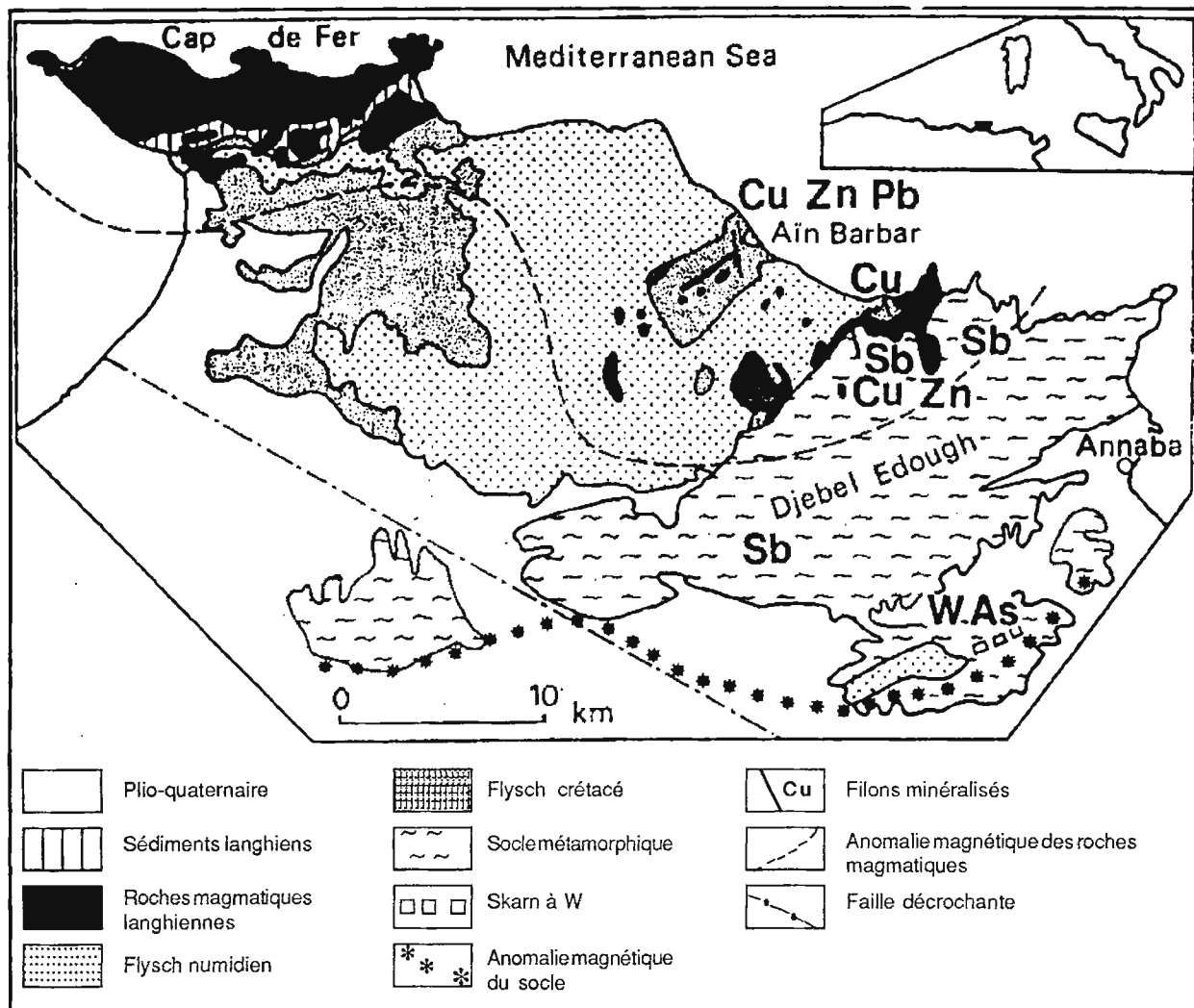


Fig. 1 - Cadre géologique de la région métallifère de l'Edough : le massif Edough-Cap de Fer (Hilly, 1957; Vila, 1980; Marignac, 1985; Aissa, 1985)

Location and regional environment of the Edough ore field : the Edough-Cap de fer massif (adapted from Hilly, 1960; Vila, 1980; Marignac, 1985; Aissa, 1985)

(Enaudi *et al.*, 1981), ceux de Karezas s'individualisent par plusieurs caractéristiques qui seront développées dans cette publication. Ces skarns n'avaient pas fait l'objet d'une étude moderne. Dans le cadre d'un travail plus général sur la métallogénie du socle de l'Edough (Aissa, 1996), de nouvelles données minéralogiques et géochimiques ont été obtenues et les minéralisations en tungstène ont été datées. Les résultats de cette étude font l'objet de cet article.

I - CADRE GEOLOGIQUE

1 - Contexte géologique régional

Le gisement arséno-wolframifère de Karezas est situé sur le flanc sud du massif cristallin de l'Edough qui constitue un antiforme d'orientation approximative N60° (Bossière *et al.*, 1976) (fig.1). Ce massif est constitué essentiellement par un socle métamorphique polycyclique recouvert par une couverture tectonique méso-cénozoïque et recoupé par des roches magma-

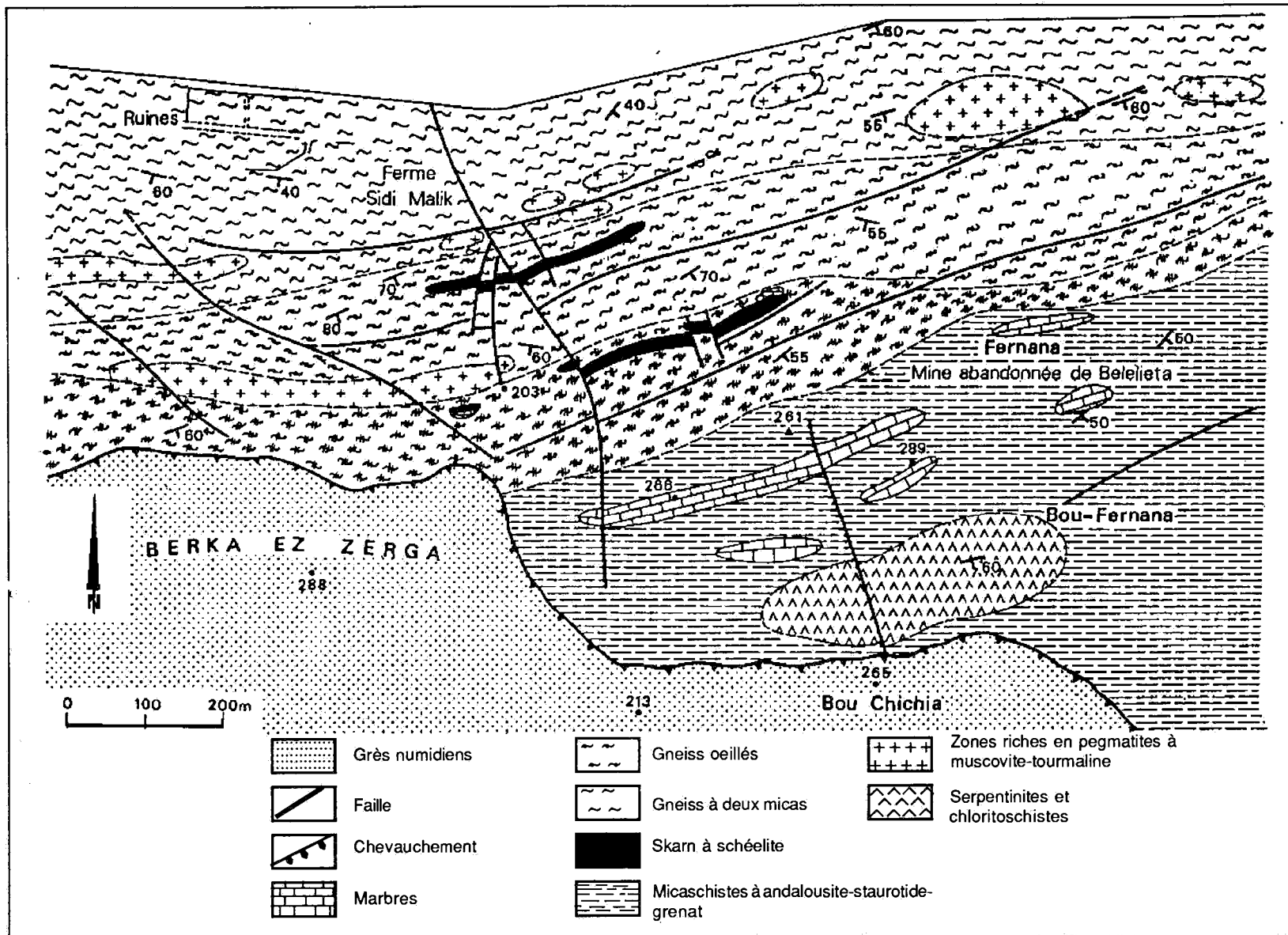


Fig. 2 - Carte géologique du skarn à scheelite de Karezas (EREM, 1969; Aissa, 1985; 1996)
Geological setting of mineralization in the Karezas scheelite deposit (EREM, 1969; Aissa, 1985; 1996)

tiques diverses : métaleucogranites et metabasites anté-alpins; leucogranites peralumineux burdigaliens; microgranites subcalcalins langhiens et rhyolites peralumineuses langhiennes. (Marignac et Zimmerman, 1983; Aissa, 1984; 1985; Aissa *et al.*, 1995; Aissa, 1996). Le socle métamorphique polycyclique comprend des gneiss monotones métagrauwackeux et leur «couverture» : série des marbres, métapélites, amphibolites, et grenatites qui forment des «pincées» synclinales dans les gneiss (tectonique D2); surmontés tectoniquement d'une série gréso-pélitique (Aissa 1984- 1996; Aissa *et al.*, 1990-1995).

2 - Présentation et situation du gisement

Le gisement de Karezas est situé à 12 km au Sud-Est de la ville d'Annaba, sur le versant nord-ouest du massif de Béléliéta (fig.2).

Ce gisement a été initialement exploité en 1928 pour l'arsenic (löllingite) par la société des mines de Karezas, et ce n'est que vers l'été 1942 que de la scheelite fut découverte accidentellement. C'est ainsi que la Compagnie Péchiney acheta la concession pour l'exploitation du tungstène, qui n'a débuté qu'en 1949. Les techniques d'enrichissement du minerai de l'époque ne permettaient de récupérer que 30% du tungstène. C'est la raison pour laquelle l'exploitation fut arrêtée en 1953, après extraction de 25 000 tonnes de minerai à 0,97% de WO₃.

Le gisement de Karezas (Caillère et Kraut, 1947; EREM, 1969; Aissa, 1985; Bouguerra, 1991; Marignac *et al.*, 1991; Aissa *et al.*, 1995; Aissa, 1996) est constitué par deux corps minéralisés légèrement arqués en plan, grossièrement parallèles, d'orientation moyenne NE-SW, de pendage 60° à 80° Sud (fig 2) adoptant ainsi une allure «stratiforme» dans les roches encaissantes. Comme on le verra plus loin, ce sont des intercalations de nature tectonique à marbres ±

amphibolites et pyroxénites ± granulites à grenat dans des gneiss ocellés monotones qui se sont transformées en skarns. Seul le corps minéralisé (le plus septentrional, le plus bas dans la série) pourrait être économiquement intéressant, les teneurs variant de 0,7 à 1,5% WO₃. Le corps méridional, plus réduit, est très pauvre en minéralisation (Fig 2).

Le premier corps minéralisé est suivi en direction sur environ 700 m; en profondeur sur ~135 m; avec des puissances variant de 1 à 4 m. Ses épontes sont souvent durcies, et parsemées de micas jaunes-verdâtres à jaunes-rosâtres. Au niveau de la carrière, le mur est jalonné par une zone d'altération à kaolinite et des lits millimétriques de biotite, hématite, limonite. Les failles NE-SW, longeant le corps minéralisé, sont silicifiées et tourmalinisées. Les failles N-S le décalent.

3 - Contexte géologique local

Trois types principaux de roches affleurent dans la proximité Karezas: (fig. 2 et 3).

3.1 Les roches métamorphiques

Elles sont regroupées sous le vocable «série de Karezas» (Aissa, 1996). On y rencontre essentiellement des gneiss fins leucocrates à muscovite et tourmaline, des gneiss ocellés, des gneiss à deux micas, des niveaux de quartzites, des cipolins, des amphibolites et des pyroxénites.

Les roches gneissiques montrent souvent des anomalies en Sn, W, F, B, Rb, Li d'origine hydrothermale qui sont interprétées comme des halos de dispersion liés à l'évolution tardive magmatique des leucogranites peralumineux du Burdigalien supérieur (Aissa, 1996). Ces roches ont subi en outre une kaolinisation importante le long de failles importantes.

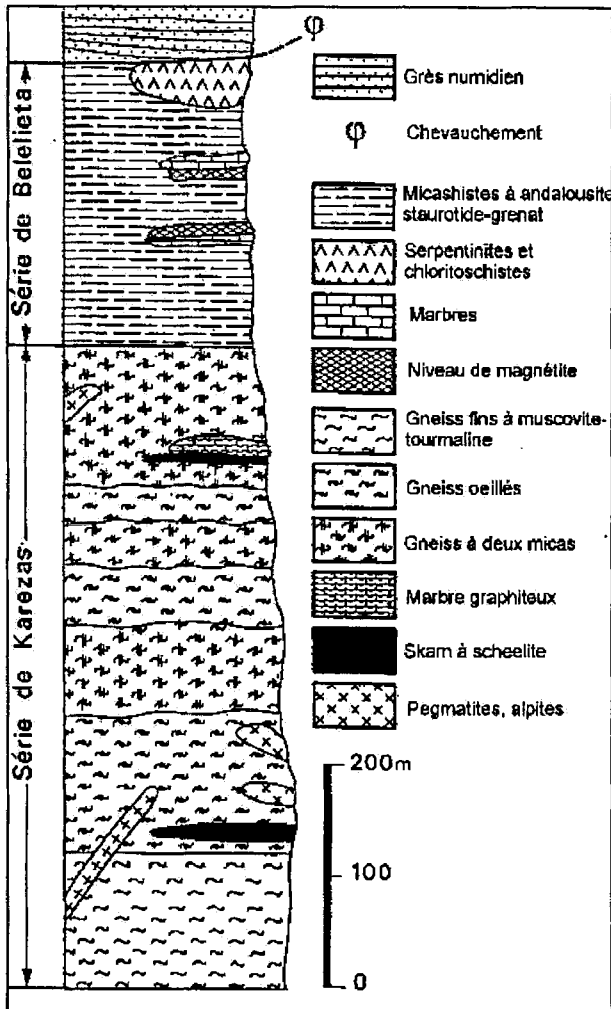


Fig. 3 - Colonne lithologique du secteur Karezas-Belelieta
Lithologic log of Karezas-Belelieta area

Les Cipolins, amphibolites, pyroxénites ± grenatites se présentent en niveaux ± lenticulaires inclus dans les gneiss à deux micas, mais aussi dans les gneiss ocellés.

Compte-tenu des connaissances acquises dans le Nord de l'Edough (Aïssa, 1996; Aïssa *et al.*, 1995b) on peut interpréter ces niveaux comme résultant de la tectonique D2 : plis synschisteux, contemporains d'un métamorphisme barrovien M2, qui invaginent le complexe des marbres (marbres, amphibolites, pyroxénites, grenatites) dans les gneiss.

3.2 - Les grès numidiens (la nappe de flyschs numidiens)

Ils sont constitués essentiellement par l'alternance de bancs métriques de grès silicifiés et de minces niveaux argileux, ce qui leur confère la valeur d'une couverture imperméable (Hilly, 1957; Marignac, 1985). La puissance initiale de cet ensemble varie de 1000 à 1500 m. La nappe numidienne s'est mise en place sur le socle de l'Edough à la faveur de la tectonique distensive fini-burdigalienne (tectonique D3) (Marignac, 1985; Aïssa *et al.*, 1990; Aïssa *et al.*, 1995b).

3.3 - Les roches magmatiques

Elles sont des aplites, des leucogranites et des pegmatites. Les aplites se présentent souvent en niveaux lenticulaires de puissance variable (quelques décimètres à quelques mètres) au sein des gneiss fins et gneiss ocellés et moins fréquemment en filons centimétriques à métriques, légèrement à franchement sécants sur la foliation des roches métamorphiques.

Des corps leucocrates affleurent surtout à l'Est du secteur. Là, les gneiss ocellés sont injectés par des petits corps leucocrates déformés le long de failles ductiles à sillimanite (cisaillements à mouvement NW). Il s'agit de roches blanchâtres où aucune foliation n'est perceptible à l'œil nu. Elles sont constituées par du quartz, des feldspaths (plagioclases, orthose, microcline), de la muscovite, de la tourmaline zonée et de faibles proportions d'apatite, zircon et grenat. Rarement, de la sillimanite se développe sur la biotite. Les analyses à la fluorescence X, sur roche totale, révèlent des teneurs de 11 à 30 ppm de W (Aïssa, 1985; Bouguerra, 1991).

Les pegmatites affleurent sous forme de corps lenticulaires, parfois longeant la limite entre deux faciès, ou situés à proximité de grands accidents tectoniques (fig.2); elles forment des essaims plus ou moins bien délimités. Elles sont post-cisaillements ductiles. On distingue plusieurs types de pegmatites:

(i) - pegmatite à tourmaline, feldspaths dominants, muscovite, rare quartz;

(ii) - pegmatite à grandes muscovites (3 cm) et quartz;

(iii) - pegmatite à feldspaths géants (1-7 cm) et petites muscovites ne contenant ni tourmaline, ni quartz visible.

3.4 - Aperçu tectonique

Dans le secteur de Karezas (fig. 1 et 2), les séries métamorphiques sont orientées N50-120°E avec un pendage de 40-85° SE. Elles présentent les déformations reconnues ailleurs dans l'Edough, mais avec une intensité curieusement plus faible. Néanmoins, la phase tectonique D₃ avec ses structures C/S caractéristiques, (Aissa *et al.*, 1990, 1995b; Aissa, 1996) est systématiquement présente. Il est intéressant de noter que les aplites et les corps leucocrates sont affectés cette phase. Ils pourraient donc être équivalents des leucosomes syn-tectoniques décrits dans le Nord de l'Edough (Aissa, 1985; Aissa *et al.*, 1990, 1995b).

II - PRESENTATION DES SKARNS

La difficulté de l'étude du gisement de Karezas réside dans la rareté d'affleurements des skarns, et encore plus des protolithes. Ils ne sont pratiquement pas affleurants et les anciens travaux miniers partiellement effondrés ne sont pas accessibles. Ceci nous a obligé à reconstituer l'organisation spatiale des skarns à partir du puzzle constitué par les échantillons recueillis sur des haldes, et les observations fragmentaires des affleurements naturels ou artificiels. La reconstitution de ce puzzle a permis de mettre en évidence deux cycles distincts de skarnification-minéralisation; un cycle représentant une succession d'un stade prograde et d'un stade rétrograde au sens de M. T. Einaudi *et al.*, (1981). Ces deux cycles se sont développés sur des protolithes

analogues aux séries à marbres-amphibolites ± grenatites du Nord du massif (Aissa, 1996).

Le premier cycle (cycle I) (fig.4 et 5) a vu le développement d'un skarn zoné prograde caractérisé par le développement de zones à diopsidites, grenatites, plagioclasites; suivi par une phase rétrograde à pyrrhotite, chalcopyrite ± cubanite; et actinote, épidote subordonnées.

Le deuxième cycle (cycle II), oblitérant une partie du skarn précédent, présente un caractère fissural, franchement sécant sur le skarn du cycle I. Dans ce deuxième cycle (fig.4 et 5), la phase prograde voit le développement de fluorite et scheelite aux dépens de plagioclasites, et la phase rétrograde se caractérise principalement par le dépôt de löllingite, de micas riches en lithium et d'allanite, suivi par un dernier stade d'altération hydrothermale qui voit la transformation partielle de scheelite en wolframite et de löllingite en arsénopyrite, ainsi que le dépôt de bismuth natif, bismuthinite, tétradymite dans des microfractures de la löllingite ou dans la zone de transformation löllingite-arsénopyrite.

L'or natif n'a été que très rarement observé dans des microfractures de l'arsénopyrite et löllingite ainsi que dans la zone de transformation löllingite-arsénopyrite. Il importe de souligner que dans un échantillon donné, les deux cycles avec leurs différents stades sont différemment représentés. Il existe des échantillons où pratiquement seul l'un des deux cycles (I ou II) est représenté; et des échantillons où les deux cycles sont représentés, avec prépondérance d'un cycle sur l'autre, selon la position spatiale hypothétique de l'échantillon. En tenant compte de ces particularités et des observations réalisées sur les rares affleurements en place, il est possible de proposer une reconstitution synthétique de l'organisation spatiale des skarns, avec au toit les cipolins et une prédominance du skarn I à clinopyroxénite, et au mur les gneiss ocellés avec prédominance du skarn II surimposé aux plagioclasites

du skarn I (fig.4 et 5). Nos descriptions seront par conséquent effectuées dans cet ordre.

III - PETROGRAPHIE ET MINERALOGIE DES SKARNS

1 - Les formations du cycle I

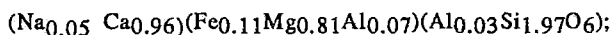
a - Les cipolins (Echantillon type EDG 53)

Dans les cipolins (situés au contact du skarn) on rencontre de grands cristaux granoblastiques de calcite, largement dominants, dans lesquels sont dispersés :

- du phlogopite (micas "S"), dessinant une ancienne schistosité (cf infra); leur composition est relativement variable

- muscovite en lamelles et prismes ;

- clinopyroxènes en petits prismes \pm corrodés, de formule moyenne :



- granules de grenat;

- apatite;

- plagioclases à 88-96% d'anorthite;

- forstérite en rares petits cristaux;

- amphiboles de la variété Fe-actinote-hornblende;

- clinozoisite et talc dans des microgéodes;

- rares grains de quartz.

b - Les clinopyroxénites

La clinopyroxénite commune est formée essentiellement de grands cristaux subautomorphes de clinopyroxène et de hornblende qui se développent sur ces derniers. Les clinopyroxènes appartiennent à la variété salite-ferrosalite, pauvres en Na, sans zonation notable de la composition.

De rares clinopyroxènes corrodés, et des phlogopites (micas "S") sont conservés en reliques dans la clinopyroxénite massive; de très rares grains de scheelite sont associés au clinopyroxène.

Une variété de hornblende se développe dans le clinopyroxène. Postérieurement à la cristallisation des clinopyroxènes, une paragenèse à grenats s'installe à la faveur de microfissures et de corrosion des pyroxènes antécédents. Cependant, des clinopyroxènes automorphes s'observent au contact des plages à grenats; leurs compositions sont pratiquement les mêmes. Les grenats sont de type calcique, anisotropes, avec des macles en secteur. Ils sont accompagnés de plagioclases dont la cristallisation est légèrement postérieure et qui forment également un réseau autonome de microfissures dans la clinopyroxénite. De rares cristaux de pyrrhotite et de très rares cristaux de fluorite sont les dernières phases à s'exprimer dans la clinopyroxénite massive. On rencontre par ailleurs des géodes remarquables dans lesquelles précipitent des plagioclases automorphes et zonés, de belles gerbes d'amphiboles vertes actinolitiques, des prismes d'épidote zonée et des phyllites fibreuses (chlorite ?), le tout noyé dans de la calcite.

c - Les grenatites et les amphibolites

-Les Grenatites

(Echantillons types : EDG 59B, EDG63)

Les grenats se présentent sous deux formes:

- en veinules centimétriques de grenatites rougeâtres recoupant la clinopyroxénite grenue. Il s'agit de grenats calciques, biréfringents en lame mince;

- en plages compactes, où les grenats sont nettement zonés, avec un coeur isotrope, fortement corrodé, suivi de la cristallisation d'un grenat biréfringent analogue à celui des veinules. Des plages arrondies de clinopyroxénite sont parfois présentes au sein des ces grenatites. Le

LE SKARN À SCHEELITE DE KAREZAS (ANNABA, NORD-EST ALGÉRIE) : UN SKARN POLYCYCLIQUE D'ÂGE BURDIGALIEN

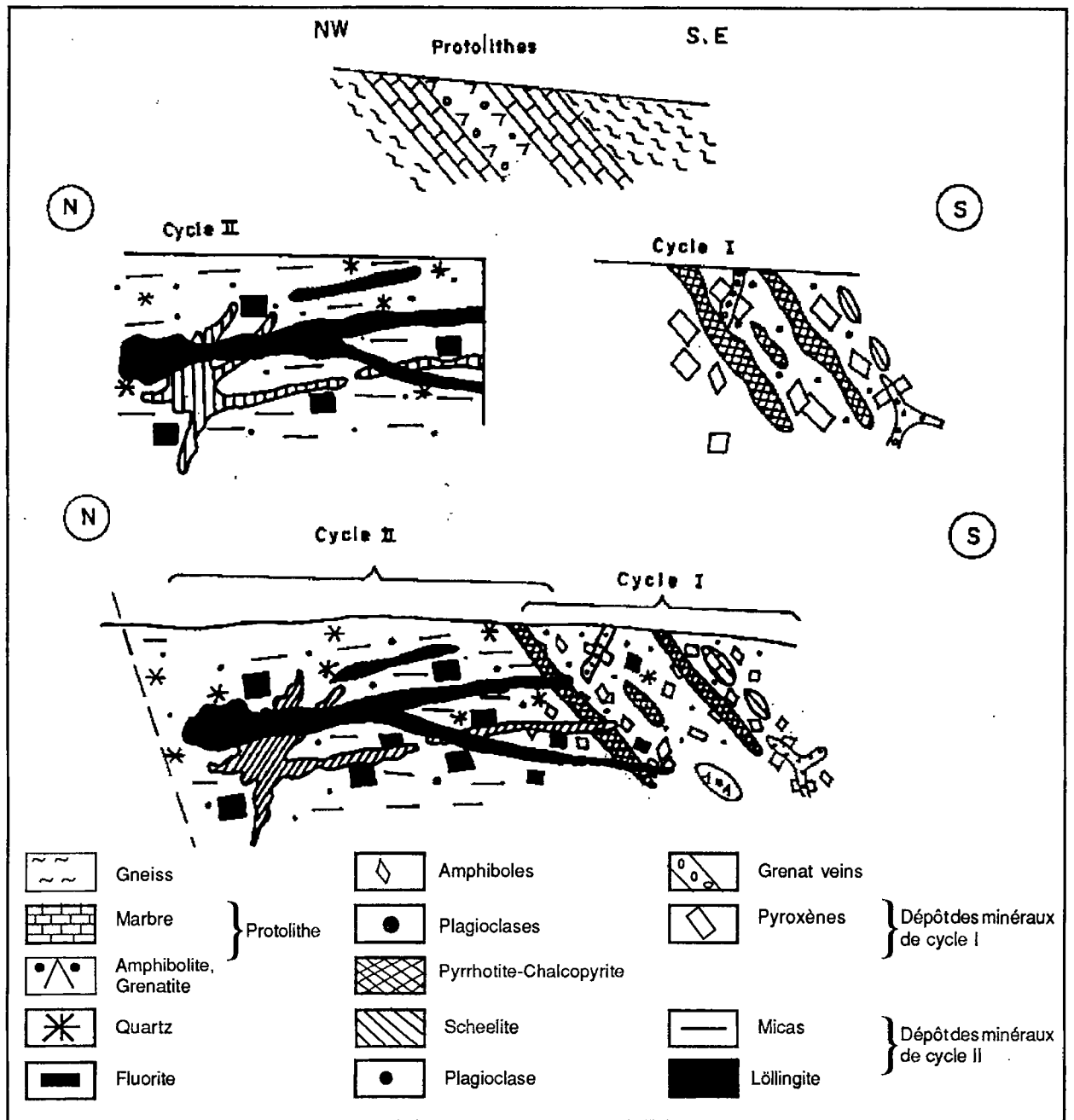


Fig. 4 - Reconstitution de l'évolution des deux cycles du skarn de Karezas
Reconstructed evolution of the two cycles of Karezas skarn.

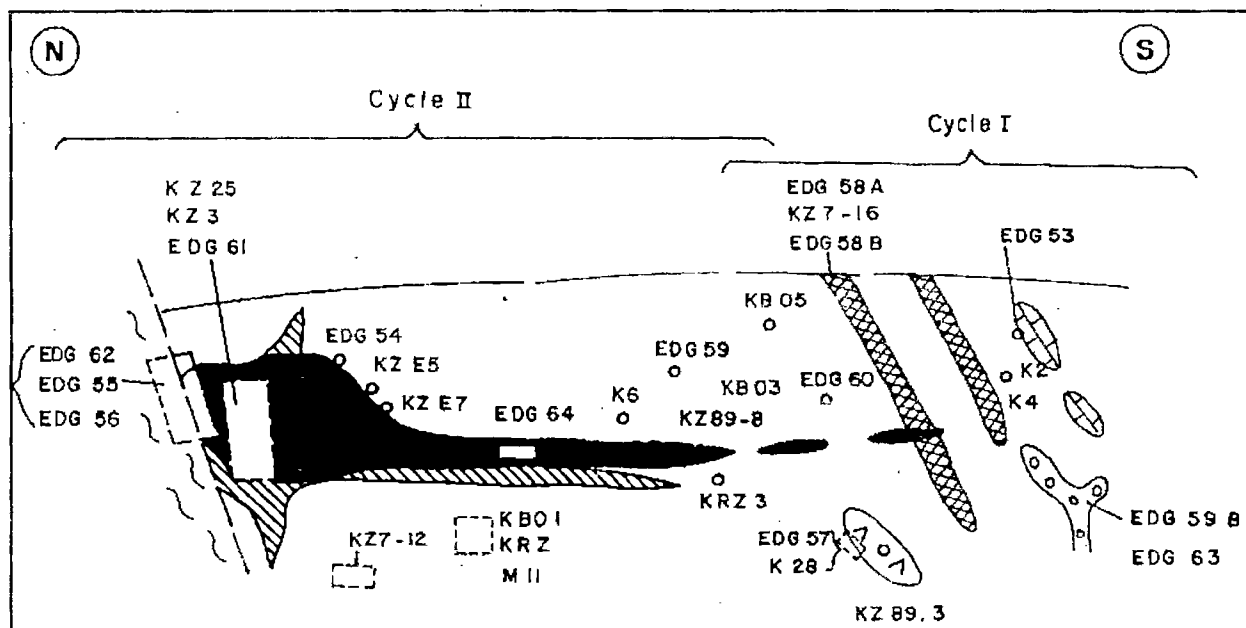
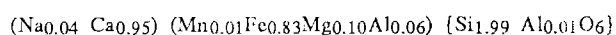


Fig. 5 - Position des principaux échantillons du skarn de Karezas

Situation of most typical studied samples of Karezas skarn

clinopyroxène se distingue de celui des clinopyroxénites massives précédentes par une teneur significativement plus élevée en sodium, correspondant à l'introduction d'une faible fraction molaire de jadéite dans le réseau :



Postérieurement au grenat, on note un faible dépôt de feldspath potassique (90,9% Or) et de plagioclases acides colmatant les grenats.

L'étude à la microsonde électronique de la zonation des grenats des grenatites massives montre que les coeurs isotropes appartiennent à la solution solide grossulaire-almandin, avec une composante significative en pyrope. La composition des cortex correspond à un saut de composition vers la série grossulaire-andradite (fig. 6). Ce cortex biréfringent est lui-même zoné :

- un liséré brillant de grenat plus titanifère enveloppe systématiquement le coeur corrodé;
- il passe progressivement (par diminution de la teneur en titane) à un ensemble de zones concen-

triques alternativement claires et légèrement sombres, correspondant à des fluctuations du rapport $\text{Fe}^{3+} / \text{Al} + \text{Fe}^{3+}$; cependant, à l'échelle du cristal, la teneur en andradite augmente systématiquement vers la périphérie.

Ces caractéristiques s'interprètent comme le résultat d'une augmentation significative de la fugacité en oxygène lors de la phase de cristallisation des grenats calciques.

Interprétation

Par leur composition et leur association avec des clinopyroxènes plus sodiques et aluminés que les clinopyroxènes "normaux" du skarn I, les grenats isotropes (qui constituent une phase précoce) évoquent les grenats des reliques éclogitiques et granulitiques dans les metabasites du Nord de l'Edough (Aissa, 1996). On peut donc penser que les masses de grenatites "à coeur isotrope" et les clinopyroxénites associées, représentent des reliques de telles roches au sein du skarn, qui aurait donc comporté des metabasites dans ses protolithes.

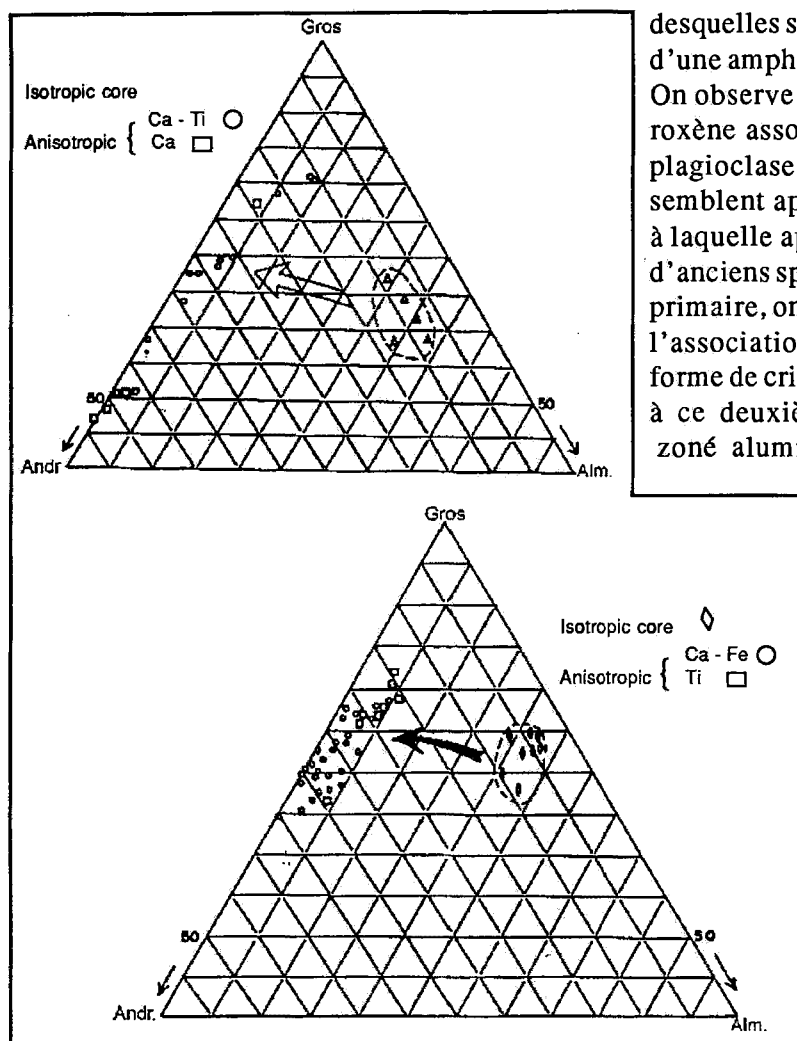


Fig. 6 - Composition des grenats de Karezas montrant un coeur isotrope et un cortex birefringent

Composition of Karezas garnet showing an Isotropic core and anisotropic rim

- Les Amphibolites

(Echantillons types : EDG57, KZ8)

Il s'agit de roches grenues à aspect d'amphibolites granoblastiques, que nous pensons être les "diorites" décrites dans le gisement par S. Caillère et F. Kraut (1947).

L'amphibole se présente sous forme de grandes plages xénomorphes de ferro-pargasite (amphibole 1) à la périphérie et à l'intérieur

desquelles se développent des plages irrégulières d'une amphibole plus édénitique (amphibole 2). On observe aussi de grandes plages de clinopyroxène associées à une première génération de plagioclase (An 47), et du grenat. Ces minéraux semblent appartenir à une paragenèse primaire à laquelle appartiennent aussi du microcline et d'anciens sphènes. Surimposée à cet assemblage primaire, on trouve une deuxième génération de l'association clinopyroxène-plagioclase, sous forme de cristaux ± automorphes. En association à ce deuxième épisode se dépose un sphène zoné alumineux et fluoré, où l'on observe une relation linéaire Al-F. La zonation est marquée par l'augmentation du contenu en Al et F vers la périphérie. Ce sphène est stannifère; les analyses à la MSE ont mis en évidence les teneurs suivantes en % poids : Sn (0,1 à 0,5%); Ta (0,6 - 0,8); Eu (~0,02%); Er (0,01); et Ce (0,01). Localement, on note le développement tardif de microcavités à plagioclase, adulaire, calcite, épidote, chlorite.

Interprétation

L'association primaire ressemble aux amphibolites granoblastiques développées aux dépens d'une association précoce à clinopyroxène-grenat que l'on trouve dans la région d'El Bir, au Nord de l'Edough (Aissa, 1996). La composition des amphiboles 1 et 2, notamment, correspond à celle des amphiboles développées dans les conditions du métamorphisme granulitique M1 (Aissa et al., 1995; Aissa, 1996). Il semble donc que l'on assiste ici au développement d'associations de type "skarn" aux dépens d'un protolithe constitué par une metabasite analogue à celles du Nord de l'Edough. Cette observation vient renforcer la conclusion que l'on pouvait tirer de l'observation des grenatites du paragraphe précédent.

d - Les Clinopyroxénites à plagioclases et stade à sulfures

- Les Clinopyroxénites à plagioclases (Echantillons types : KB03, KB05, K9, KRZ)

Elles sont caractérisées par le développement de cristaux centimétriques de clinopyroxènes, plagioclases et sphènes.

La roche se décrit schématiquement par des bandes à clinopyroxènes-plagioclases, sur lesquelles se développent des microskarns. Le cycle I voit d'abord la précipitation de cristaux centimétriques et poecilites de clinopyroxènes, subissant plus tard des régénérations; et des plagioclases, en cristaux normaux, puis en grands cristaux zonés.

Des grenats se déposent entre l'intervalle clinopyroxènes-plagioclases géants (cm), et subissent des dissolutions et remaniements postérieurs. De l'amphibole verte poussé sur ce grenat.

Ensuite, précipite une deuxième génération de sphène qui montre un développement spectaculaire en cristaux géants et fibroradiés.

A la fin de ce cycle I on note un faible développement de sulfures (pyrrhotite, chalcopirite) cimentant souvent des cavités à plagioclases (Pl. I. 1).

Le cycle II du skarn débute par un faible dépôt de plagioclase, puis de feldspath potassique. De la scheelite en cristaux disséminés dans la matrice semble liée à la fluorite qui prend ici aussi un développement important.

Le quartz semble lié au dépôt de la löllingite, qui commence à prendre de l'ampleur tandis que le mica rose amorce une timide apparition. Enfin, des phyllites et de la sidérite marquent la fin du cycle II. On trouve en outre des reliques de clinozoisite, calcite et chlorite.

- Les Clinopyroxénites à biotite (Echantillons types : EDG59, K6)

Il s'agit des roches verdâtres du même type que les précédentes, mais caractérisées par la présence d'une foliation relique (micas "S"), qui est visible à l'oeil nu, et qui montre de fines imprégnations de pyrrhotite. La principale différence avec les types précédents, en dehors du fait que les plagioclases du cycle I sont plus acides (An40), est le grand développement du cycle II (fig 7). Celui-ci est notamment marqué par l'abondance des veinules minéralisées, dont

Existence d'une ancienne foliation relique visible sur l'éch. macroscopique	Cycle I		Cycle II	
Pyroxène	—			
Plagioclases	—	40%	20-25%	
Apatite, Sphène	—		—	
Amphibole				
Pyrrhotite		—	veines	
Fluorite			—	—
Orthose			—	
Scheelite			—	
Micas				Plages Prismes
Quartz			—	—
Löllingite				—
Calcite				—
Chlorite				—

Fig. 7 - Succession chronologique dans les pyroxénites à biotite (Echant. types EDG 59, K6)

Paragenetic succession in biotite pyroxenites (typical samples EDG 59, K6)

les intersections permettent une chronologie fine. La scheelite, assez bien développée, surtout dans la matrice, semble liée à la fluorite. La löllingite semble liée aux micas roses qui cristallisent vers la fin du cycle II. Par la suite, l'ensemble est envahi par une biotite brun-vert, corrodant la löllingite et la fluorite. Enfin, de la calcite et de la chlorite marquent la fin de ce cycle II. Les micas "S" (représentant la foliation relique) sont fortement zonés. Étudiée au MEB, cette zonation apparaît comme relevant d'un processus de diffusion, le coeur, à composition de phlogopite riche en Na, comme celui des cipolins évoluant progressivement vers une composition plus ferrifère et dépourvue de sodium, également moins alumineuse (Aissa, 1996). Cette composition est aussi celle des biotites de la matrice, et des micas des veines

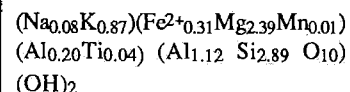
à scheelite où les micas verts tardifs ont des compositions comparables, encore plus évoluées vers des compositions ferrifères appauvries en Al.

Il semble clair que les phlogopites "S" ont été partiellement rééquilibrés lors de la circulation des fluides responsables de la biotitisation du cycle II.

- Clinopyroxénite fine à pyrrhotite
(Echantillons types : EDG60, M6)

Macroscopiquement, c'est une roche de couleur gris-verdâtre à verdâtre, imprégnée de pyrrhotite ± chalcopyrite qui montre localement des alignements d'anciennes phlogopites évoquant une ancienne schistosité ou foliation. Microscopiquement,

la roche est une pyriclasite (clinopyroxénite à plagioclase) à grain fin, où se différencient des bandes parallèles en fonction de la plus ou moins grande abondance en plagioclase. Une particularité remarquable est la présence de reliques de phlogopites "S" hérités du cipolin, conservant la direction de la schistosité ancienne parallèle au rubanement grossier de la roche. Ces phlogopites sont généralement inclus dans les cristaux de clinopyroxène. Ce phlogopite "S" retient la composition très magnésienne qui est la sienne dans les cipolins :



L'évolution générale de la roche peut se résumer comme suit (fig.8).

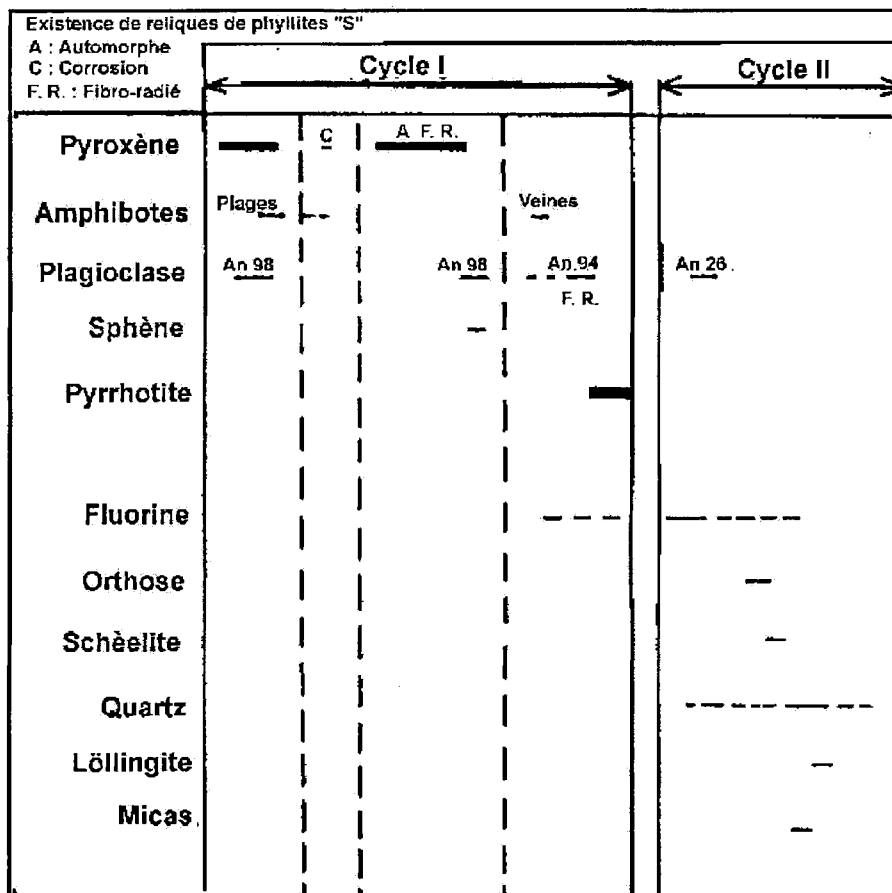


Fig. 8 - Succession chronologique dans les pyroxénites fines à pyrrhotite (EDG60, M3, M6)

Paragenetic succession in pyrrhotite pyroxenites (EDG60, M3, M6)

Le rubanement semble primaire, mais la première association à clinopyroxène-plagioclase calcique (An98) est remaniée pour donner lieu à des cristallisations fibro-radiées des deux espèces. Du sphène automorphe accompagne la deuxième génération de plagioclases.

Accompagnant la cristallisation d'amphibole et de plagioclase fibro-radié (An94) dans des veines et des micro-cavités de dissolution, de l'amphibole verte actinolitique corrode les clinopyroxènes. Parmi ces plagioclases, le MEB a mis en évidence un type à structure filamenteuse dans l'échantillon EDG60. Des lits ± discontinus de pyrrhotite (± chalcopryrite) semblent liés à la fin de cristallisation des amphiboles. Ces sulfures corrodent et cimentent les clinopyroxènes. Cette suite d'évènements est typique du cycle I. Le cycle II, qui est modérément développé, voit le dépôt de fluorite colmater des microgéodes à clinopyroxène recristallisé et la précipitation d'un plagioclase à 26% d'anorthite, d'un peu de feldspath potassique, de rares cristaux de scheelite, beaucoup de quartz, quelques prismes de micas roses et des cristaux de löllingite.

- Clinopyroxénites à rubans de sulfures (Echantillons types : KZ7-16; EDG58A)

Ces clinopyroxénites sont des roches vert-sombre où la pyrrhotite et la chalcopryrite se présentent en rubanements parallèles dont l'épaisseur varie de 1 à 8 mm.

L'évolution paragenétique dans ces clinopyroxénites (fig.9) se résume comme suit :

- la skarnification débute par de grandes plages de clinopyroxène accompagnées par des plagioclases calciques;

- après corrosion partielle et remaniement des minéraux précédents, un deuxième stade à clinopyroxène et plagioclases fibro-radiés se développe;

- vient ensuite une importante précipitation de pyrrhotite (renfermant exceptionnellement des flammes de pentlandite) en lits et rubans ± parallèles, remaniant les minéraux antérieurs ; ces rubans peuvent localement affecter une morphologie microplissée, suggérant que la minéralisation sulfurée pourrait-étre syn D3 (Pl. I. 1). De la chalcopryrite, en plages et veinules, est franchement postérieure à la pyrrhotite. La croissance d'une amphibole verte aux dépens des clinopyroxènes lui paraît associée. La chalcopryrite elle-même renferme localement de la cubanite sous forme d'un micro-réseau réticulaire où le MEB met en évidence deux phases minérales non-identifiées. Cette succession est caractéristique du cycle I. Le cycle II est très peu développé dans ces roches. Il débute par un

	F. R. : Fibro-radié + : Corrosion		Cycle I				Cycle II	
Pyroxène	- - - +	F.R.		+ - - -				
Plagioclases	- - -	F.R.		- - -		- - -	F.R.	
Amphiboles			- - -	- - -				
Pyrrhotite					- - -			
Chalcopryrite					- - -			
Fluorite						- - -	- - -	
Orthose							- - -	
Schéelite							- - -	
Löllingite							- - -	
Quartz							- - -	

Fig. 9 - Succession chronologique dans les clinopyroxénites à rubans de sulfures

Paragenetic succession in layered sulfides from clinopyroxenites

dépôt de fluorite et des remaniements de plagioclase. Puis, précipitent des plagioclases fibroradiés, tandis que la fluorite continue de se déposer avec du feldspath potassique très subordonné et rares grains de scheelite. Le stade suivant implique le dépôt de quartz et de rares cristaux de löllingite.

On trouve enfin des microgéodes à clinzoisite et calcite.

Minéralogie

Les clinopyroxènes ont des compositions qui varient entre le pôle hédenbergite et la ferrosalite (fig10). Les clinopyroxènes primaires sont homogènes. En revanche, les clinopyroxènes associés aux rubans de pyrrhotite montrent, examinés au M.E.B., une zonation complexe avec des dissolutions et recristallisations irrégulières. Les amphiboles sont calciques et proches de la ferro-actinolite

e - Clinopyroxénites non affectées par le cycle II

Il s'agit de clinopyroxénites à texture granoblastique où on ne rencontre pratiquement aucun

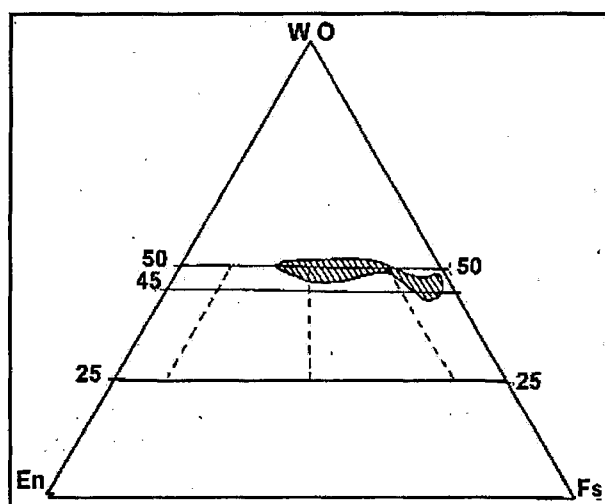


Fig. 10 - Composition des clinopyroxènes de Karezas

Ternary diagram for the pyroxene composition from Karezas skarn

indice de circulation hydrothermale du cycle II.

Ces roches sont constituées essentiellement par de grandes plages de clinopyroxènes, des amphiboles subordonnées et de rares plagioclases calciques. De rares grains de clinzoisite, calcite et quartz sont également rencontrés (Echantillon K2)

2. Les formations du cycle II

a - Les plagioclasites altérées

Les plagioclasites ne sont pratiquement jamais "saines", mais montrent au contraire un développement plus ou moins marqué du cycle II, selon des modalités variables :

- type échantillon KBO5 : fond plagioclasique (cycle I) sur lequel se développent des cavités de dissolution à fluorite et scheelite;

- type échantillons KZ25, EDG54, EDG46 : sur la plagioclasite précoce (plagioclase An60) se surimposent dans un premier temps fluorite, feldspath potassique et scheelite plus ou moins abondante. La fluorite continuant apparemment à se déposer, on observe ensuite le développement d'un stade à micas roses, quartz, löllingite, allanite automorphe et zonée (Pl.I. 1). Une ambiguïté demeure quant à la position exacte de l'apatite; les critères manquent en effet pour dire si elle fait partie du stade à scheelite ou du stade à löllingite.

L'allanite peut être abondante (Ech.EDG54); elle semble approximativement contemporaine de la löllingite :

- type échantillon KB01: Cet échantillon se distingue par une phase tardive à calcite qui blinde la löllingite, par la rareté de la fluorite et par l'importance des phénomènes de silicification avec deux générations de quartz et de löllingite: une löllingite précoce (Lö1) est corrodée par les inclusions fluides et solides (Q1). Une löllingite

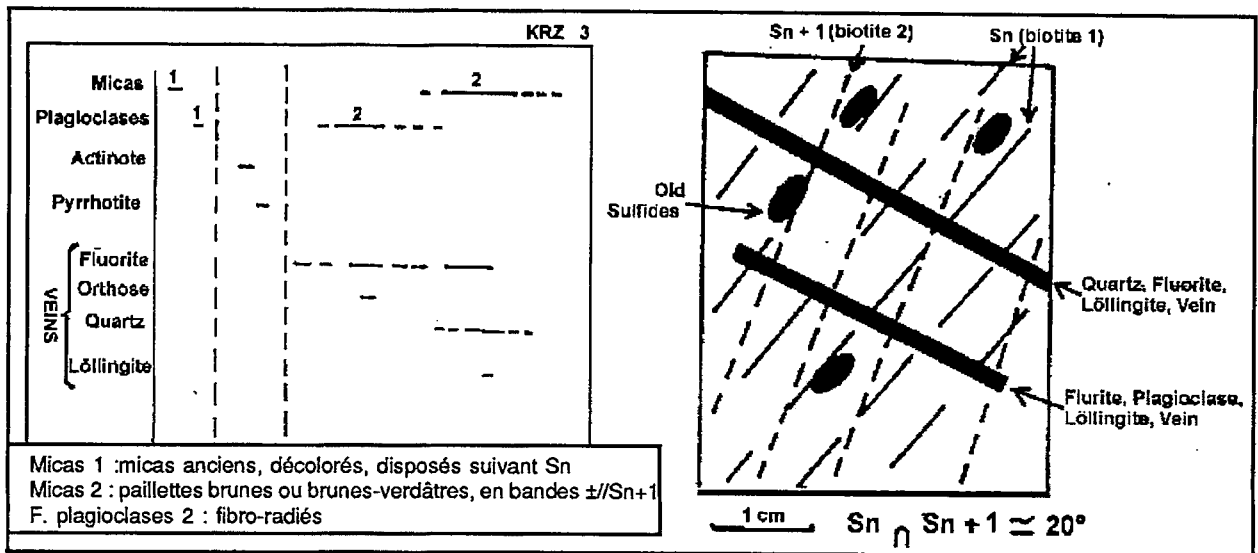


Fig. 11 - Succession chronologique et disposition des minéraux par rapport aux structures de la roche (Ech. KRZ3)

Paragenetic succession and microstructural features in KRZ3 sample

saine (L62) est associée à un quartz limpide très pauvre en inclusions fluides (Q2);

-type échantillon KRZ3 qui est représentatif d'anciennes plagioclases à foliation relique marquée (micas "S"), où le cycle I s'est terminé par de l'actinolite et de la pyrrhotite, sur lesquelles le cycle II s'est exprimé comme à l'accoutumée par le développement de fluorite, scheelite, plagioclase sphérolitique et biotites brunes à brun-vert (fig 11), avec la particularité que ces biotites affectent une direction préférentielle, oblique d'une vingtaine de degrés sur la foliation relique.

Notons enfin que la roche est traversée par deux types de veinules (fig.11) :

- veinules à fluorite, löllingite et très rare amphibole;
- veinules à fluorite, feldspath potassique, quartz, biotite brune et löllingite;
- dans les *Plagioclases du mur* («roches à scheelite-löllingite») (échantillons-type : EDG56, EDG61, EDG62). Ces roches, dont la paragenèse est illustrée sur la figure 12, sont situées au mur du skarn à löllingite. Le dépôt des principaux

minéraux du cycle II sous forme de veinules est prépondérant par rapport au dépôt dans la matrice.

b - Les micas du cycle II

Parmi les roches formées au cours du cycle II, on observe un certain nombre d'échantillons essentiellement micacés, le plus souvent riches en scheelite, avec fluorite et löllingite, où les stades précédents sont largement effacés. Les rares reliques permettent cependant d'inférer que ces roches se sont formées aux dépens aussi bien de skarns du cycle I (essentiellement des plagioclases) que des gneiss encaissants.

Dans le détail, la minéralogie de ces micacites hydrothermales est assez variée. Dans l'échantillon KZ25, la présence de micas "S" reliques permet une comparaison avec les micas néoformés et la mise en évidence d'un rééquilibrage manifesté par la zonation diffuse de ces micas reliques dont le coeur a une composition proche de celle des phlogopites du cipolin, tandis que la bordure (analyse 102), plus ferrifère, moins sodique et moins alumineuse, se rapproche de celle des micas néoformés, qui sont en moyenne

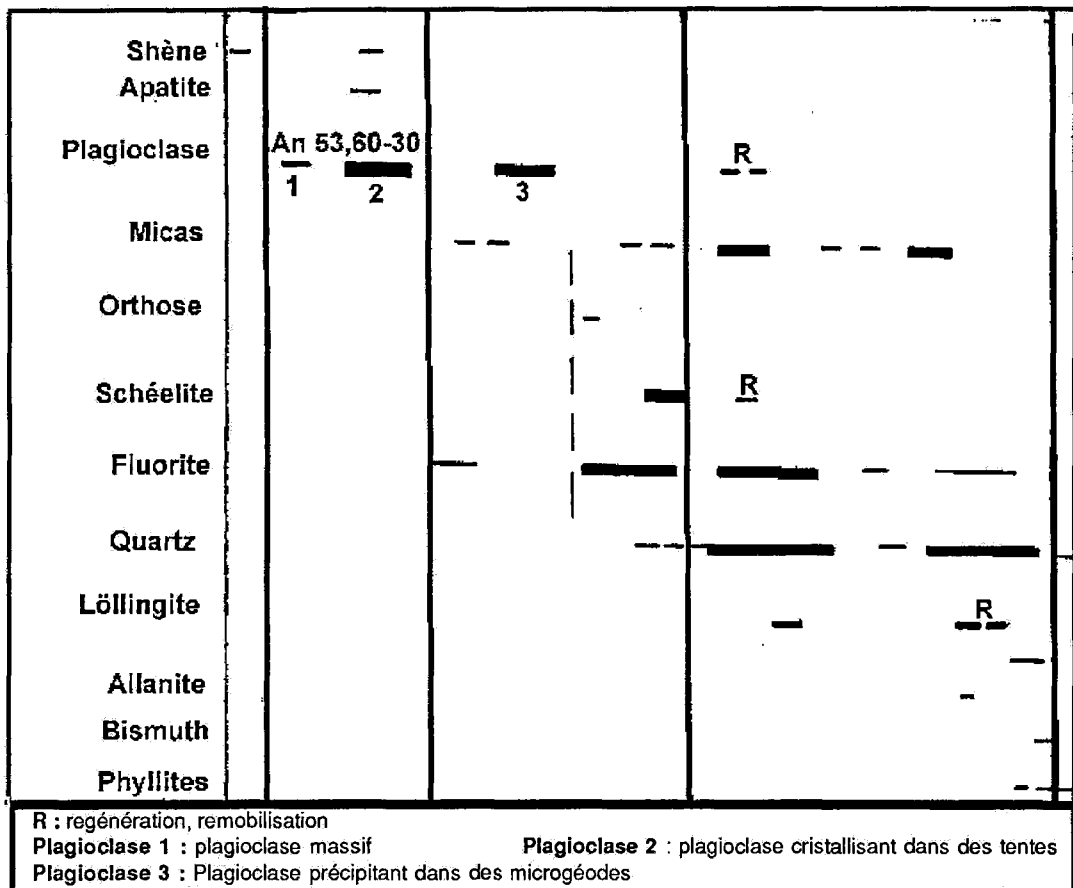


Fig. 12 - Succession chronologique dans les roches à «scheelite-löllingite»

Paragenetic succession in «scheelite-löllingite» rocks

encore plus ferrifères, moins sodiques et moins alumineux. Dans le détail, on observe que dans la zone proche de la bordure, le fer diminue brusquement pour enfin remonter légèrement (fig. 13). Il est tentant de corrélérer cet épisode d'appauvrissement en fer avec la précipitation de la löllingite.

Le plus souvent, on observe un feutrage de biotite verte où s'insèrent scheelite et löllingite, avec du feldspath potassique ou de la fluorite et du quartz. Plus exceptionnellement, l'échantillon KZ89-8B représente une roche vert-sombre, essentiellement constituée de biotite verte (95%), de plagioclase néoformé, d'apatite et de quartz, où s'observent un certain nombre de minéraux reliques : amphibole,

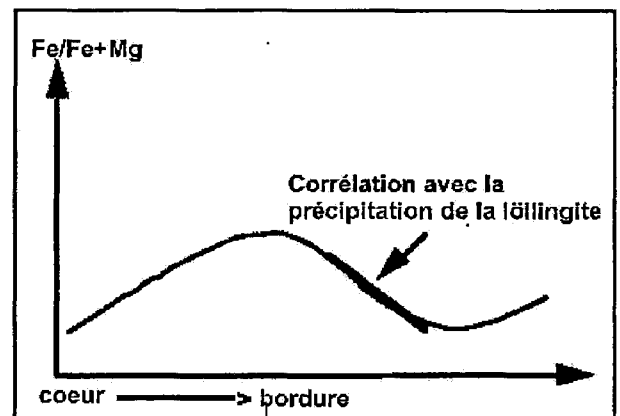


Fig. 13 - Variation du rapport Fe/Fe+Mg dans les micas zonés de l'éch. KZ25

Fe/Fe+Mg variation in zoned micas from KZ25 sample

feldspath potassique, plagioclase zoné, mica "S" soulignant une ancienne schistosité, rare pyroxène (salite) et granules de grenat; suggérant que le protolithe de cette biotite était un skarn à plagioclase-clinopyroxène du cycle I.

Les biotites vertes sont ici de deux types :

- grands prismes, souvent radiaires, qui se développent, en étroite association avec le quartz sur d'anciennes amphiboles ou d'anciens feldspaths potassiques. C'est ce type de biotite qui a été choisi pour les datations $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$.

- petits cristaux aciculaires associés aux plagioclases de néoformation, souvent sous forme de symplectites.

Les biotites vertes ayant été sélectionnées pour la datation, elles ont fait l'objet d'analyses particulièrement détaillées à la microsonde électronique (SX50, Service Commun de Microanalyse de l'UHP-Nancy 1), incluant la détermination du rubidium, du chlore et du fluor, dont la présence a été détectée en quantités significatives. En particulier, on a trouvé des teneurs en fluor comprises entre 1 et 1,7 % poids. On sait que de telles teneurs en fluor dans un mica ferrifère traduisent la présence de lithium dans sa structure et que l'on peut estimer la teneur en lithium à partir de la teneur en fluor (Monier, 1985); on trouve ainsi des teneurs en Li_2O comprises entre 0,4 et 0,8 % poids.

Il y'a en outre des roches à micas bruns ou rouges tel l'échantillon M11, qui est l'échantillon le plus riche en scheelite provenant des haldes de Karezas. Il est constitué principalement de micas brun-rougeâtres et de quartz, développés aux dépens d'anciens feldspaths potassiques. Des roches à micas roses (échantillon KZ7-12) sont associées à la scheelite et à la löllingite, avec également quartz, feldspath potassique, plagioclase (automorphe et zoné), fluorite, wolframite, apatite et sphène. L'étude microscopique révèle en outre la présence d'un mince niveau

relique de l'ancienne roche (vraisemblablement un gneiss).

Les micas roses, en grands prismes, souvent fibro-radiés, se présentent sous forme de lits plus ou moins discontinus, mais aussi dans des microgéodes de dissolution.

Ce type de micas a été aussi choisi pour les datations $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$; pour cette raison, ils ont fait l'objet d'une analyse plus détaillée à la microsonde électronique (SX50, Service Commun de Microanalyse de l'UHP-Nancy 1), incluant la détermination du rubidium, du chlore et du fluor. Des quantités significatives de ces éléments ont été observées; en particulier, on a trouvé des teneurs élevées en fluor, de l'ordre de 3 à 5% poids. Sachant que l'entrée du fluor dans le réseau des micas est favorisée par la présence de lithium (Monier, 1985): il s'agit donc de micas lithinifères, et cette conclusion doit probablement être étendue à l'ensemble des micas roses des skarns de Karezas (fig. 14). On trouve des teneurs de l'ordre de 2% poids de Li_2O . Ces biotites contiennent en outre des quantités appréciables d'étain et de tungstène. Il s'agit donc d'un type de micas proche des Zinwaldites.

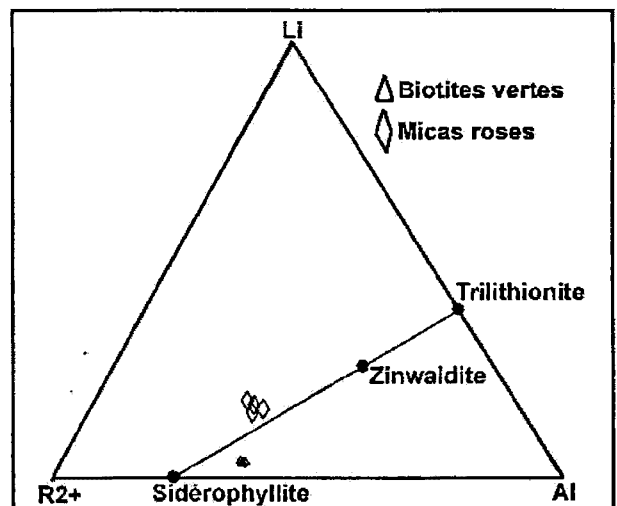
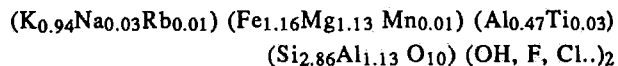


Fig. 14 - Projection des micas Li de Karezas dans le diagramme $\text{Li}/\text{R}^{2+}/\text{Al}$

Composition of Karezas Li-micas plotted in $\text{Li}/\text{R}^{2+}/\text{Al}$ diagram

Pour permettre une comparaison avec les autres micas roses de Karezas, la formule structurale des micas roses de KZ7-12 a été calculée dans les mêmes conditions (*sans F, sans Li*), ce qui donne :



Il s'agit bien de micas lithinifères.

c - Les associations tardives

Enfin un tout dernier stade d'altération hydrothermale voit tout d'abord la transformation partielle de scheelite en wolframite (Pl. I. 2), de löllingite en arsénopyrite et le dépôt de bismuth natif, bismuthinite, tétradymite et or dans des microfractures de la löllingite ou dans la zone de transformation löllingite-arsénopyrite (fig. 15); puis la précipitation d'importantes quantités de phyllites fibreuses (chlorite ?) qui corrodent les minéraux précédemment déposés. Une altération supergène se marque par les carbonates de cuivre et la pharmacosidérite.

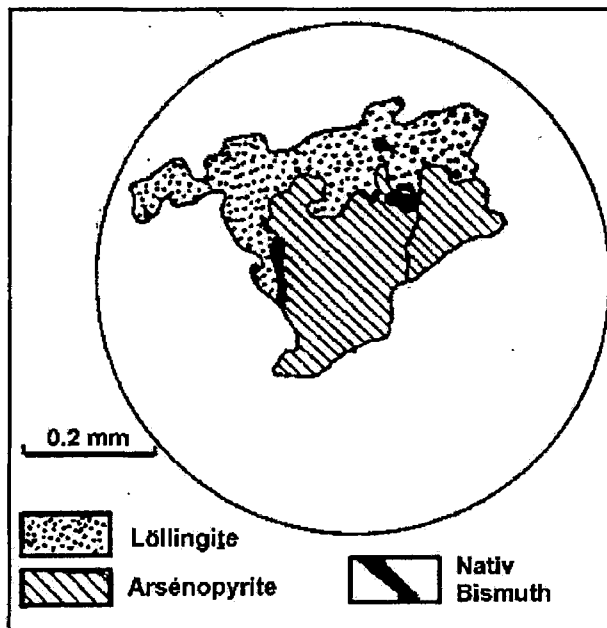


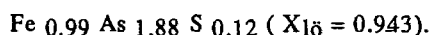
Fig. 15 - Bismuth natif soulignant la zone de transformation de la löllingite en arsénopyrite
Transformation löllingite-arsénopyrite, and native bismuth marking the contact zone

d - Gneiss altérés du mur (Echantillon-type : EDG66)

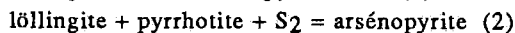
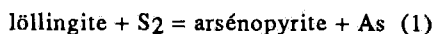
L'échantillon type est un gneiss mylonitique à microcline et rares porphyroclastes de clinopyroxènes, qui a subi une silicification intense et montre des phénomènes hydrothermaux. Le rutile des mylonites est transformé en grands sphères néoformés automorphes. De l'adulaire pousse dans des fentes affectant le microcline. On observe de la löllingite, de la scheelite et des plages de fluorite infiltrées à partir de la schistosité et des fissures de la roche et le développement de veinules à feldspath potassique-scheelite. Le caractère mylonitique du gneiss et le fait qu'il incorpore des clinopyroxènes porphyroclastiques (que l'on peut supposer provenir des protolithes métabasiques) est un argument fort en faveur de la nature tectonique (syn D2) des intercalations à marbres-amphibolites dans les gneiss de Karezas.

e - Thermobarométrie

Les löllingites ont des compositions très constantes, légèrement sulfurées, avec comme formule structurale moyenne :



L'arsénopyrite qui se forme à ses dépens est enrichie en As (35,5 at % pour l'arsénopyrite de l'échantillon EDG 55, par exemple). Le mécanisme qui produit cette arsénopyrite n'est pas clair; deux réactions sont possibles :



La réaction (2) est difficile à prendre en compte, dans la mesure où il n'est pas assuré que la pyrrhotite (qui se forme au cycle I dans les clinopyroxénites et dans les skarns rubanés à clinopyroxène-plagioclase) était toujours présente dans les roches où s'observe la transformation löllingite → arsénopyrite, roches qui semblent souvent avoir été des plagioclases.

La réaction (1) n'est cependant pas envisageable, dès lors qu'aucun arsenic natif n'est observé. Il faut donc admettre que c'est néanmoins la réaction (2) qui se produit; permettant d'approcher la température du stade rétrograde du cycle II.

En effet, en assimilant la löllingite de Karezas au pôle pur FeAs_2 l'utilisation des résultats expérimentaux de U. Kretschmar et S. D. Scott (1976) permet d'estimer la température de la réaction (2).

Z. D. Sharp *et al.*, (1985) ont mis en évidence une forte dépendance de cette température envers la pression dans le champ de stabilité de la löllingite, qui est précisément celui qui nous intéresse ici. L'effet de la pression est d'augmenter la température d'équilibre pour une composition donnée de l'arsénopyrite. Cependant, cet effet de la pression n'est vraiment sensible qu'à des valeurs élevées et, à 5 kb, l'augmentation de température est de l'ordre de 20°C, sans doute inférieure à l'incertitude due à la détermination de la composition de l'arsénopyrite. Nous verrons qu'il y a lieu de penser que la minéralisation en tungstène de Karezas s'est faite sous faible pression (Aissa, 1996). A partir du diagramme de U. Kretschmar et S. D. Scott (1976), on obtient, pour l'échantillon EDG 55 (*cf.* Aissa 1996), une température de $450 \pm 30^\circ\text{C}$, l'incertitude reflétant l'intervalle de variation des compositions de l'arsénopyrite, centrées sur 35,5 at % As.

f - Conclusion

Les descriptions détaillées qui précèdent confirment que les skarns de Karezas se sont formés en deux cycles distincts, dont la figure 16 résume les caractéristiques. Les skarns de Karezas se sont développés à partir de lithologies variées (cipolins, roches mafiques) incluses dans les paragneis à deux micas. Ces roches ressemblent beaucoup à celles du "Complexe des Marbres"

du Nord de l'Edough; en particulier, les roches mafiques de Karezas s'apparentent aux granulites basiques associées au massif d'amphibolites de la Voile Noire (Aissa, 1996). Le fait qu'il s'agisse de "synclinaux pincés" du Complexe des Marbres dans les gneiss semble confirmé par la structure mylonitique des gneiss du mur des skarns.

Le cycle I

Le cycle I est classique, avec un stade prograde caractérisé par la formation d'un skarn calcique zoné, avec des clinopyroxénites au contact des cipolins et des plagioclases au contact des gneiss, et un stade rétrograde à sulfures (pyrrhotite, chalcopryrite). Le caractère globalement réduit des paragenèses du cycle I est conforme aux données de la littérature. Les skarns à scheelite sont en effet généralement caractérisés par leur nature réductrice (Einaudi *et al.*, 1981). Ce point de vue doit être nuancé, pour deux raisons:

- un épisode oxydant est enregistré à la fin du stade prograde, avec le développement de grenats andraditiques;

- contrairement à ce qui s'observe dans les skarns à scheelite usuels, il n'y a pas de minéralisation en tungstène lors du développement du stade rétrograde. La seule "minéralisation" en métaux rares qui soit associée au cycle I, en dehors d'une rare scheelite dans les clinopyroxénites (dont il n'est d'ailleurs même pas sûr qu'elle ait précipité au cours de ce stade), est l'anomalie en étain que l'on rencontre dans les sphènes alumineux néoformés dans les protolithes mafiques.

Deux particularités caractérisent le stade rétrograde :

- en liaison avec le dépôt de la pyrrhotite, les clinopyroxènes primaires subissent d'intenses remaniements (dissolution-recristallisation) qui témoignent de l'ingression des fluides ferri-fères

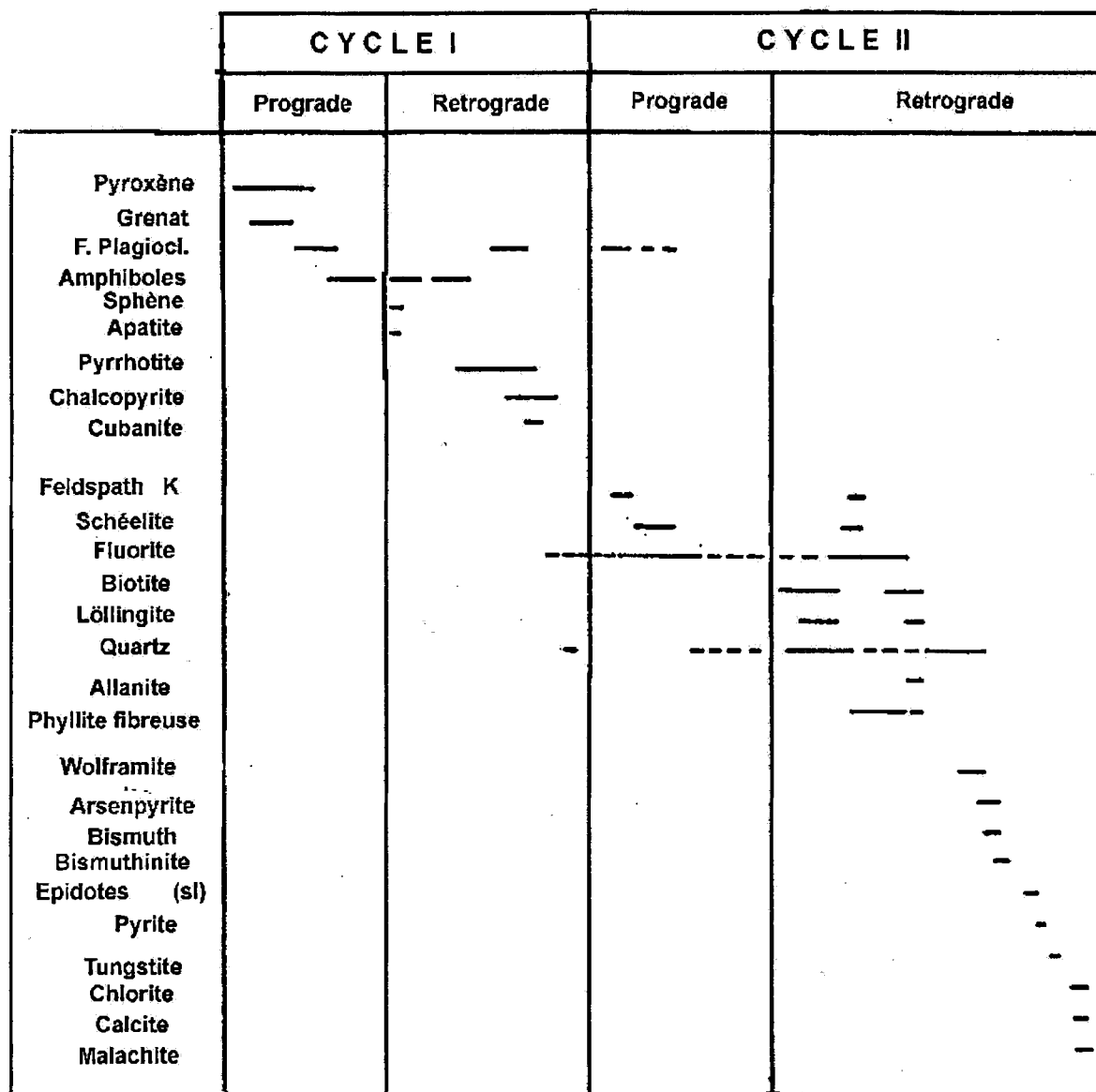


Fig. 16 - Succession chronologique synthétique des skarns à scheelite de Karezas

Generalized paragenetic succession in Karezas scheelite deposit

(avec formation d'hédenbergite); il est possible, par analogie avec un cas similaire (Yardley *et al.*, 1991) que ces remaniements traduisent des phénomènes d'ébullition;

- l'aspect microplissé de certains rubans sulfurés suggère que les skarns du cycle I ont été déformés et qu'ils pourraient donc être syn D3.

Le cycle II

Le cycle II est beaucoup plus atypique. Il se présente également sous la forme d'un stade "prograde" anhydre et d'un stade "rétrograde" hydraté et sulfuré, mais il se distingue fortement d'un skarn classique:

- par la nature des minéraux formés - fluorite au stade prograde; biotite (lithinifère et fluorée),

löllingite-arsénopyrite et minéraux du bismuth au stade rétrograde - qui témoignent d'apports "exotiques" : Li, F, K, Rb, As, Bi;

- par le fait que la minéralisation tungstifère primaire (scheelite) précipite essentiellement, pour ne pas dire exclusivement, au stade prograde. Cette scheelite (en grains de taille très variable: 1mm à 1cm) est typiquement dépourvue de molybdène, ce qui contraste avec la composition des scheelites "progrades" des skarns usuels, généralement molybdifères (Einaudi *et al.*, 1981);

- par la forte silicification qui semble accompagner les derniers épisodes du stade rétrograde (transformations scheelite → wolframite et

löllingite → arsénopyrite, apparition des minéraux du bismuth et de l'or), en contexte d'augmentation de l'activité du soufre (Bi → bismuthinite; löllingite → arsénopyrite).

En somme, les associations minérales du cycle II s'apparentent beaucoup à ce que Kwak (1987) a désigné comme des «skarns greisenisés» et des «skarns- greisens».

Les biotites rétrogrades vertes et roses riches en F et Li sont ferrifères et alumineuses, ce qui contraste avec les reliques de phlogopite (partiellement rééquilibrées) présentes dans les skarns. La figure 17 montre un certain contraste entre

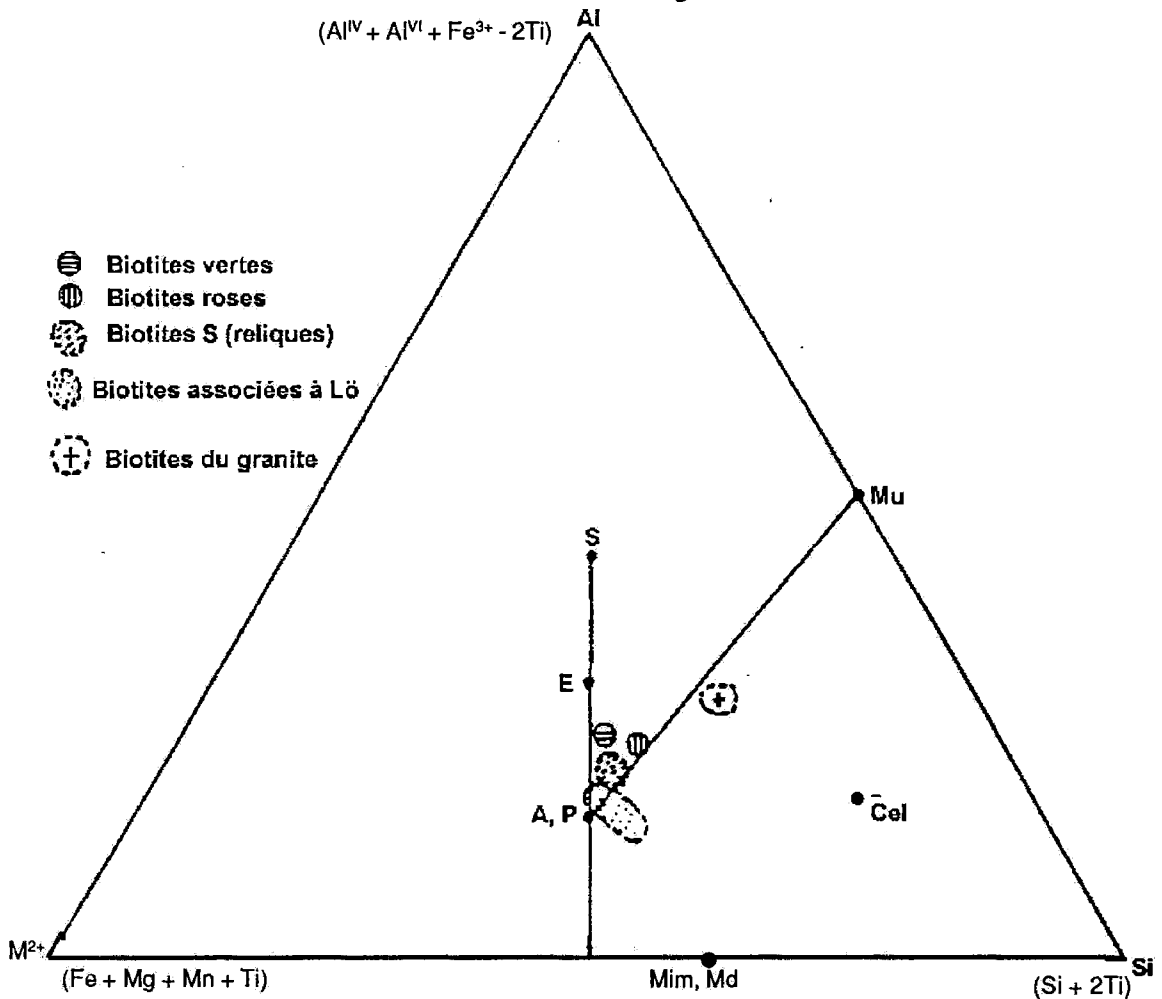


Fig. 17 - Projection des micas de Karezas dans le diagramme $Al/M^{2+}/Si$
 Composition of Karezas micas plotted in $Al/M^{2+}/Si$ diagram

les biotites que l'on peut considérer, sur une base texturale, comme associées à la löllingite, qui se projettent en direction du pôle des micas tétrasiliciques ; et les micas roses lithinifères, qui se projettent en direction du pôle muscovite.

IV - ETUDE MICROTHERMOMETRIQUE

1- Méthodologie: les principes de l'étude microthermométrie

L'étude microthermométrie consiste à observer sous le microscope polarisant les transitions de phase et à les interpréter pour caractériser les propriétés physico-chimiques du fluide. L'étape suivante est la construction des isochores (courbes d'évolution P-T à V constant pour un fluide homogène), pour arriver finalement à établir les conditions P-T-x du fluide initial. Les études ont été effectuées au CRPG de Nancy sur une platine CHAIX MECA décrite par B. Poty *et al.* (1976); les mesures ont été contrôlées sur les platines Lynkham et USGS Fluid Inc.

a - Mesures de basse température (-180°/+31°C)

Le refroidissement se fait par circulation d'azote liquide dans la chambre où se trouve l'échantillon. Les mesures des transitions de phase qui peuvent être faites sont :

- Te :** température eutectique de la solution aqueuse
- TfCO₂ :** température de fusion de la phase carbonique (-56,6°C)
- Tfg :** température de fusion de la glace (0,0°C)
- Tfcl :** température de fusion des clathrates (hydrates de volatils)
- Tfhyd :** température de fusion d'hydrate de sel (TfHh pour l'hydrohalite)
- ThCO₂ :** température d'homogénéisation de la phase carbonique (31,1°C)

b - Mesures de haute température (+25°/ +600°C)

Le chauffage de la chambre se fait à l'aide de résistances thermiques. Les transitions de phase qui peuvent être observées sont les suivantes :

- Tfh :** température de fusion du cube de sel
- Th :** température d'homogénéisation totale de l'inclusion
- Td :** température de décrépitation

c - Interprétation des mesures

Nous avons utilisé les références suivantes:

-Pour les inclusions contenant seulement une phase volatile

Système CO₂-CH₄-N₂ : (Van den Kerkhof 1988). La densité du CO₂ pur est obtenue à l'aide du diagramme P-T du CO₂ pur (Angus *et al.*, 1976) ou à l'aide des régressions de Parry (1986). Si l'homogénéisation n'est pas visible (faible densité de la phase carbonique), on utilise le diagramme de A. T. Bozzo *et al.* (1973) par report de la température de fusion des clathrates.

Le système CO₂-CH₄ a été décrit en détail par H. E. C. Swanenberg (1979) et une simulation des équilibres de phase est proposée par G. Heyen *et al.* (1982). Ainsi, connaissant TfCO₂ et ThCO₂, la fraction molaire de CH₄ et la densité de la phase volatile peuvent être déterminées. Une simulation pour les équilibres de phase dans le système CO₂-N₂ a été réalisée par A. Darimont et G. Heyen (1986) et Van den Kerkhof (1990).

- Dans le cas des systèmes
H₂O + volatil(s)

Il faut diviser le système en deux sous-systèmes indépendants à température ambiante: la phase volatile et la phase aqueuse. La densité de chacune des phases est alors déterminée et la densité totale calculée à partir du degré de

remplissage vapeur (R_V) à température ambiante.

Si le CO_2 est présent en proportion supérieure à 1,5%, un clathrate (hydrate cristallin de CO_2) de composition [CO_2 . 5,75 H_2O] se forme (Roedder, 1963; Bozzo *et al.*, 1973). Ces clathrates peuvent incorporer CH_4 et N_2 en proportions variables. Une étude poussée sur les conditions de stabilité des clathrates a été réalisée par R. Thiery (1992).

La composition et la densité du sous-système volatil peuvent être théoriquement déduites indépendamment suivant les méthodes données précédemment. Toutefois, la présence de clathrates à $TfCO_2$ complique le problème. En effet, selon C. Ramboz (1980), la formation de clathrates consomme les constituants volatils en proportions variables ; le liquide carbonique résiduel n'a de ce fait plus la composition du liquide initial. La conséquence est une dépression des $TfCO_2$ liée à un enrichissement du liquide résiduel en volatils autres que CO_2 (Ramboz, 1980). Dans ce cas, seule l'analyse par microspectrométrie Raman permet de déterminer la composition de la phase volatile. Toutefois, si les clathrates n'ont pas nucléé lorsque cristallise le liquide carbonique (phénomène de métastabilité), les méthodes précédemment décrites sont valables.

- Système $H_2O-NaCl-CO_2$

Ce système est le plus adéquat pour modéliser les équilibres entre l'eau, les sels dissous et une phase volatile. On traite le problème de la même façon que précédemment, en travaillant à température ambiante sur deux sous-systèmes indépendants : la phase volatile et la phase aqueuse. La formation des clathrates consomme une partie de l'eau dans des proportions qui dépendent de P, T et de la concentration totale en CO_2 (Roedder, 1963). La salinité de la solution résiduelle augmente et la valeur de Tf_g ne reflète plus la valeur de la composition.

Tf_{cl} est alors un paramètre essentiel pour déterminer la salinité. Trois cas se présentent :

- $ThCO_2 > Tf_{cl}$: Tf_{cl} est alors mesuré à l'équilibre $VCO_2-LCO_2-Laq-Cl$. On peut alors déduire la salinité de Tf_{cl} en utilisant le diagramme de A. T. Bozzo *et al.*, (1973) ou L. F. Collins (1979) ou sa régression (Parry, 1986). Dans ce cas, le report de $ThCO_2$ sur la courbe L-V du système CO_2 pur (Angus *et al.*, 1976; Parry, 1986) permet de déterminer la densité.

- $ThCO_2 < Tf_{cl}$: on peut utiliser $ThCO_2$ en l'absence métastable de clathrates, pour déterminer sa densité, mais aussi la salinité en couplant avec Tf_{cl} (Diamond, 1992). Une macro-fonction sur Excel a été développée par M. Dubois et G. Giuliani au CRPG (Dubois, 1992) pour automatiser les calculs dans ce système. Elle permet de calculer la salinité, les densités volatiles et totales et les fractions molaires

- $ThCO_2$ n'est pas mesurable : c'est le cas le plus fréquent des inclusions peu denses. Ce problème est rencontré dans les inclusions fluides de Karezas où nous n'avons pu mesurer $ThCO_2$ dans la majorité des cas. La non-observation du ménisque du CO_2 liquide dans une inclusion n'est pas forcément liée à son absence (Sternier, 1992). En effet, la résolution du microscope n'est souvent pas suffisante pour observer le ménisque séparant la vapeur du liquide carbonique.

La valeur maximale de la densité de la phase carbonique dans le cas des faibles densités est la densité critique $0,466 \text{ g.cm}^{-3}$ (Angus *et al.*, 1976).

D'autre part, pour estimer la salinité si la phase LCO_2 est absente, on considère que la pression interne est commandée par la pression du CO_2 ; la valeur de P_{int} à Tf_{cl} , le long de l'isochore, donne la salinité. On estime aussi la salinité de la solution à partir de la température de fusion de la glace corrigée par la formule de Marckham et Kobe (1941) :

$$TfG_{réelle} = TfG_{(en\ présence\ de\ chlathrates)} + 1,48$$

Pour déterminer la densité, on reporte la valeur de $Tfcl$ sur la courbe $L_{aq} + V_{CO_2} + cl$ correspondant au wt% NaCl (Bozzo *et al.*, 1973; Collins, 1979), on en déduit le point ($Tfcl$, Pint) qu'on reporte sur le diagramme du CO_2 pur; la densité peut alors être estimée.

- Calcul de la composition globale d'une inclusion

La composition globale d'une inclusion est calculée selon la méthode proposée par C. Ramboz et A. Charef (1988); le degré de remplissage vapeur (R_v) est estimé à partir des abaques de E. Roedder (1984).

- Calcul des isochores

Dans le cas des systèmes purement aqueux, on a utilisé les équations des isochores données par Zhang et Frantz (1987); dans celui du système H_2O-CO_2-NaCl , l'équation d'état est donnée par T. S. Bowers et H. C. Helgeson (1983). Un programme Isokor C a été réalisé à partir de ces données par H. Dubois (1992) qui permet de tracer les isochores à partir des fractions molaires des constituants et de la densité totale d'une inclusion.

2 - Etude microthermométrique du skarn de Karezas

Les inclusions fluides dans les amphiboles et pyroxènes du cycle I des skarns de Karezas sont pratiquement toutes décrépitées par les événements postérieurs; et très rares sont les inclusions préservées. Elles sont de petite taille (10 à 20 micromètres), généralement sous forme de cristaux négatifs. Dans les pyroxènes, les températures d'homogénéisation varient de 389 à 410°C; il a été impossible d'observer la glace, ni d'en mesurer la température de fusion. Dans les

amphiboles, les températures d'homogénéisation varient de 305° à 436°C; ici aussi, il a été impossible d'observer la glace.

Cette étude est basée uniquement sur les inclusions fluides du cycle II. Elles ont pu être étudiées dans la scheelite, la fluorite, et les quartz de la matrice (Q_m) et des veines (Q_v). Les inclusions fluides sont en majorité primaires et jalonnent souvent les zones de croissance.

La nomenclature adoptée est (avec quelques modifications) celle en vigueur au CREGU de Nancy :

Vc : inclusions fluides carboniques (CO_2 dominant), homogénéisant en phase vapeur;

Vw : inclusions fluides aqueuses à phase vapeur aqueuse prédominante (>50%) et homogénéisation globale en phase vapeur;

Vc-w : inclusions fluides aquo-carboniques apparemment biphasées ou plus rarement triphasées à phase vapeur prédominante (>50%); et homogénéisation globale en phase vapeur;

Vc-wSn : inclusions similaires aux précédentes, mais caractérisées par la présence d'un ou plusieurs solides (en nombre n);

Lw-c : inclusions très riches en eau (> 70%), et où le CO_2 est détecté uniquement par la présence de clathrates ou par spectroscopie Raman; l'homogénéisation se fait en phase liquide;

Lw-cSn : inclusions similaires aux Lw-c, mais caractérisées par la présence d'un ou plusieurs solides (en nombre n);

Lw : inclusions purement aqueuses, homogénéisant en phase liquide;

LwSn : inclusions similaires aux Lw, mais caractérisées par la présence d'un ou plusieurs solides (en nombre n).

*a - Inclusions fluides dans le quartz
disséminé dans la matrice
de la roche (Qm)*

Ce quartz se présente sous forme de plages ou cristaux millimétriques disséminés dans la matrice de la roche. Dans ces quartz, les inclusions fluides de tailles variant de 10 à 100 micromètres, ont une répartition plutôt irrégulière, mais semblent souligner des zones de croissance dans les cristaux automorphes. Les principaux types rencontrés sont (tabl. 1) : Lw, LwSn, Lw-

cSn, Vw, Vc-w et Vc-wSn qui coexistent dans les mêmes plages :

- inclusions Lw : elles sont rares. Les températures de fusion de la glace sont basses, indiquant de fortes salinités (20-25% éq. poids NaCl). Les températures d'homogénéisation varient de 380 à 400°C (fig.18).

- inclusions LwSn : elles peuvent renfermer de un à quatre solides biréfringents ou isotropes. L'étude des inclusions de ces quartz au MEB-

Tableau 1 - Aperçu sur les données microthermométriques des inclusions fluides du skarn à scheelite de Kareza.
Les températures sont en °C

Summary of microthermometric measurements in fluid inclusions from Karezas deposit.
Temperatures in °C

Rv : degrés de remplissage vapeur (*vomulic ratio of vapour content*); TfCO₂ : température de fusion du CO₂ (*melting temperature of CO₂*); Te : température de l'eutectique (*eutectic temperature*); Tfg : température de fusion de la glace; Tfhh=Tmi : température de fusion de l'hydrohalite (*melting temperature of ice*); Tfcl : température de fusion du chlathrate (*melting temperature of clathrate*); Tf hal. : température de fusion de la halite (*melting temperature of halite*); Tf syl. : température de fusion de la sylvite (*melting temperature of sylvite*); * une seule mesure (*only one measurement*).

Type	Rv	TfCO ₂	Te	Tfg	Tfhh	Tfcl	ThCO ₂	Th	Tf hal.	Tf syl
<i>Quartz massif</i>										
Vc-w	0.35/0.9	-57/-61	-25/-48	-5.2/-8*		2/9	5/13	309/506	-	-
Vcws	0.35/0.50	-57/-76	-29/-48	-22/-30	-9/-14	-7/4	10/18	417/532	146/257	119/175
Lw			-52/-31	-17/-25	-5.3*			389/396		
Lws			-34/-57	-40/-16	-13			399/543	239/311	161*
Lwcs			-67.5*	-39*				415		
<i>Quartz en veines</i>										
Vcw	0.65/0.95	-57/-62	-25/-49	-6/-9**		4/9	0.5/7	325/535		
Lw	0.08/0.45		-68/-20	-19/-6				317/550		
Lws			-68/-30	-33/-18				302/479	158/175	
Lwcs			-26*	-18*		-4.2/-2.1*		372/386		
Vcws		-69/-58	-42/-34					386/476		
<i>Fluorite</i>										
Lws			-53/-26	-42/-18				419/427		
Lwcs		-60*	-25*	-18*		5.6*		423*	404*	
Vcw	0.9/1	-57/-59	-22*	-1*		9*	1/3	372/502		
Vcws		-59/-58	-37/-24	-26/-8		-8/15	11/21	369/526	154/287	165
<i>Scheelite</i>										
Lw	0.10/0.45		-21/-38	-16/-5	-6.4*			334/378		
Lws			-25/-43	-7/-30	-13/-9			329/416	112/198	
Lwcs			-43*			-5.2/-2.5		371/376	279*	110
Vcw	0.7/0.9	-65/-57	-44*			5/9	6*	310/397		
Vcws		-68/-57	-46/-34	-26/-16		1/3		402/423		

EDS a montré la présence de calcite, halite, sylvite, antarctite ?, dolomite, minéral constitué de Zr, Si, O (Pl. II. 1? 2). Les températures d'homogénéisation sont comprises entre 380° et 550°C, avec deux modes nets, l'un entre 530 et 540°C, l'autre entre 410 et 430°C (fig.18); la fusion du cube de sel des inclusions LwS1 a lieu avant l'homogénéisation, dans une gamme de températures, correspondant à des salinités de 35-40% éq. poids NaCl.

- inclusions Lc-wSn : on note parfois la présence d'un grain opaque dans la bulle de vapeur, qui, d'après le MEB-EDS, pourrait être du graphite;

- inclusions Vc-w : elles se caractérisent par de forts Rv (0,7-0,8 en moyenne). La température de fusion de la glace carbonique est comprise entre -57 et -60°C, indiquant un mélange de volatils. On note des Te basses (jusqu'à -48°C), ce qui montre la présence d'autres sels que NaCl en solution (CaCl₂ ?). Les températures de fusion des clathrates s'échelonnent entre 2 et 9,3°C, les salinités sont donc faibles à modérées; ThCO₂ est comprise entre 9 et 13°C. Enfin, les températures d'homogénéisation sont élevées, dans l'intervalle 310-530°C

- inclusions Vc-wSn : elles se caractérisent par des Rv autour de 0,5 et la présence de un à trois solides isotropes ou biréfringents. La présence de deux cubes isotropes (halite et sylvite) n'est pas rare; comme dans les Vc-w, les Te très basses indiquent la présence de cations bivalents, ce que confirme le comportement au réchauffement, où se succèdent la fusion de la glace (entre -30 et -22°C) et de la hydrohalite (entre -14 et -10°C). Ces inclusions diffèrent des Vc-w par des TfCO₂ qui peuvent être beaucoup plus basses (-76 à -57°C), mais les Th y sont également élevées (410 à 540°C), supérieures aux températures de fusion des cubes de sel (150-260°C). Il est important de remarquer que, dans la plupart des inclusions de type S, même les solides biréfringents disparaissent avant l'homogénéisation globale.

b - Inclusions fluides dans les quartz en veines (Qv)

Dans les quartz en veines (Qv), les inclusions fluides, de taille variant de 10 à 70 micromètres, ont une répartition plutôt irrégulière, mais semblent souligner des zones de croissance dans les cristaux automorphes. Comme dans le quartz de la matrice, les inclusions sont de plusieurs types : Vw, Lw, LwS, Lw-cS, Vc-w, Vc-wS (tabl.1) :

- inclusions Lw : les Rv sont dans l'ensemble faibles (0,1-0,2). Les Te peuvent être très basses (jusqu'à -68°C), suggérant la présence du lithium mais D. A. Vanko *et al.*, 1988, signalent de telles valeurs aberrantes dans le système CaCl₂-NaCl-H₂O). Les températures de fusion de la glace sont également très basses (-6 à -12°C), indiquant de fortes salinités (9-16% éq. poids NaCl); les Th sont élevées (320-540°C) (fig.19);

- inclusions LwSn : à la différence du quartz Qm, n varie ici entre 1 et 2 : inclusions à un seul solide biréfringent ou à solide biréfringent plus un opaque émoussé. La halite n'est pas systématique; la nature du solide biréfringent est la même que dans les quartz de la matrice d'après les études au MEB-EDS. Les Te sont aussi basses que dans les Lw; les TFG sont également très basses (-33 à -18°C), indiquant des teneurs significatives en cations bivalents (voir plus bas); les Th sont élevées, mais plus basses que dans les Qm (300-435°C) (fig.19); elles sont toujours supérieures à la température de fusion du cube de sel (160-175°C);

- inclusions Lc-wSn : rares inclusions à un seul solide biréfringent ou à solide biréfringent plus un opaque émoussé. Le clathrate fond à basse température (-4,2 à -2,1°C), indiquant des salinités élevées; les Th sont autour de 380°C (fig.19);

- inclusions Vc-w : caractérisées par des Rv élevés (0,8-0,9 en moyenne), elles montrent des TfCO₂ étalées entre -57 et -62°C, indiquant la

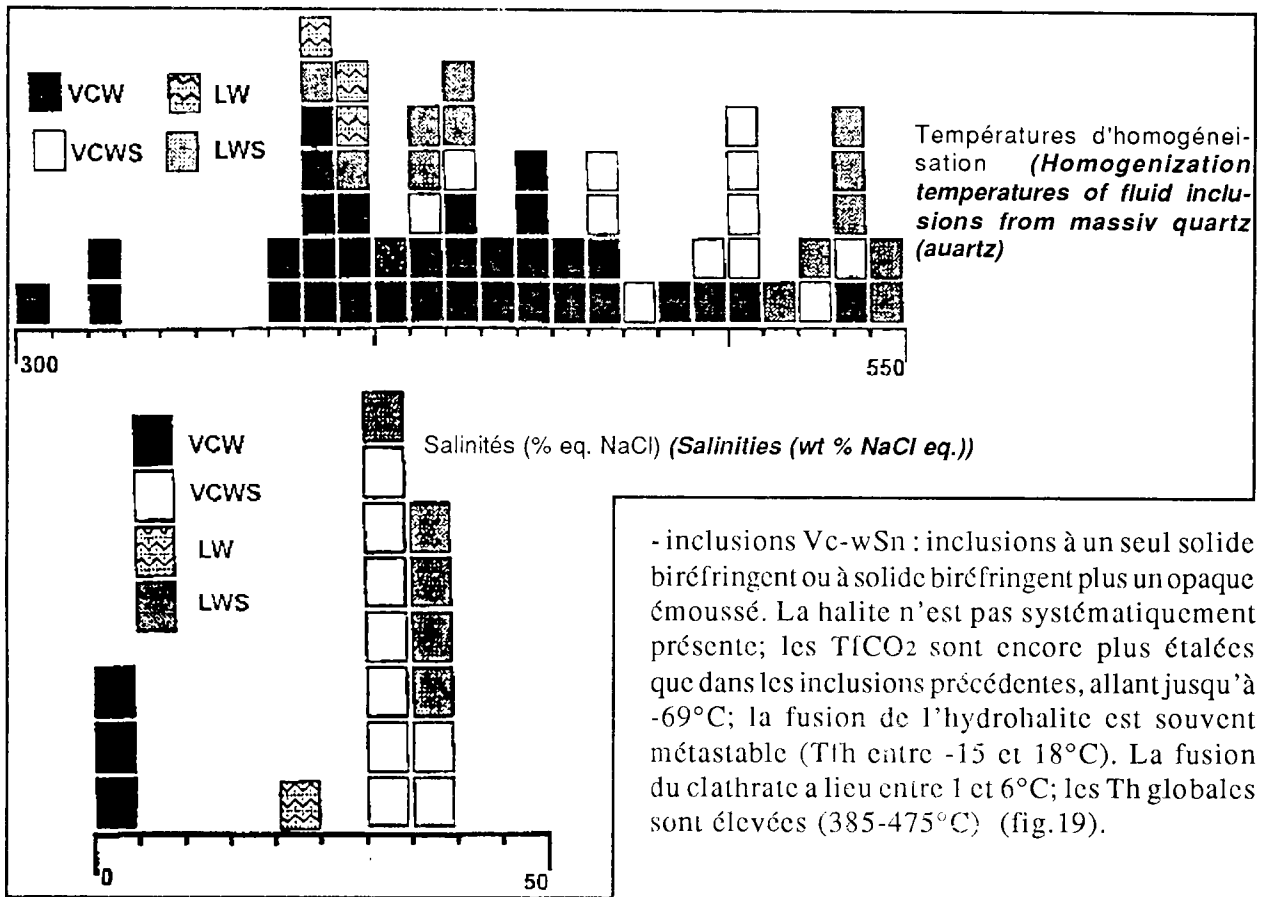


Fig. 18 - Histogrammes des températures d'homogénéisation et des salinités (wt % NaCl eq.) des inclusions fluides du quartz massif (quartz m)

Histograms of homogenization temperatures and wt % NaCl eq. of fluid inclusions from massive quartz (quartz m)

présence d'un mélange de volatils. Les T_e atteignent -49°C , preuve de la contribution de cations bivalents dans la solution; les rares T_{fg} mesurées (-6 à -9°C) et les quelques mesures de fusion des clathrates (T_{fc} entre 4 et 9°C) suggèrent des salinités assez fortes, jusqu'à 10% éq. poids NaCl. L'homogénéisation de la phase volatile (en phase vapeur) a lieu autour de 5°C dans la plupart des cas; les T_h globales (en phase carbonique), comprises entre 325 et 535°C , sont en moyenne très élevées, autour de 380 - 420°C (les valeurs extrêmes étant vraisemblablement liées à des rééquilibres postérieurs au piégeage) (fig. 19) :

- inclusions Vc-wSn : inclusions à un seul solide biréfringent ou à solide biréfringent plus un opaque émoussé. La halite n'est pas systématiquement présente; les T_{fCO_2} sont encore plus étalées que dans les inclusions précédentes, allant jusqu'à -69°C ; la fusion de l'hydrohalite est souvent métastable (T_{fh} entre -15 et 18°C). La fusion du clathrate a lieu entre 1 et 6°C ; les T_h globales sont élevées (385 - 475°C) (fig.19).

e - Inclusions fluides dans les fluorites

La fluorite se présente sous forme de plages, cristaux ou veinules millimétriques. Dans ces fluorites, les inclusions fluides, de taille variant de 10 à 80 micromètres, ont une répartition irrégulière, soulignant les zones de croissance dans les cristaux automorphes. Une grande partie de ces inclusions fluides sont décrépitées naturellement. Lors des mesures microthermométriques, on a commencé par les grandes inclusions qui ont une petite bulle de vapeur afin d'éviter le phénomène de «stretching».

Dans une même zone, plusieurs types d'inclusions fluides, coexistent : Lw, LwSn, Lc-wS, Vw, Vc-w, Vc-wSn (tabl. 1). Le degré de remplissage dans chacun de ces types est très variable. Il n'a pas été possible de faire des mesures sur le type Lw.

LE SKARN À SCHEELITE DE KAREZAS (ANNABA, NORD-EST ALGÉRIE) : UN SKARN POLYCYCLIQUE D'ÂGE BURDIGALIEN

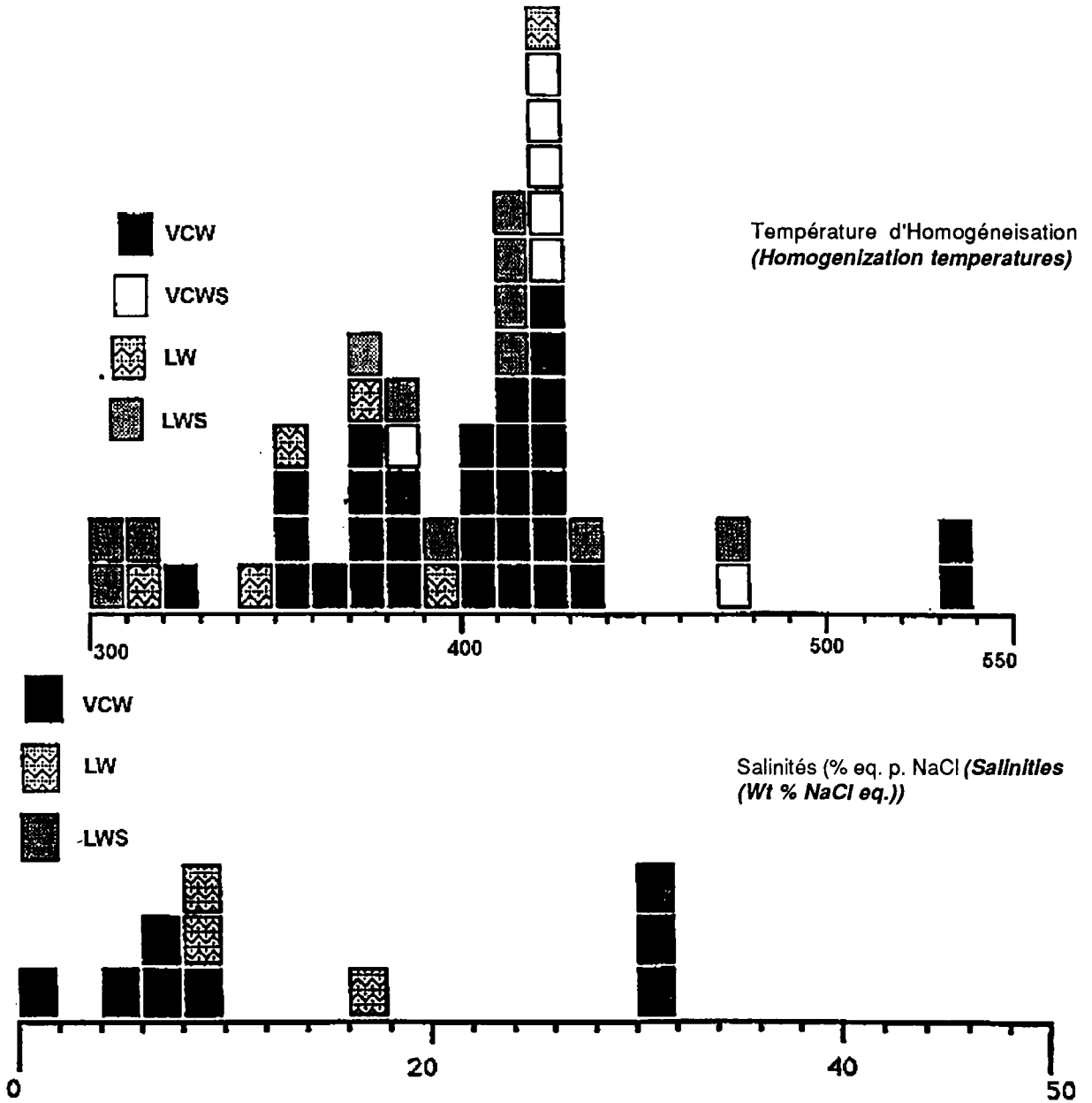


Fig. 19 - Histogrammes des températures d'homogénéisation et des salinités (wt % NaCl eq.) des inclusions fluides du quartz en veines (quartz v)

Histograms of homogenization temperatures and wt % NaCl eq. of fluid inclusions from vein quartz (quartz v)

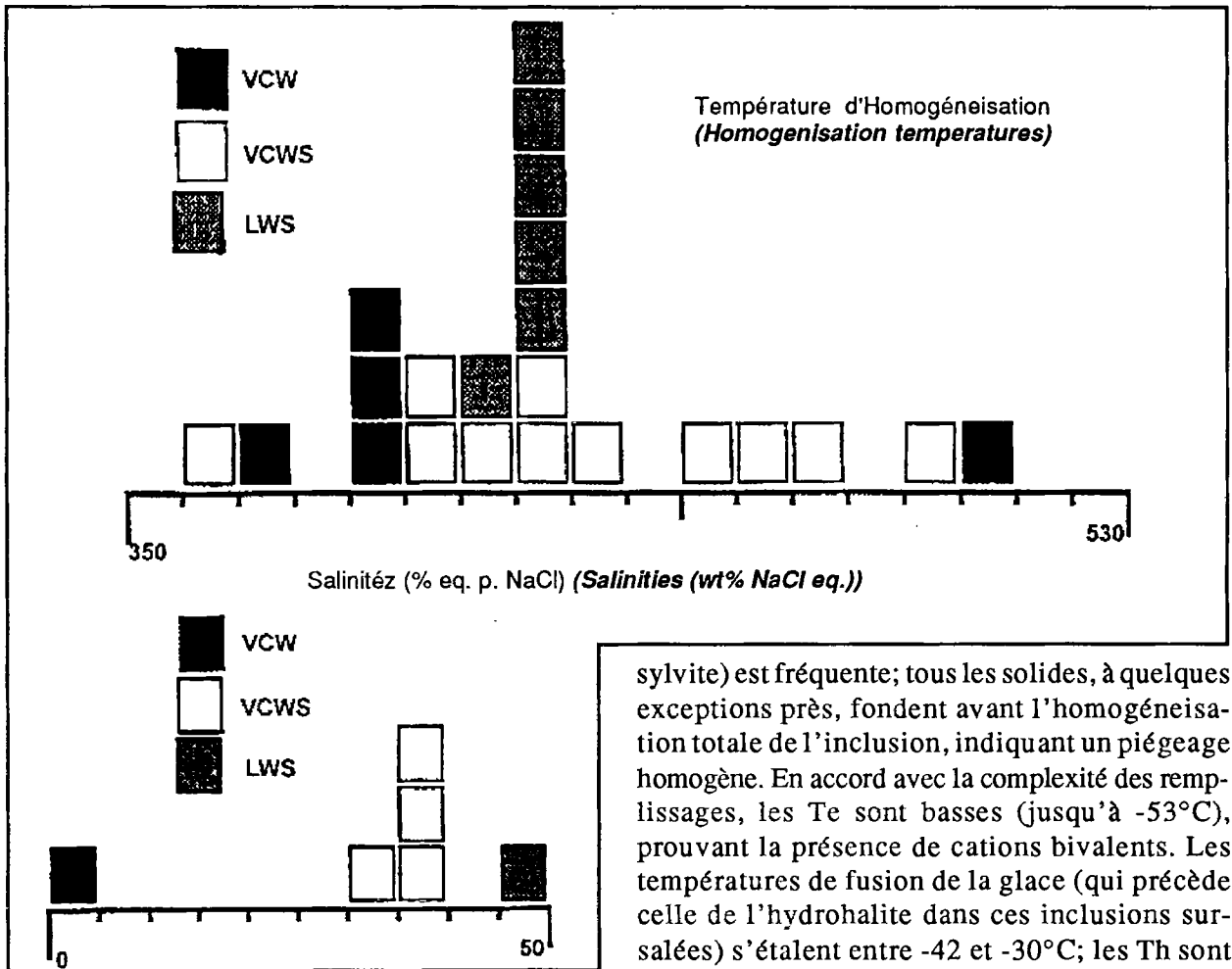


Fig. 20 - Histogrammes des températures d'homogénéisation et des salinités (wt % NaCl eq.) des inclusions fluides de la fluorite

Histograms of homogenization temperatures and wt % NaCl eq. of fluid inclusions from fluorite

- inclusions LwSn : n varie entre 2 et 5; la valeur la plus fréquente est $n = 2$: halite et un solide biréfringent, qui pourrait être la scheelite, dans la mesure où l'étude des inclusions de la fluorite au MEB-EDS indique la présence de ce minéral avec une grande fréquence parmi les solides contenus (les autres phases solides identifiées par cette méthode sont la calcite, la halite, la sylvite, peut-être l'antarctite ? et une phyllite non déterminée) (Pl. II. 3, 4). La présence simultanée de deux cubes isotropes (halite et

sylvite) est fréquente; tous les solides, à quelques exceptions près, fondent avant l'homogénéisation totale de l'inclusion, indiquant un piégeage homogène. En accord avec la complexité des remplissages, les T_e sont basses (jusqu'à -53°C), prouvant la présence de cations bivalents. Les températures de fusion de la glace (qui précède celle de l'hydrohalite dans ces inclusions sur-salées) s'étalent entre -42 et -30°C ; les T_h sont élevées ($420-430^\circ\text{C}$), les températures de fusion de la halite et de la sylvite avoisinent respectivement 259°C et 165°C (fig. 20);

- inclusions Lc-wS : rares, aquo-carboniques avec de la halite. Une seule inclusion a été mesurée, où la halite fond à 404°C , avant l'homogénéisation totale (423°C), indiquant un piégeage homogène mais une forte salinité de la phase aqueuse ($46,4\%$ eq. poids NaCl); la phase volatile est impure ($T_{f\text{CO}_2}$ à -60°C);

- inclusions Vc-w : elles sont caractérisées par des fusions de la glace de CO_2 entre -57 et -59°C , ce qui indique la présence d'autres volatils, et par une $T_{h\text{CO}_2}$ autour de 2°C ; la salinité semble faible ($T_{f\text{Cl}}$ de $+9^\circ\text{C}$); les T_h sont élevées (fig. 20): $370-500^\circ\text{C}$ avec un mode à $390-400^\circ\text{C}$;

- inclusions Vc-wSn : elles ont les mêmes caractéristiques que les inclusions LwSn en ce qui concerne les phases solides. On note parfois l'existence d'un grain opaque (graphite probable) dans la bulle de vapeur. Les $TfCO_2$ sont constantes, autour de $-58^\circ C$, et les $ThCO_2$ plus élevées que dans le type précédent ($11-21^\circ C$). Comme dans les LwSn, les Te basses (jusqu'à $-37^\circ C$) indiquent la présence de cations bivalents. La halite fond entre 154 et $287^\circ C$ (salinités équivalentes comprises entre 30 et 37 % éq. NaCl). Il a été possible dans une inclusion à deux cubes de sel de mesurer la température de fusion de la sylvite ($165^\circ C$) et de la halite ($259^\circ C$), conduisant, d'après les données de S. M. Sterner *et al.*, (1988), à estimer une salinité totale de 52 % poids de sels et un rapport K/Na de 1,7 dans la phase aqueuse de cette inclusion. Les Th sont très élevées (fig. 20) : $370-525^\circ C$, avec un mode à $400-430^\circ C$;

d - Inclusions fluides dans la scheelite

Il n'a pas été possible d'étudier les rares et microscopiques inclusions de la scheelite I précoce. Toutes les inclusions étudiables sont dans la scheelite II, plus tardive et associée aux grands micas roses lithinifères (Aissa, 1996). Cette scheelite se présente sous forme de cristaux xénomorphes à automorphes millimétriques disséminés dans la matrice de la roche, dans des veinules, ou occupant les épontes de ces dernières. Dans ces scheelites, les inclusions fluides, de tailles variant de 10 à 100 micromètres, montrent souvent des formes allongées caractéristiques (Pl. I. 4); elles appartiennent aux mêmes types que dans les minéraux précédents : Lw, LwSn, Vw, Lw-cSn, Vc-w, Vc-wSn (tabl. 1) :

- inclusions Lw : elles montrent des Te aussi basses que $-38^\circ C$, indiquant la présence de cations bivalents; il semble que l'hydrohalite fonde avant la glace, mais les Tfh n'ont pu être mesurées, ce qui empêche une détermination précise des compositions; la salinité est variable (Tfg entre -4 et $-16^\circ C$); les Th sont élevées (fig.21) : $330-380^\circ C$;

- inclusions LwSn : ce sont des inclusions à deux solides, la halite et un solide biréfringent, non identifié; la halite fond avant l'homogénéisation globale (entre 112 et $316^\circ C$, correspondant à des salinités équivalentes le plus souvent voisines de 30% poids NaCl), tandis que le solide biréfringent fond à des températures supérieures, proches de $400^\circ C$; les Th sont élevées (fig.21) : $350-400^\circ C$;

- inclusions Lc-wSn : rares, elles sont caractérisées par la présence d'un clathrate qui fond entre $-2,5$ et $-5,2^\circ C$. Exceptionnellement, on note l'existence de quatre solides, dont deux biréfringents et deux isotropes (halite et sylvite); tous ces solides fondent à des températures inférieures à la Th , qui est ici de $376^\circ C$: les solides biréfringents fondent à 58 et $124^\circ C$, la sylvite à $110^\circ C$ et la halite à $279^\circ C$ (on en déduit une salinité totale de 48 % poids de sels et un rapport K/Na de 1,0, d'après les données de S. M. Sterner *et al.*, 1988);

- inclusions Vc-w : elles se caractérisent par de basses températures de fusion de la glace de CO_2 (jusqu'à $-65^\circ C$) et des salinités modérées ($Tfcl$ entre 5 et $9^\circ C$), avec la présence de cations bivalents dans la solution aqueuse (une Te mesurée à $-44^\circ C$); la densité de la phase volatile est faible (une mesure de $ThCO_2$ à $+6^\circ C$); les Th sont élevées (fig. 21) : $310-400^\circ C$;

- inclusions Vc-wS : elles sont rares, caractérisées par des $TfCO_2$ encore plus basses que les précédentes (jusqu'à $-68^\circ C$), des Te (jusqu'à $-46^\circ C$) significatives de la présence de cations bivalents et des Th élevées : $400-420^\circ C$.

3 - Les inclusions fluides dans l'encaissant

Les fluides qui ont pu circuler dans l'encaissant proche des skarns de Karezas ont été étudiés dans les quartz des pegmatites tardives intercalées dans les gneiss (*cf.* Aissa, 1996). Les inclusions rencontrées appartiennent à des

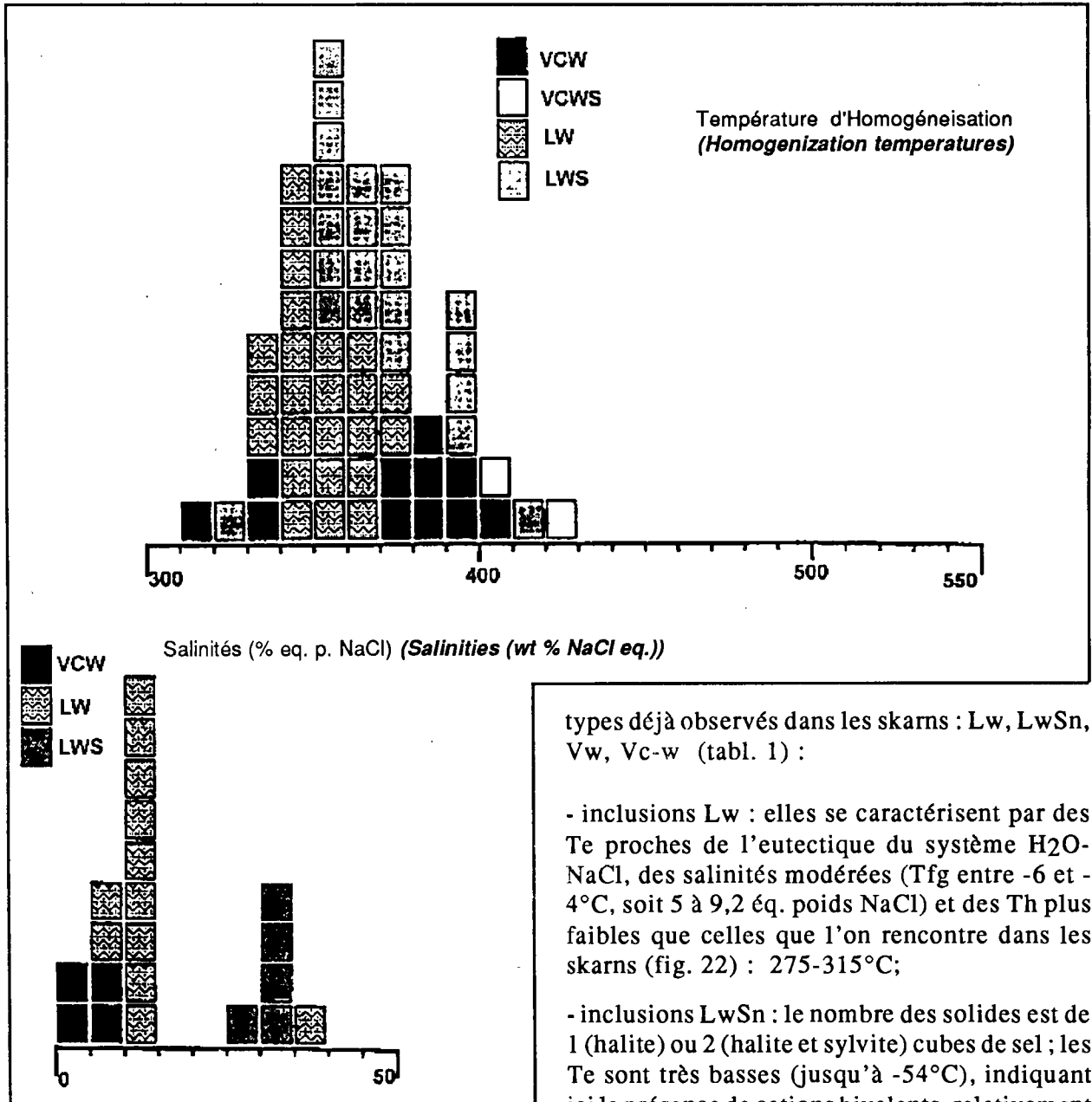


Fig.21 - Histogrammes des températures d'homogénéisation et des salinités des inclusions fluides de la scheelite

Histograms of homogenization temperatures and wt % NaCl eq. of fluid inclusions from scheelite

types déjà observés dans les skarns : Lw, LwSn, Vw, Vc-w (tabl. 1) :

- inclusions Lw : elles se caractérisent par des T_e proches de l'eutectique du système $H_2O-NaCl$, des salinités modérées (T_{fg} entre -6 et $-4^\circ C$, soit 5 à 9,2 éq. poids $NaCl$) et des T_h plus faibles que celles que l'on rencontre dans les skarns (fig. 22) : $275-315^\circ C$;

- inclusions LwSn : le nombre des solides est de 1 (halite) ou 2 (halite et sylvite) cubes de sel ; les T_e sont très basses (jusqu'à $-54^\circ C$), indiquant ici la présence de cations bivalents, relativement abondants comme le prouvent les T_{fg} basses obtenues (entre -40 et $-30^\circ C$) ; les T_h sont élevées (fig. 22) : $335-370^\circ C$, généralement supérieures à la température de fusion des cubes de sel ; dans le cas où coexistent les deux sels, les températures de fusion de la sylvite ($106^\circ C$) et de la halite ($140^\circ C$) conduisent à estimer une salinité globale de 41% poids de sel et un rapport K/Na de 1,7 ;

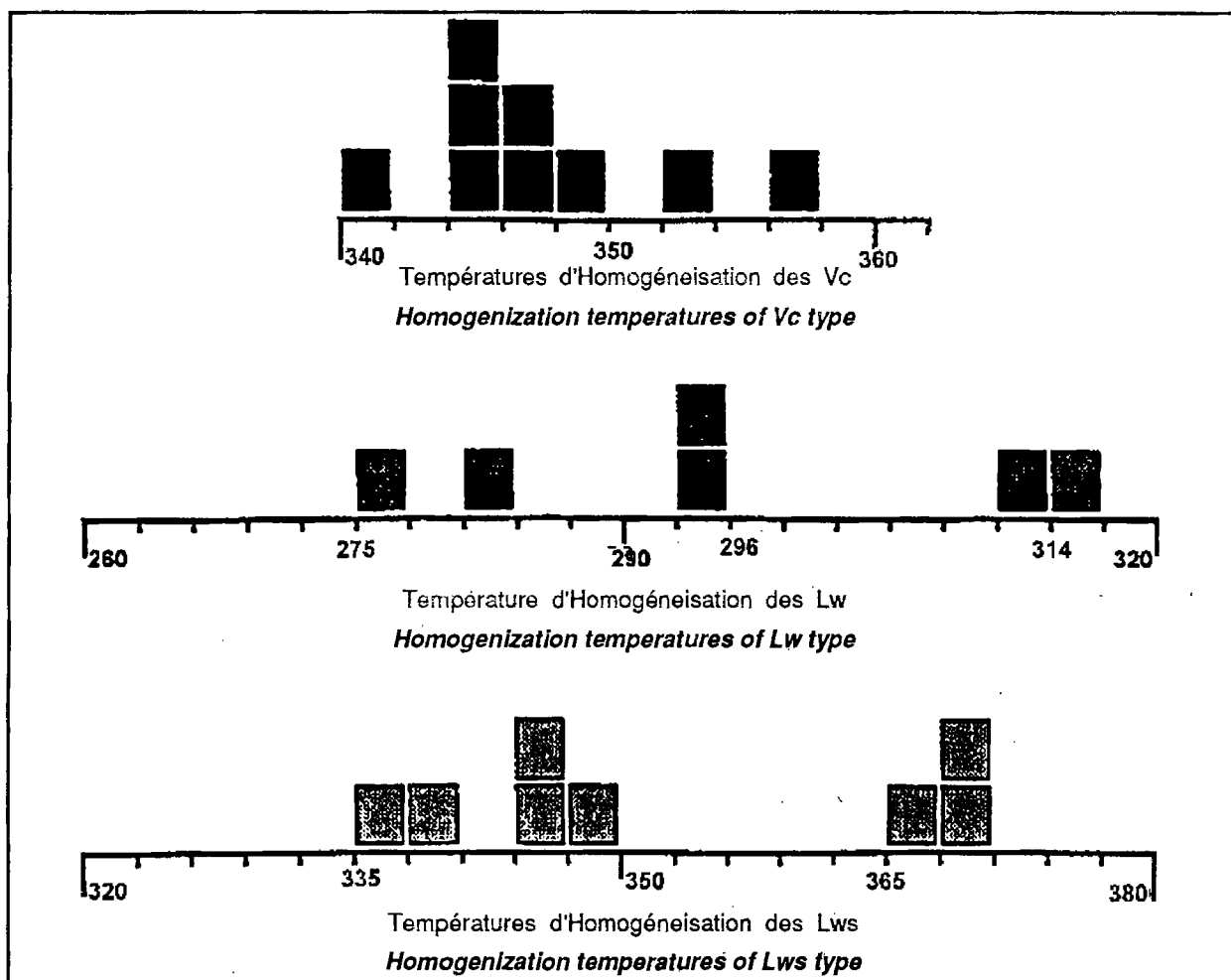


Fig. 22 - Histogrammes des températures d'homogénéisation des inclusions fluides des quartz des pegmatites
Histograms of homogenization temperatures of fluid inclusions from quartz's pegmatites

- inclusions Vc-w : elles se caractérisent par des $TfCO_2$ comprises entre $-56,6$ et $-62,4^\circ C$; des $TfCl$ élevées ($9-11^\circ C$), suggérant la présence de CH_4 et des salinités faibles à modérées; des $ThCO_2$ comprises entre $8,5$ et $18,5^\circ C$; et des Th fortes, très peu variables (fig. 22) : $340-360^\circ C$.

4 - Composition de la phase volatile dans les fluides des Skarns

L'étude des fluides aquo-carboniques présents dans les inclusions des skarns a été menée à l'aide de la microsonde MOLE à effet Raman du

CREGU (Nancy), avec l'aimable collaboration de M.C. Boiron. Cette étude a été rendue difficile pour deux raisons :

- la fluorescence de la fluorite et de la scheelite a interdit toute mesure dans ces deux minéraux;

- dans les quartz, la presque totalité des inclusions sont actives, c'est à dire qu'il y a production d'un grand pic arrondi parasite, qui rend toute étude impossible. Ce phénomène est dû à la présence d'une grande quantité de graphite dans les inclusions, qu'il soit présent en permanence dans l'inclusion (ce qui, on l'a vu précédemment, n'est pas rare), soit qu'il soit produit par la réaction du

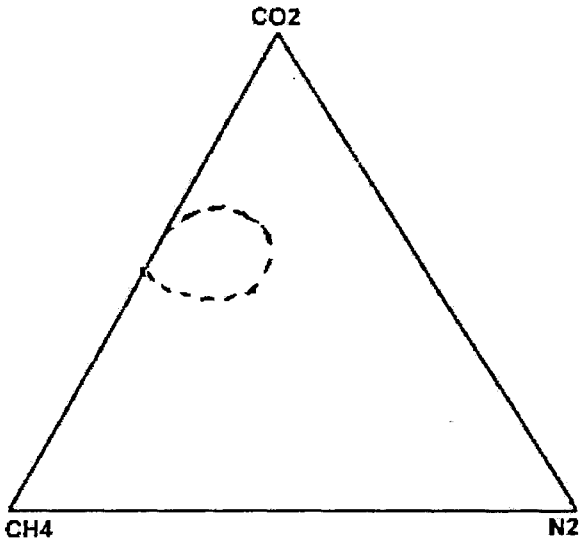


Fig. 23 - Composition en volatils des inclusions du gisement de scheelite de Karezas, d'après les analyses à la microsonde Raman

Ternary plot of bulk compositions of volatile rich fluids (micro-Raman analysis) from Karezas scheelite deposit

méthane et du dioxyde de carbone sous l'impact du faisceau laser.

En définitive, il n'a été possible d'obtenir des informations quantitatives que sur trois inclusions des quartz Qm (fig.23). On constate que CO₂ représente environ la moitié de la phase volatile, le reste étant réparti entre CH₄ ou N₂, à moins que le méthane ne soit seul.

Par ailleurs, la présence de H₂S dans certaines inclusions est probable; en particulier :

- une inclusion de type Vc-w provenant de l'échantillon EDG64A1, a montré un premier pic à 4213 cm⁻¹ (s'agirait-il de H₂S ?) et un deuxième pic à 2880 cm⁻¹, interprétable comme un mélange de CH₄+H₂S;

- le spectre Raman de l'échantillon de quartz EDG 56D1 révèle de nombreux pics difficiles à attribuer, mais que l'on peut interpréter comme traduisant la présence simultanée de graphite et de H₂S (J.Pironon, communication personnelle).

5 - Interprétation : nature des fluides impliqués à Karezas

a - Tendances évolutives

L'étude de certains diagrammes de corrélation d'ordonner les fluides de Karezas, en ce qui concerne les Lw d'une part et les Vc-w d'autre part.

Diagramme Th-Tfg pour les fluides Lw

Le diagramme Th-Tfg pour les fluides Lw (fig. 24) met en évidence un «trend» de mélange très marqué entre un pôle chaud et salé (les Lw du quartz Qm) et un pôle froid et peu salé (les Lw du quartz des pegmatites).

Diagrammes Tfcl-TfCO₂ et Tfcl-Th pour les fluides Vc-w

Le diagramme Tfcl-TfCO₂ pour les fluides Vc-w (fig.25) montre que :

- pour les fluides du skarn, Tfcl ne dépend pas de TfCO₂ et marque donc essentiellement la salinité, qui n'est pas négligeable (dans le système modèle H₂O-CO₂-NaCl, elle serait comprise entre 2,5 et 11% poids NaCl, voire 15%); ce point est confirmé par le comportement des inclusions Vc-wSn;

- pour les fluides de l'encaissant, la dépendance de Tfcl envers TfCO₂ est nette, mais alors, les valeurs de Tfcl sont telles que les salinités restent très faibles. Dès lors que Tfcl est surtout liée à la salinité, le diagramme Tfcl-Th (fig. 26) suggère l'existence d'un «trend» grossier entre les fluides Vc-w du skarn et ceux de l'encaissant, sur le même modèle que pour les Lw.

Diagramme TfCO₂-Th pour les Vc-w

Le diagramme TfCO₂-Th pour les Vc-w confirme l'existence d'un «trend» évolutif entre les fluides Vc-w du skarn et ceux de l'encaissant (fig. 27), montrant ici des fluides chauds, riches en volatils autres que CO₂, dans le skarn et des fluides aquo-carboniques froids dans l'encaissant; ce «trend» est fortement renforcé par la prise en

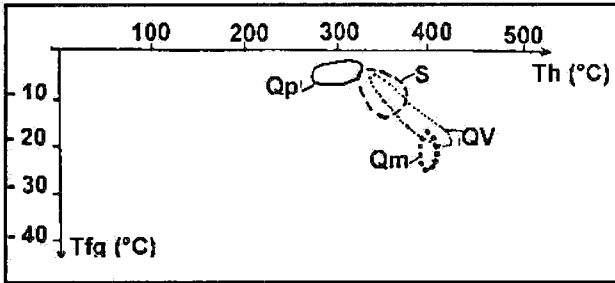


Fig. 24 - Diagramme température d'homogénéisation (Th) - température de fusion de la glace (Tfi) pour les fluides Lw de Karezas (cf. texte)

Homogenization temperature (Th) versus melting ice temperature (Tfi) for Lw fluid inclusion type from Karezas (see text)

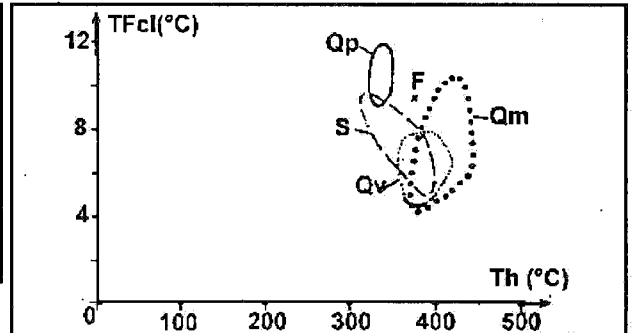
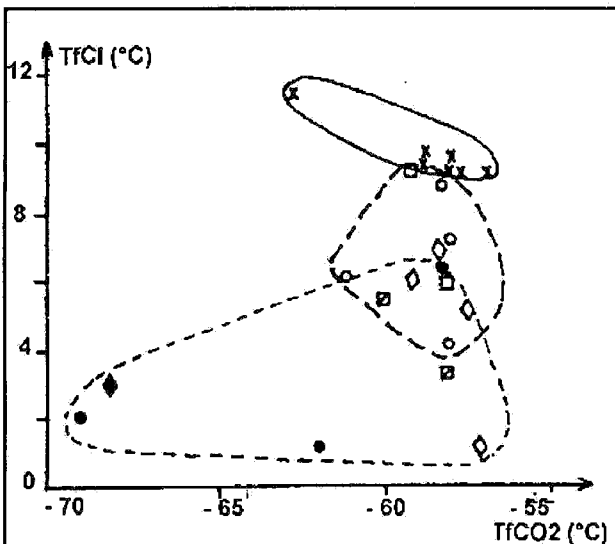


Fig. 26 - Diagramme température d'homogénéisation (Th) - température de fusion du clathrate (Tfcl) pour les fluides Vcw de Karezas

Homogenization temperature (Th) versus melting clathrate temperature (Tfcl) for Vcw fluid of Karezas



Lw -cS	Vc-w	Vc-wS	
	○	●	Qv
☒	□	■	Fluorite
	◇	◆	Scheelite
	x		Q pegmatite

Fig. 25 - Diagramme température de fusion de CO2 (TmCO2) - température de fusion du clathrate (Tmcl) pour les fluides de Karezas

Melting CO2 (TmCO2) temperature versus melting clathrate temperature (Tmcl) for fluids of Karezas deposit

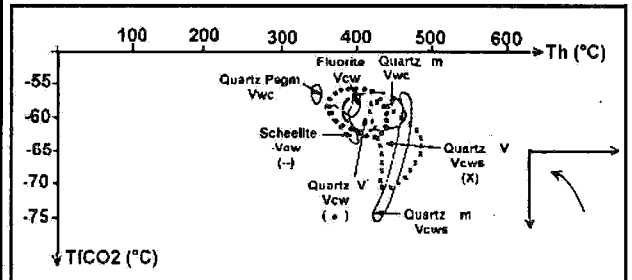


Fig. 27 - Diagramme température d'homogénéisation (Th) - température de fusion du CO2 (TmCO2) pour les fluides Vcw de Karezas

Homogenization temperature (Th) versus melting CO2 (TmCO2) temperature for Vcw fluid of Karezas

considération des Vc-wSn, qui ne s'observent que dans le skarn, et se caractérisent par une richesse encore plus grande en volatils autres que CO2.

b - Interprétation en termes de «pôles purs»

Les diagrammes précédents indiquent que les fluides réels qui circulent à Karezas sont des mélanges entre des «pôles purs» qu'il s'agit maintenant d'identifier.

En ce qui concerne les Lw, la figure 28 montre qu'il y a mélange entre une saumure L1 (dont les Lw du quartz Qm semblent représentatives)

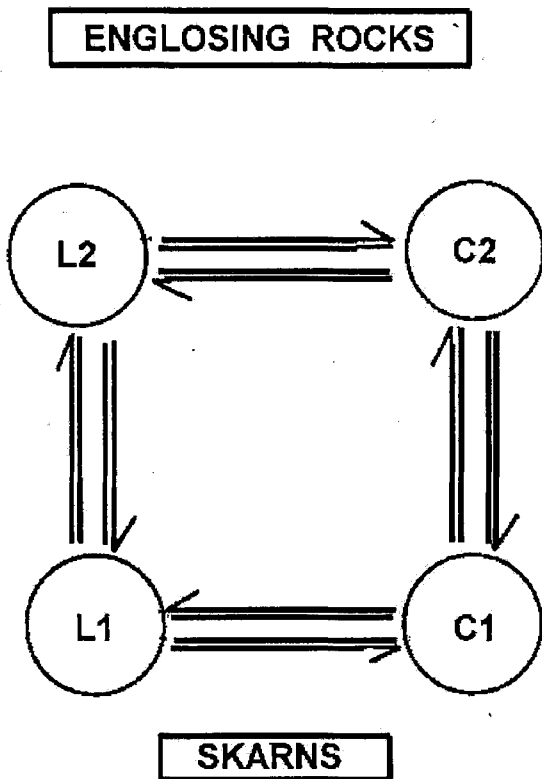


Fig. 28 - Diagramme expliquant la genèse des fluides Lw et Vcw à partir de quatre pôles purs

Diagram explaining genesis of Lw and Vcw fluids from four pure poles

et un fluide aqueux L2 (proche des Lw du quartz des pegmatites). Sur la base des Te mesurées, le fluide L1 est une saumure chargée en cations di- ou trivalents (voir plus loin), tandis que le fluide L2 semble dominé par NaCl, à des salinités inférieures à 10% poids.

En ce qui concerne les Vc-w (et les Vc-wSn), le diagramme de la figure 27 indique que l'on passe progressivement d'un fluide riche en volatils ($\text{CH}_4 \pm \text{N}_2$ d'après les rares mesures Raman), dans les skarns, à un fluide aquo-carbonique largement dominé par CO_2 (avec toutefois encore du CH_4 , au moins, d'après les températures de fusion du clathrate), dans les pegmatites. Parallèlement, le diagramme de la figure 25 indique que, dans l'ensemble, les Vc-w des skarns sont plus salés que ceux de l'encaissant;

d'après les Te, ceux des skarns sont, comme L1, riches en cations di- ou trivalents dans la phase aqueuse, tandis qu'aucune mesure concluante ne permet d'en dire autant pour ceux des pegmatites.

Il est intéressant, enfin, d'observer un parallélisme entre les degrés d'évolution indiqués par les Lw, d'une part, et les Vc-w, d'autre part : en particulier, c'est dans les scheelites du skarn que l'on rencontre simultanément des fluides Lw largement évolués vers le pôle L2 et des fluides Vc-w proches du pôle des pegmatites.

De cet ensemble d'observations, on peut déduire un modèle, selon lequel les fluides observés à Karezas résultent d'un mélange complexe entre 4 pôles, deux fluides aqueux (L1 et L2) et deux fluides carboniques : C1, riche en CH_4 et N_2 ; et C2, purement carbonique. Ces mélanges ne se font pas au hasard, le couple L1, C1 caractérisant l'environnement précoce du skarn (quartz Qm) et le couple L2, C2 caractérisant l'encaissant. La figure 28 illustre schématiquement les relations entretenues par ces différents fluides dans l'évolution générale du système.

c - Signification des inclusions sursaturées à température ordinaire (LwSn et Vc-wSn)

A ce modèle déjà complexe, la présence des inclusions sursaturées à température ordinaire (mais non lors du piégeage, comme l'indique le fait que les solides fondent en général avant l'homogénéisation totale) oblige d'ajouter de nouveaux éléments.

De façon générale, la présence simultanée de saumures et de vapeurs suggère un processus d'ébullition. Dans notre cas, la coexistence des Vw et des LwSn suggère la démixion d'une phase aqueuse, que les basses Te dans les LwSn conduirait à identifier au fluide L1.

Cependant, l'absence de toute source évaporitique dans l'environnement du skarn rend peu probable une origine des LwSn par un autre processus que l'ébullition. L'hypothèse alternative (les LwSn et les Vc-w résultent de la démixion d'un liquide aquo-carbonique, et les Vc-wSn traduisent un mélange entre les produits de la démixion) se heurte à l'absence du fluide primaire correspondant dans l'ensemble des inclusions fluides et a pour principal défaut de ne pas expliquer les Vw; elle n'est pas retenue ici. Dans l'hypothèse retenue, les fluides LwSn et Vw résultent donc de la démixion de L1 et seront baptisés L'1 et V'1. Dans ces conditions, la seule explication de la présence des fluides Vc-wSn est alors un nouveau processus de mélange, cette fois entre des fluides Vc-w, résultant eux-mêmes du mélange L1-C1, avec des fluides L'1

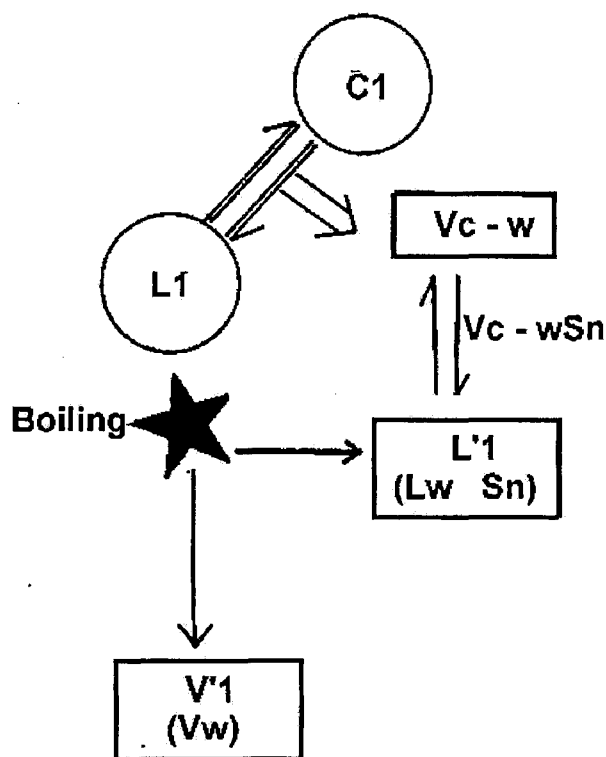


Fig. 29 - Diagramme expliquant la genèse des fluides Lw Sn et Vc w Sn
Diagram explaining genesis of Lw Sn and Vc w Sn fluids

(fig.29). Les rares inclusions Lw-cSn participeraient également de ce processus de mélange. Une telle conception a des implications barométriques qui seront explicitées plus loin.

d - Nature des fluides impliqués

En l'absence de données isotopiques, seuls les résultats relatifs à la composition des fluides sont susceptibles de nous éclairer sur leur nature.

Le fluide L1

C'est à travers les compositions de la phase aqueuse des inclusions LwSn et Vc-wSn que l'on peut approcher la composition du fluide L1: à la différence des inclusions Lw, en effet, les mesures thermométriques effectuées sur les inclusions sursaturées à température ordinaire permettent de reconstituer leurs compositions par référence à des systèmes modèles :

- système $H_2O-NaCl-KCl$ (Stern *et al.*, 1988): ce modèle permet d'estimer des rapports K/Na à partir des températures de fusion des cubes de sylvite et de halite; trois estimations ont été possibles (fig. 30) : deux valeurs de K/Na de l'ordre de 1,7 (dans les inclusions Vc-wSn de la fluorite et les inclusions LwSn des pegmatites) et une valeur à 1,0 (dans les inclusions Lw-cSn de la scheelite); on peut en retenir qu'il s'agit de fluides à K/Na très élevés;

- système $H_2O-NaCl-CaCl_2$ (Vanko *et al.*, 1988): Ce système semble d'autant plus approprié que l'étude des solides dans les inclusions n'a pas révélé de phase ferrifère ou magnésienne, alors que plusieurs phases calciques ont été identifiées. Il semble donc bien que le calcium soit le principal cation présent dans le fluide L1 à côté des alcalins. Il est vrai que les T_e observées sont souvent plus basses que la température eutectique du système modèle, approchant parfois des valeurs qui caractérisent la présence du lithium : sans pouvoir éliminer cette possibilité (dont la présence des micas lithinifères augmente la proba-

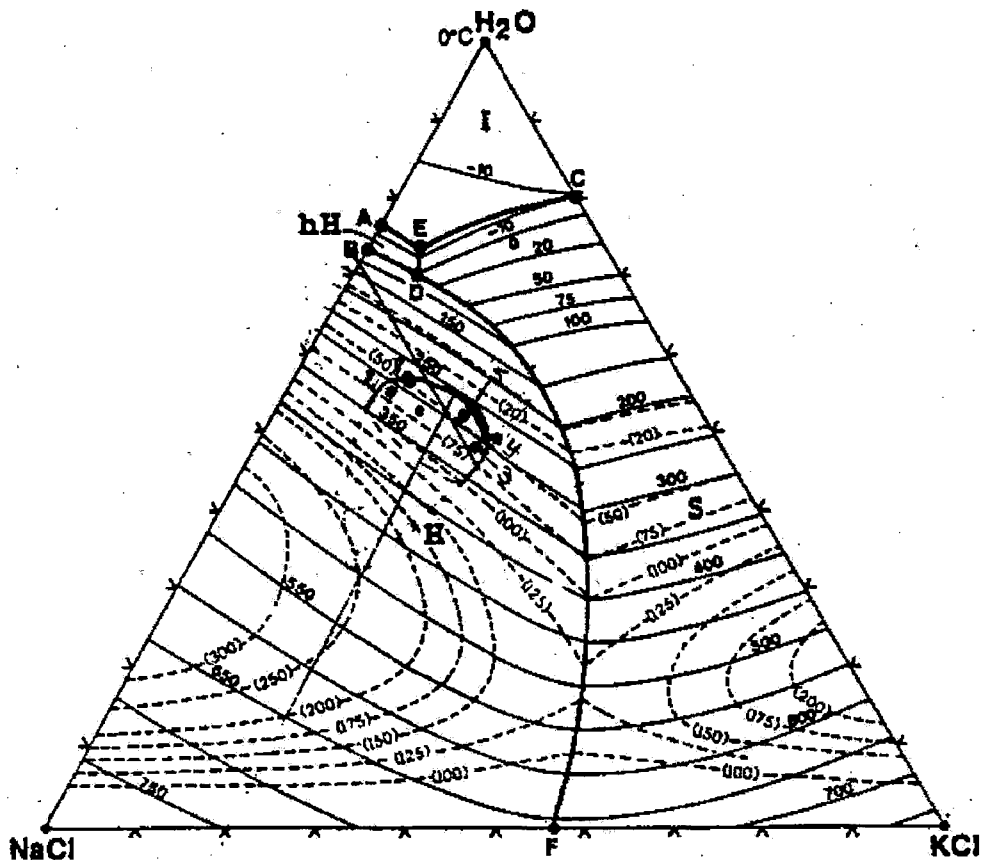


Fig. 30 - Projection des données microthermométriques des inclusions fluides dans le diagramme NaCl-KCl-H₂O de Sterner *et al.*, 1988

Plot of fluid inclusion compositions in the system NaCl- KCl- H₂O (Sterner and al., 1988) as determined from microthermometric freezing measurements (see text). Apical labels are in weight percent

bilité), il faut cependant rappeler que de telles températures anormalement basses ont été signalées par Vanko *et al.*, (1988) dans leur étude du système modèle H₂O-NaCl-CaCl₂. Par référence à ce système, les températures mesurées de fusion de la glace permettent d'estimer des rapports Ca/Na compris entre 0,2 et 0,9, pour des salinités globales comprises entre 30 et 50% de sels dans les saumures résultant de l'ébullition de L1 (fig. 31).

Le point le plus remarquable consiste en la valeur élevée du rapport K/Na : de tels fluides, en effet, ne sont pas en équilibre, à des températures élevées, avec des roches à deux feldspaths

comme des granites ou les gneiss de Karezas, qui forment l'encaissant proche du gisement. En revanche, de tels K/Na sont caractéristiques des fluides magmatiques issus de magmas granitiques ou granodioritiques. Il faut donc conclure que le fluide L1 est un fluide magmatique, caractérisé par des rapports K/Na > 1 et Ca/Na # 0,5.

Les fluides carboniques

En revanche, il est difficile de faire provenir les fluides carboniques d'un magma. Certes, de tels fluides sont présents dans les magmas mafi-

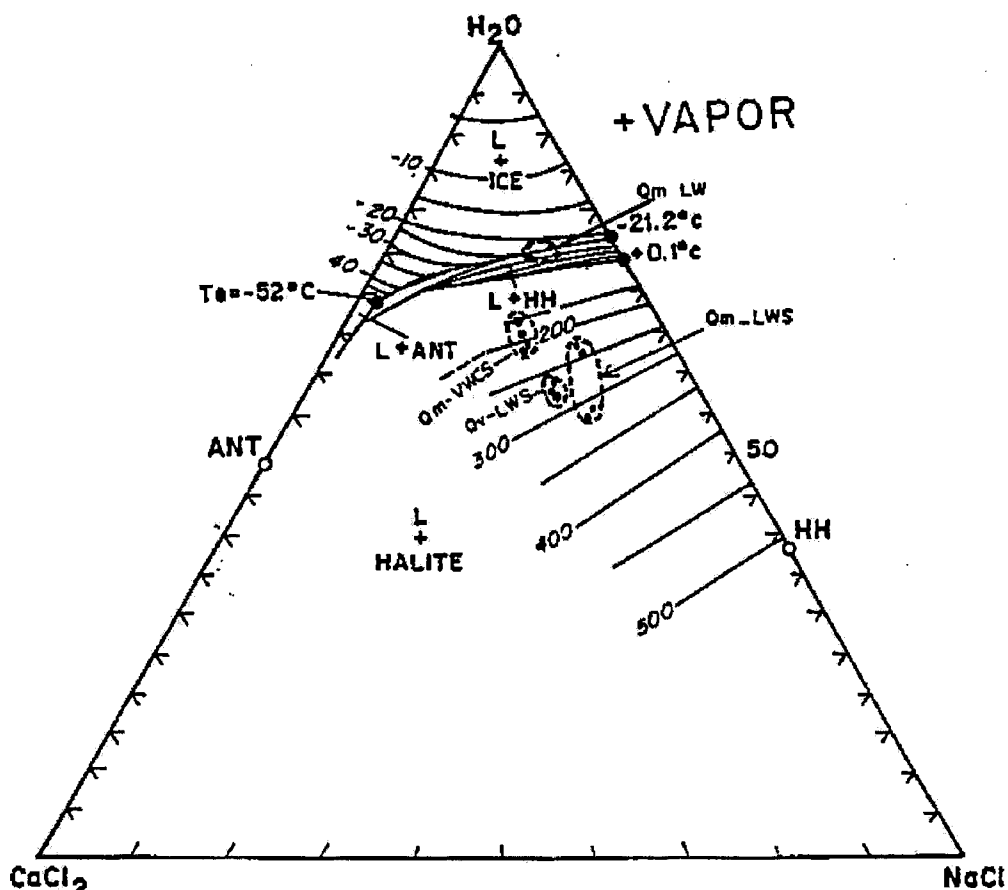


Fig. 31 - Projection des données microthermométriques des inclusions fluides dans le diagramme NaCl-CaCl₂-H₂O de Vanko *et al.*, 1988

Plot of fluid inclusion compositions in the system NaCl- CaCl₂- H₂O (Vanko and al., 1988) as determined from microthermometric freezing measurements (see text). Apical labels are in weight percent

ques et l'existence de tels magmas est très probable en profondeur sous l'Edough dès le Burdigalien (Aissa, 1996). Cependant, les fluides libérés par ce type de magma sont à CO₂ pur et cette hypothèse explique donc mal les fluides de type C₁, riches en CH₄ et N₂, au caractère réducteur marqué. En revanche, la production de fluides carboniques réducteurs et riches en N₂ est classique dans les formations métamorphiques riches en carbone portées à haute température (Moine *et al.*, 1994), comme l'ont été, dans l'Edough, les formations de la Série des Alternances, précisément au Burdigalien, au cours de l'épisode BP-HT (basse pression-haute température) qui

accompagne la distension (Aissa, 1996). Il est donc probable que les fluides carboniques de Karezas soient d'origine métamorphique, liés à l'épisode distensif du Burdigalien.

Le fluide L2

Rien dans sa composition ne permet d'attribuer une origine précise au fluide L2. Toutefois, dès lors que l'on admet la participation de fluides métamorphiques aux circulations de Karezas, il est naturel d'envisager L2 comme un autre fluide métamorphique, vraisemblablement issu de lithologies grauwačkeuses comme, par exemple, les gneiss de Karezas.

2 - Estimations thermo-barométriques

Deux types d'estimation thermo-barométriques sont possibles à partir des données relatives aux inclusions fluides, en utilisant d'une part l'ébullition du fluide L1 et d'autre part les mélanges entre fluides aqueux et fluides carboniques.

- Puisque les inclusions LwSn sont interprétées comme le résultat d'une ébullition, leurs températures d'homogénéisation correspondent à la température d'ébullition, si elles sont piégées au voisinage de la région où se produit la démixion. Les Th des inclusions LwSn montrent trois maxima : entre 530 et 550°C dans le quartz Qm; aux alentours de 420 (± 10) °C dans les quartz Qm et Qv et dans la fluorite; entre 350 et 400°C dans la scheelite (et dans le quartz des pegmatites). Il y a donc tout lieu de penser que l'ébullition se produit à température décroissante, depuis des températures supérieures à 500°C, jusqu'à des températures voisines de 350°C (ébullition isenthalpique), avec un épisode prononcé autour de 420°C.

- Puisque l'on observe le mélange de fluides aqueux et carboniques, les isochores relatifs à

ces deux types de fluides doivent se recouper, dans une section P-T, aux températures et pressions où se réalise le mélange. Malheureusement, la complexité des systèmes fluides impliqués à Karezas rend la construction des isochores difficile; des approximations ne sont en fait possibles que pour les fluides les moins salés, c'est-à-dire les Lw et les Vc-w, pour lesquels l'utilisation des systèmes modèles H₂O-NaCl (Zhang et Frantz, 1987) et H₂O-NaCl-CO₂ (Bowers et Helgeson, 1983) reste acceptable. La figure 32 montre le résultat du calcul de ces isochores pour les différentes inclusions Lw et Vc-w de Karezas. Pour les différents couples Lw/Vc-w que l'on peut considérer, ces intersections fournissent, aux incertitudes près, la même estimation :

$$T = 420 \pm 20^\circ\text{C}; P = 500 \pm 100 \text{ bar}$$

Rappelons que le géothermomètre de U. Kretschmar et S. D. Scott (1976) appliqué au couple löllingite-arsénopyrite a permis une estimation de l'ordre de $450 \pm 30^\circ\text{C}$. On constate ainsi une concordance des estimations de température par deux méthodes différentes.

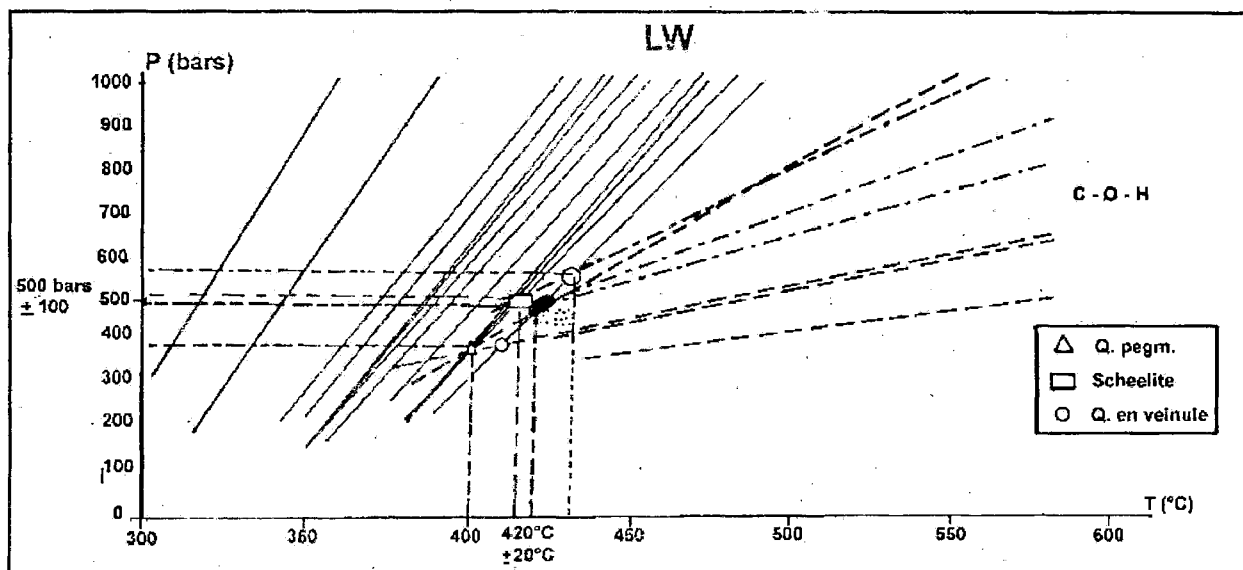


Fig. 32 - Tracé des isochores des fluides aqueux et carboniques de Karezas et estimations thermobarométriques
Isochores for the aqueous and carbonic fluids of Karezas, and thermobarometry estimations (see text)

V - DATATION DES SKARNS

Deux types de micas («biotites roses» : échantillon KZ7-12; et biotites vertes : échantillon KZ89-8B) (voir plus haut) du cycle II du skarn de Karezas ont été datées par la méthode $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ au Laboratoire de Géodynamique de l'Université de Nice.

Pour les deux types d'échantillons, les mesures ont été faites sur des cristaux individuels, par chauffage graduel ("step heating") à l'aide d'une microsonde laser. Des âges-plateau de $16,8 \pm 0,4$ Ma pour les biotites roses et $17,0 \pm 0,5$ Ma pour les biotites vertes ont été obtenus sur des spectres particulièrement homogènes (fig. 33), correspondant, dans les deux cas, à 99% de l' ^{39}Ar émis. En considérant ces deux micas comme synchrones, un âge de $16,9 \pm 0,6$ Ma peut être proposé pour l'hydrothermalisme rétrograde du cycle II dans les skarns de Karezas et, par voie de conséquence, pour la minéralisation en scheelite. Il s'agit d'un âge burdigalien. Une liaison directe avec l'orogénèse alpine est ainsi démontrée pour la formation du skarn II de Karezas, ce qui entraîne plusieurs conséquences:

- dans la mesure où ce skarn est lié à l'activité d'un granite sous-jacent, ce que suggèrent fortement les apports en Li, F, K, Rb, As, il s'ensuit que des granites se mettent en place autour de 17 Ma dans le socle de l'Edough, soit 1 Ma avant le développement du magmatisme affleurant (microgranites langhiens);

- cet âge de 17 Ma est indiscernable de celui des pegmatites post-cinématiques de l'Edough ($17,0 \pm 0,3$ Ma au Bouzizi : Aissa *et al.*, 1995), dont il est évident, au moins pour certaines d'entre elles (notamment à Karezas), qu'elles représentent un cortège péribatholitique, confirmant l'existence d'un plutonisme burdigalien dans l'Edough;

- P. Monié *et al.*, (1992) ont obtenu, par la méthode $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$, un âge de 17 Ma sur un paragneiss de Karezas. Cet âge a été interprété comme

significatif de la tectonique distensive ductile (Caby et Hamor, 1992). Mais, comme le magmatisme que nous avons daté à 17 Ma est clairement post-cinématique, il y a là une contradiction qui ne peut être levée que si l'on admet que l'âge obtenu par ces auteurs *représente en fait une «remise à l'heure» lors du plutonisme burdigalien.*

VI - CONCLUSION

un modèle pour le gisement de Karezas

Les skarns de Karezas se sont développés à partir de lithologies variées (cipolins, roches mafiques \pm métamorphisées) incluses tectoniquement dans les paragneiss à deux micas. Cette étude a une implication directe pour la prospection dans la mesure où elle permet de rechercher des gisements de type Karezas à travers tout le massif de l'Edough; et la région d'El Bir-Seraïdi où existent de nombreux pointements de leucogranites est toute indiquée à être prospectée en priorité.

Les derniers épisodes du stade rétrograde se caractérisent par une intense altération hydrothermale ainsi que par les transformations scheelite \rightarrow wolframite et löllingite \rightarrow arsénopyrite et apparition des minéraux du bismuth et de l'or. Ce dernier élément mérite bien une étude détaillée avec un appareillage analytique performant, d'autant plus que les caractères des «Gold Skarn Deposits» (Meinert, 1989) se trouvent en grande partie réunis.

D'autre part, les associations minérales du cycle II s'apparentent beaucoup au type «skarns-greisens» de Kwak (1987). Il serait intéressant d'y rechercher le Beryllium, d'autant plus que les leucogranites burdigaliens de l'Edough présentent une anomalie en cet élément.

Par ailleurs, la présence en profondeur d'une intrusion granitique (ou d'un complexe intrusif) est évidente à partir du moment où le fluide L1

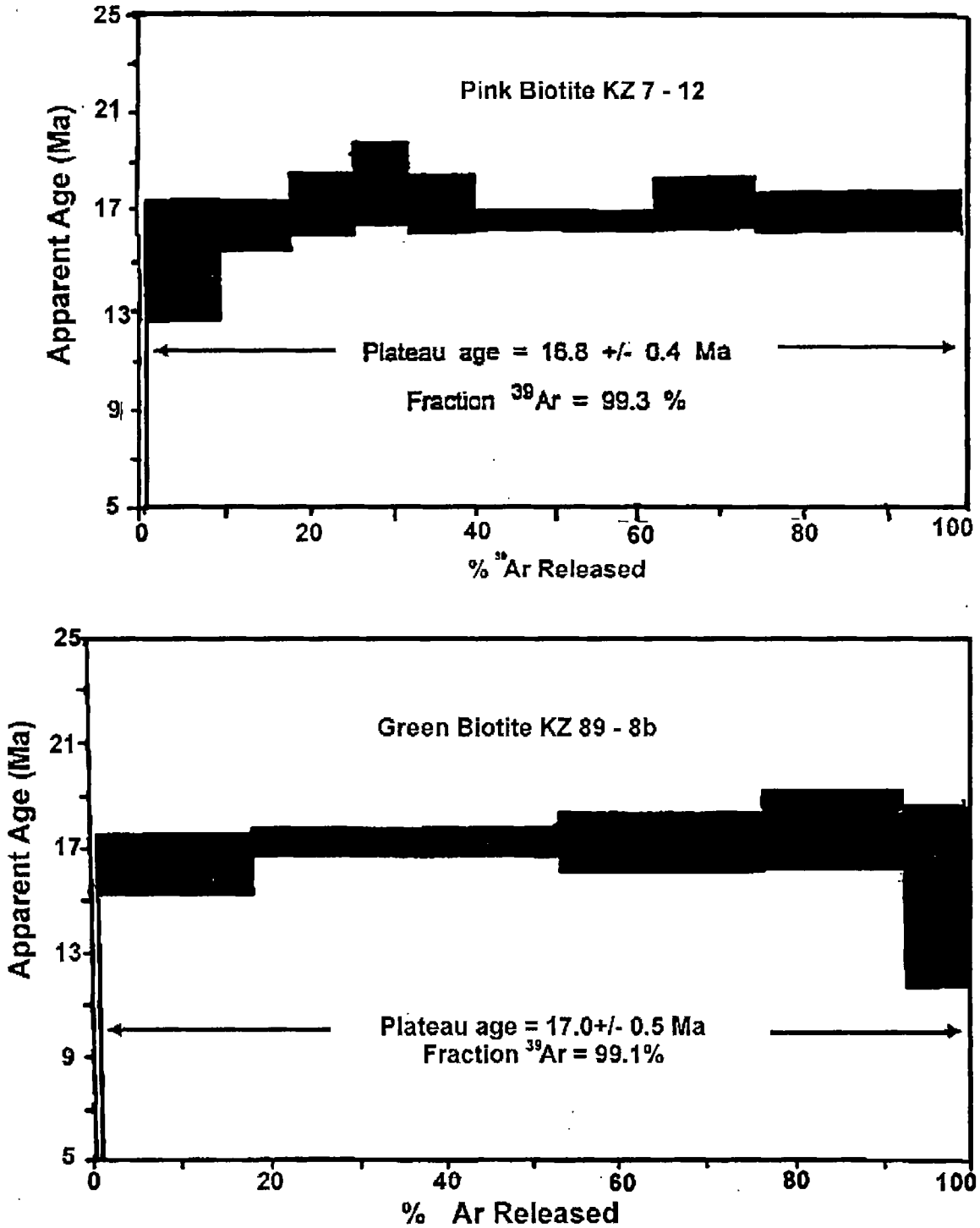


Fig. 33 - Spectres des micas verts et micas roses datés par la méthode $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$
 $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ age spectra for green micas and pink micas from Karezas skarn

est interprété comme un fluide magmatique. La question se pose alors de la nature de cette intrusion.

Trois données issues de l'étude des skarns et de leur environnement suggèrent fortement qu'il s'agit de magmas appartenant à la lignée peralumineuse enrichie en lithium-fluor (Cuney *et al.*, 1994) :

- en premier lieu, la présence de fluorite et de micas lithinifères et fluorés dans les skarns est une claire indication de l'enrichissement en lithium et fluor des fluides correspondants; il est tentant d'attribuer ces teneurs en Li-F à la contribution du fluide L1 magmatique; on sait en effet que les fluides issus de tels magmas sodolithiques peuvent être significativement enrichis en lithium et fluor (Aissa *et al.*, 1987).

- ensuite, la grande richesse en As qui caractérise le stade rétrograde du cycle II est une indication dans le même sens : certains magmas peralumineux à Li-F sont en effet fortement enrichis en arsenic, comme le montre, par exemple, l'existence de stockscheiders à löllingite associés au leucogranite à zinnwaldite du massif du Ment au Maroc (Boushaba, 1996);

- enfin, les essaims de pegmatite à tourmaline que l'on observe dans l'environnement des skarns sont très vraisemblablement associés au granite dont il est question ici; la nature de ces pegmatites plaide également en faveur d'une forte différenciation pour ce granite.

A ces éléments tirés de l'étude du gisement, on peut ajouter que la nature leucogranitique évoluée du granite de Karezas est d'autant plus probable que des intrusions de même nature sont connues ailleurs dans le massif de l'Edough (Aissa, 1978-1990).

La datation à 17 Ma des zinnwaldites du skarn (Aissa, 1996) prouve par ailleurs que l'intrusion de ce granite peralumineux évolué, synchrone

de la mise en place des essaims de pegmatites (elles aussi datées à 17 Ma), a lieu à la fin du Burdigalien.

A cette période, autour de 17 Ma, le fonctionnement de la faille ductile, qui met en contact les gneiss et une partie de la Série des Alternances avec le Paléozoïque daté, est achevé et la température de la pile métamorphique a baissé. En revanche, la faille de détachement majeure qui permet la mise en place gravitaire de la nappe du Numidien et des nappes de flyschs créacés sous-jacentes est peut-être encore active; en tout cas, au droit du site de Karezas, une couverture tectonique comprenant peut-être encore le Paléozoïque métamorphique et sûrement une partie au moins des nappes mésozoïques et tertiaires est certainement encore présente (fig. 34). L'intrusion du granite de Karezas se fait vraisemblablement à une profondeur relativement faible dans ce dispositif (ce qui est un argument de plus pour sa nature, les granites riches en fluor se caractérisant par des températures de solidus très déprimées : Pichavant *et al.*, 1987, donc par de faibles profondeurs de mise en place). En effet, si l'on interprète la pression de formation du skarn (500 ± 100 bar) comme proche de la pression lithostatique, la profondeur correspondante est de l'ordre de 2 km, compatible avec les épaisseurs que l'on peut déduire pour la pile sus-jacente (le Numidien lui-même n'excédant pas 1000-1500 m, Lahondère *in* Marignac, 1985). Au moment de l'intrusion du granite, des fluides étaient présents dans les gneiss de l'Edough (dont la perméabilité avait vraisemblablement été amplifiée à la faveur de la tectonique distensive). A côté des fluides métamorphiques en équilibre avec ces gneiss (le fluide L2 des reconstitutions précédentes), on peut penser que des fluides (aquo)carboniques issus du Paléozoïque sus-jacent s'y étaient infiltrés : ce sont les fluides C des reconstitutions précédentes (C₁ restant proche de sa composition à l'équilibre avec les shales graphiteux du Paléozoïque et C₂, plus oxydant, témoignant d'un rééquilibrage avec les gneiss). Des mélanges entre ces fluides, aux

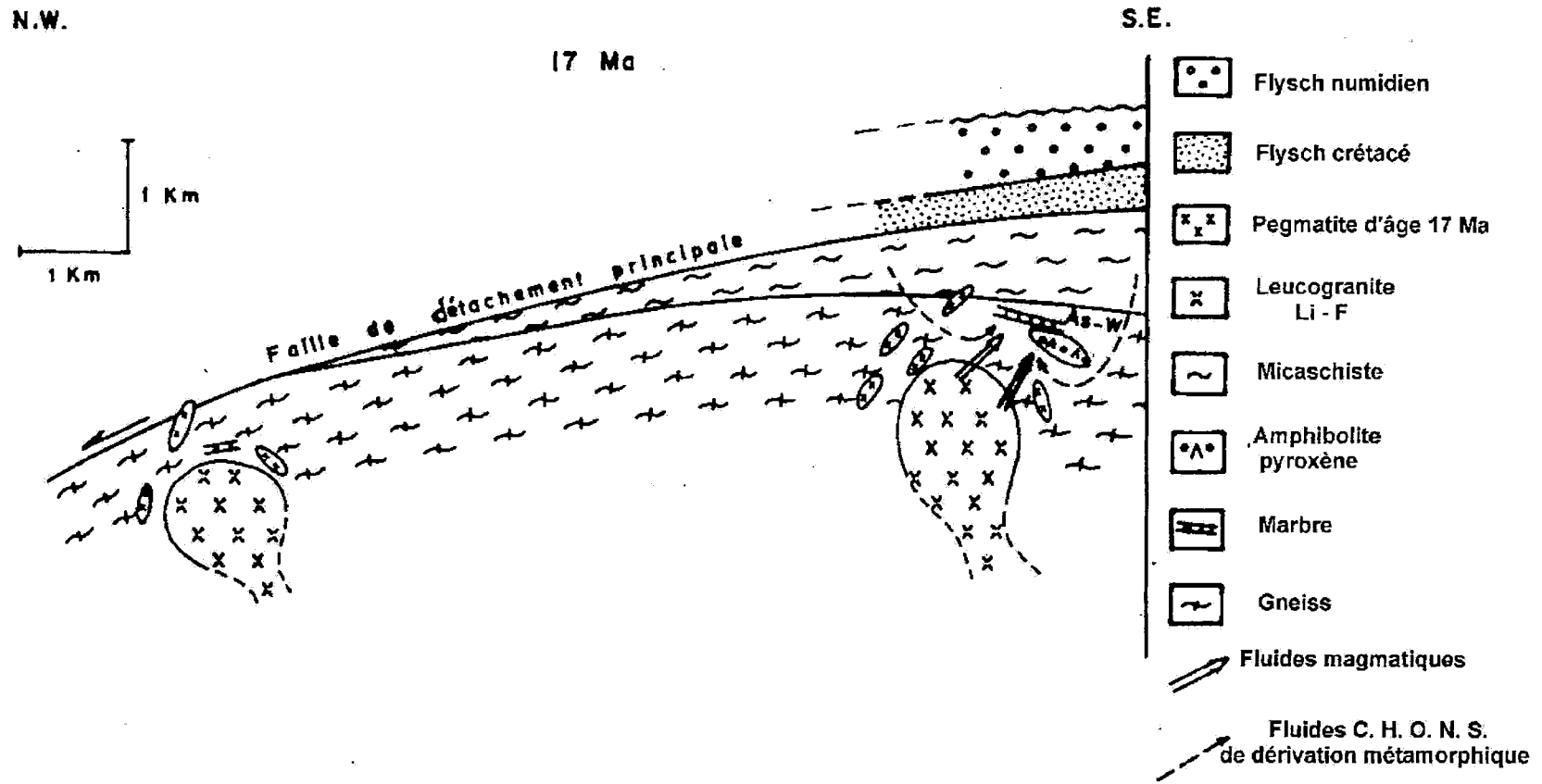


Fig. 34 - Coupe géologique à travers le massif de l'Edough au Burdigalien (17 Ma) illustrant le modèle génétique des minéralisations de Karezas (Aissa, 1978-1990; Aissa, 1985; Aissa et al., 1995

Schematic cross-section of the Edough massif at 17 Ma (Burdigalian), to illustrate the genetic model of Karezas deposit (after Aissa, 1978-1990; Aissa and al., 1995)

alentours de 400°C, auraient produit le fluide Vc-w que l'on observe dans le quartz des pegmatites.

Dans un tel contexte, l'intrusion granitique a pour conséquence, d'une part, d'introduire le fluide magmatique L1 dans les gneiss encaissants et, d'autre part, en développant une anomalie thermique, d'induire la mise en mouvement convective des fluides présents, favorisant les mélanges complexes dont l'étude des inclusions fluides a révélé l'existence. En régime stationnaire, ces fluides ne pouvant s'échapper du réservoir gneissique parce que les formations surincombantes fonctionnent comme une couverture imperméable, y restent confinés et sont, par conséquent, soumis à une pression de type lithostatique, autour de 500 bars. C'est certainement en raison de ce confinement que les gneiss de Karezas portent l'empreinte d'une transformation hydrothermale à laquelle est associée un apport de métaux rares et, notamment, de tungstène (Aïssa, 1996).

Pour rendre possible l'ébullition du fluide magmatique, à l'origine des saumures les plus concentrées (L'1), il faut sans doute envisager des chutes de pression, que l'on peut imaginer résulter de l'activité tectonique distensive, qui se poursuit (même si elle est très certainement sur son déclin autour de 17 Ma) : ces décompressions seraient transitoires et répétitives, suivies d'un retour aux conditions lithostatiques, à la faveur desquelles les fluides L'1 pourraient se mélanger avec les autres fluides du système et, notamment, avec les vapeurs Vc-w.

La percolation des fluides issus du granite et de l'encaissant dans les skarns du cycle I est à l'origine des skarns du cycle II et du dépôt des minéraux métalliques. L'origine du skarn de cycle I n'est pas claire; on peut cependant penser qu'elle est en rapport avec le métamorphisme de basse pression et haute température qui a précédé les événements hydrothermaux du cycle II.

Trois caractéristiques des fluides qui circulent en liaison avec l'intrusion burdigalienne éclairent certaines particularités du skarn :

- il a déjà été fait allusion à la richesse en F, Li et As de la composante magmatique de ces fluides, qui explique l'abondance de la fluorite, des micas lithinifères et de la löllingite;

- la richesse en potassium de ces mêmes fluides rend compte du grand développement des micas potassiques au cours du cycle hydrothermal : il s'agit là d'une véritable métasomatose potassique, qui n'est pas sans rappeler le cas similaire (quoique distinct par la nature des granites impliqués) du skarn à scheelite du Djebel Aouam au Maroc (Cheilletz, 1985);

- le tungstène est lui aussi probablement porté par le fluide magmatique, comme l'indique par exemple la présence de scheelite dans les inclusions LwSn de la fluorite. Cependant, dans la mesure où il s'agissait de fluides non saturés, la précipitation de la scheelite demande une cause spécifique, qui pourrait bien être la participation des fluides externes d'origine métamorphique et, à ce titre, porteurs de N₂ : on sait en effet (Gibert *et al.*, 1991) que les solubilités en tungstène sont très fortement déprimées en présence de ce gaz. Ce serait donc le mélange entre les saumures L'1, porteuses du tungstène, et les fluides aquo-carboniques, porteurs de l'azote (mélange dont les inclusions Vc-wSn portent témoignage), qui serait la cause directe de la précipitation de la scheelite dans les skarns de Karezas.

C'est ce qui expliquerait aussi la pauvreté manifeste des skarns du socle de Bougaroun (Collo, NE Algérie) en scheelite, les séries métamorphiques régionales étant très pauvres en matière organique.

Remerciements - Les auteurs remercient le P^r J. P. Burg de l'E. T. H. de Zurich pour la lecture critique du manuscrit.

BIBLIOGRAPHIE

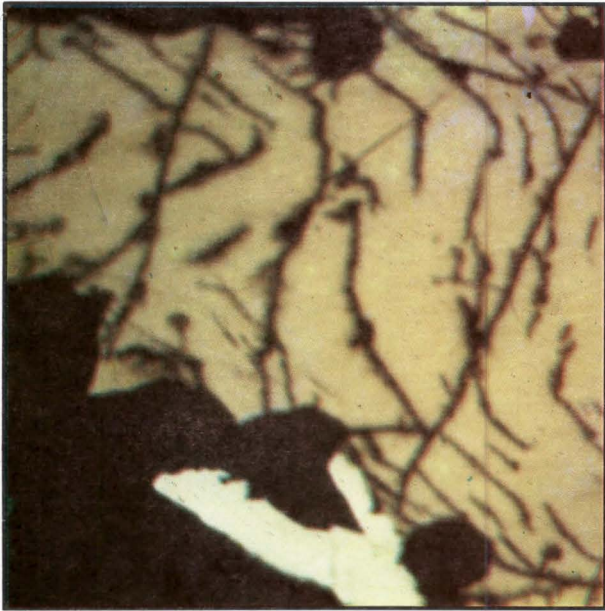
- AISSA, D.E., 1975. Contribution à l'étude géologique et métallogénique du gisement de Ain Barbar (Edough, Annaba) *Mém. D.E.S. Fac. des Sciences Alger* 1975.
- AISSA, D.E., 1978 à 1990. Levers géologiques dans le massif de l'Edough. Rapports internes, *Centre de Rech. Appl. Géosciences Alger*, inédits.
- AISSA, D.E., 1984. Les minéralisations du massif de l'Edough dans leur cadre géotectonique. *Final Symposium of I.G.C.P. Project 169, Leoben October 1984*.
- AISSA D.E., 1985. Etude géologique et métallogénique du massif de l'Edough. *Thèse Doctorat 3^e cycle -USTHB, Alger*.
- AISSA D.E., 1996. Etude géologique, géochimique et métallogénique du massif de l'Edough (Annaba, NE Algérie) -*Thèse de Doctorat d'Etat, USTHB Alger 500 p., 4 cartes hors texte*.
- AISSA, D.E., CHEILLETZ, A., MARIGNAC ET CH., 1990. Principaux caractères métamorphiques des gneiss et des skarns associés dans la partie centrale du massif de l'Edough (Annaba). *8^e Sem. Nat. Sc. Terre, Constantine, Dec.90*.
- AISSA, D.E., MARIGNAC, CH., GASQUET, D. ET CHEILLETZ, A. 1995a. P-T-t paths in the Edough massif (NE Algeria) : *the limits of a metamorphic core complex model. Terra Nova, suppl., Vol.7, N°1, p.X2, 123-124*.
- AISSA, D.E., CHEILLETZ, A., GASQUET, D. AND MARIGNAC, CH., 1995b. Alpine metamorphic core complexes and metallogenesis : the Edough case (NE Algeria) - *in Mineral Deposits: from their origin to their environmental impacts. Pasava, Kribek and Zak eds: Balkema, Rotterdam, pp.23-26*.
- AISSA, M., WEISBROD, A. ET MARIGNAC, CH., 1987. Caractéristiques chimiques et thermodynamiques des circulations hydrothermales du site d'Echassières. *Géol. de la France, 2-3, pp. 335-350, 11fig, tabl*.
- ANGUS, S., ARMSTRONG, B., DE REUCK, K.M., ALTUNIN, V.V., GADETSKII, O.G., CHAPELA, G.A., ROWLINSON, J.S., 1976. International thermodynamic tables of the fluid state, vol. 3, Carbon dioxide, Pergamon Press
- BOSSIÈRE, G., COLLOMB, P. ET MAHDJOUR, Y., 1976. Sur un gisement de péridotites découvert dans le massif cristallophyllien de l'Edough (Annaba, Algérie). *C.R. Acad. Sci. Paris, D, 283, p.885-888*.
- BOUFTOUHA, Y., 1990. Contribution à l'étude des skarns de la région de Collo, NE Algérie - *Thèse de Magister, Univ. de Constantine*.
- BOUGUERRA, A., 1991. Contribution à l'étude des skarns de Karezas et Bouzizi Edough. *Thèse de Magister, Université de Constantine*.
- BOUREFIS, 1994. Contribution à l'étude des skarns de la région de Filfila (Skikda). *Thèse de Magister, Univ. de Constantine*.
- BOUSHABA, A., 1996. Le massif granitique du Ment (Maroc Central) dans son contexte tectono-magmatique régional, et les manifestations hydrothermales associées. *Thèse Doctorat d'Etat, INPL Nancy 306 pages*.
- BOWERS, T.S. AND HELGESON, H.C., 1983. Calculation of the thermodynamics and geochemical consequences of nonideal mixing in the system H₂O-CO₂-NaCl on phase relations in geological systems : Equation of state for H₂O-CO₂-NaCl fluids at high pressures and temperatures, *Geochim. Cosmochim. Acta* 47, 1247-1275
- BOZZO, A.T., CHEN, H-S., KASS, J.R. AND BARDUIN, A.J. 1973. The properties of the hydrates of chlorine and carbon dioxide, *4th Internat. Symp. on Fresh Water from the Sea* 3, 437-451
- BURNHAM, C.S. AND OHOMOTO, 1980. Late-stage processes of felsic magmatism. *In Ishihara, S. and Takenouchi, S., eds, Granitic magmatism and related mineralization. Soc. Minig. Geologists Japan, Spec. Issue* 8: p.1-11.

- CABY, R. ET HAMMOR, D., 1992. Le massif cristallin de l'Edough (Algérie): un «metamorphic core complex» d'âge Miocène dans les maghrébides. *C.R. Acad. Sci., Paris*, 314, p.829-835.
- CAILLÈRE, S. ET KRAUT, F., 1947. Sur une zone tungstifère d'origine métamorphique dans le massif de Belelieta (Algérie). *C.R.A.Sci., Paris*, t.225, p. 129-131.
- 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 gréso-pélitiques. *Bull. Minéral.*, 108, pp 367-376.
- CHEILLETZ, A., AISSA, D. E., MARIGNAC, CH. AND RUFFET, G., 1993. Miocene hydrothermal metamorphism in the Edough massif (NE Algeria). *Terra Nova, suppl. Vol. 5, N°1*, p.383.
- COLLINS, L. F., 1979. Gas hydrates in CO₂ bearing fluid inclusions and the use of freezing data for estimation of salinity. *Econ. Geol. USA*.
- CUNEY, M., STUSSI, J.M. AND MARIGNAC, CH., 1994. A geochemical comparaison between west and central european granites: implications for the origin of rare metal mineralization. In *Metallogeny of collisional orogens; Seltmann, Kämpf and Moller eds.* pp.96-102.
- DARIMONT, A. ET HEYEN, G. 1986. Simulation des équilibres de phases dans le système CO₂-N₂. Application aux inclusions fluides. *Bull. Minéral.* 111, 179-182
- DIAMOND, L.W., 1992. Stability of CO₂ hydrate + CO₂ liquid + CO₂ vapour + aqueous KCl-NaCl solutions : Experimental determination and application to salinity estimates of fluid inclusions. *Geochim. Cosmochim. Acta* 56, 273-280
- DUBOIS, M., 1992. Fluides crustaux; approche expérimentale et analytique. 1- Détermination du solvus des systèmes H₂O-MCl (M=Li, K, Rb, Cs) et, 2- Caractérisation et dynamique des fluides des dômes thermiques, sur l'exemple du diapir Vellave (S. E. Massif Central Français). Thèse doctorat I.N.P.L., Nancy, 229 p.
- EINAUDI, M.T., MEINERT, L. D. ET NEWBERRY, R. J., 1981. Skarn deposits. *Econ. Geol., 75th Anniv.* Vol. p.317-391.
- EREM, 1968. Travaux d'exploration sur les minéralisations ferrifères du sud du massif de l'Edough - *Rapport interne* inédit.
- GIBERT, F., 1991. Les gneiss à silicate calciques des schistes X de la Montagne Noire. Origine et modalités de la métasomatose et du dépôt de W et Sn. *Thèse Doctorat, Université de Toulouse III*, 283 p.
- HENNI, B., 1994. La minéralisation ferrifère de Berrahal et ses environs. (Massif de l'Edough, Annaba). Caractérisation et approche génétique. *Thèse de Magister, USTHB, Alger*, 173 p.
- HEYEN, G., RAMBOZ, C. ET DUBESSY, J. 1982. Simulation des équilibres de phase dans le système CO₂-CH₄ au-dessous de 50°C et de 100 bars. Applications aux inclusions fluides, *C. R. Acad. Sci. Paris 294, série II*, 3, 203-206
- HILLY, J., 1957. Etude géologique du massif de l'Edough et du Cap de Fer (Est Constantinois). *Thèse Doct. d'Etat, Nancy*, 408 p.
- KRETSCHMAR, U. ET SCOTT, S. D., 1976. Phase relations involving arsenopyrite in the system Fe-As-S and their application. *Canadian Mineral.* V. 14, p.364-386.
- KWAK, T. A. P. 1987. W-Sn skarn deposits. *Elsevier, Ed.*
- MARIGNAC, CH. AND ZIMMERMANN, J.L., 1983. Ages K-Ar de l'évènement hydrothermal et des intrusions associées dans le district minéralisé miocène d'Ain Barbar (Est Constantinois). *Mineral. Deposita*, 18, p.457-467.
- MARIGNAC, CH., 1985. Les minéralisations filoniennes d'Ain Barbar (Algérie): un exemple d'hydrothermalisme lié à l'activité géothermique alpine en Afrique du Nord. *Thèse Doct. Etat, I. N. P. L., Nancy*, 2 vol., 1163p.; 1 vol. annexe, 176p.

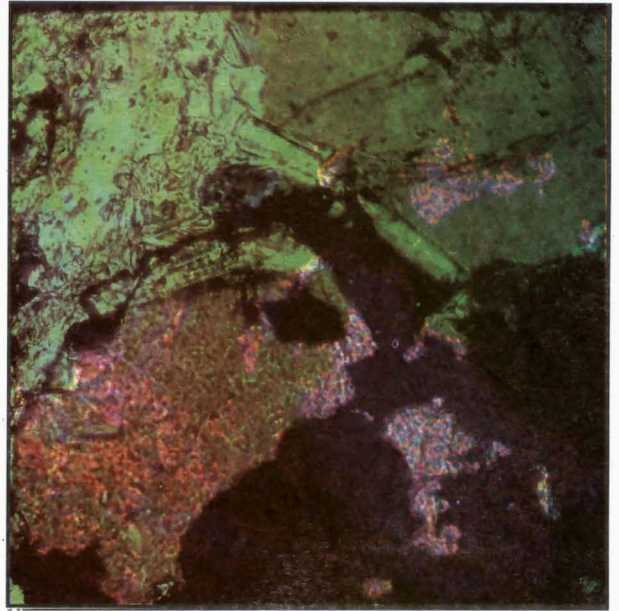
- MARIGNAC, CH., AISSA D.E. AND CHELLEITZ A., 1991. The Karezas W deposit (Edough massif, Algeria): a polycyclic scheelite skarn. *Terra Nova, suppl., Vol.3, n° 1*, p.414.
- MEINERT, L. D., 1989. Gold skarn deposits: geology and exploration criteria. *Econ. Geol. Mon.* 6 pp. 533-552
- MONIÉ, P., MONTIGNY, R. ET MALUSKI, H., 1992. Age burdigalien de la tectonique ductile extensive dans le massif de l'Edough (Kabylies, Algérie). Données radiométriques $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 163, p.571-584.
- MONIER, G., 1985. Cristallogénèse des micas des leucogranites; nouvelles données expérimentales et applications pétrologiques. *Thèse de Doctorat ès-Sciences, Univ. d'Orléans*.
- PARRY, W. T., 1986. Estimation of X_{CO_2} , P and fluid inclusion volume from fluid inclusion temperature measurements in the system $\text{NaCl}-\text{CO}_2-\text{H}_2\text{O}$. *Econ. Geol.* 81, 1009-1013
- POTY, B., LEROY, J. ET JACHIMOVICZ, L., 1976. Un nouvel appareil pour la mesure des températures sous le microscope: l'installation de microthermométrie Chaixmeca. *Bull. Soc. fr. Minéral. Cristall.*, 182-186
- RAMBOZ, C., 1980. Géochimie et étude des phases fluides des gisements et indices de Sn-W du S. du M.C.F. (France). Thèse I.N.P.L. Nancy.
- RAMBOZ, C. AND CHAREF, A., 1988. Temperature, Pressure, Burial History, and Paleohydrology of the Les Malines Pb-Zn Deposit: Reconstruction from Aqueous Inclusions in Barite. *Econ. Geol.* 83, 784-800.
- ROEDDER, E., 1963. Studies of fluid inclusion II: Freezing data and their interpretation. *Econ. Geol.* 58, 167-211
- ROEDDER, E., 1979. Fluid inclusions as samples of ore fluids, in Barnes, H.L. (éditeur) *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*, Wiley, pp. 684-737
- ROEDDER, E., 1984. Fluid inclusions. *Mineral. Soc. America Reviews in Mineralogy* 12, 644 p.
- SHARP, Z. D., ESSENE, E. J. AND KELLY, W. C., 1985. A reexamination of the arsenopyrite geothermometer: pressure considerations and applications to the natural assemblages. *Canad. Miner.*, 23, pp.517-534.
- STERNER, S. M., HALL, D. L. AND BODNAR, R. J. 1988. Synthetic fluid inclusions. V. Solubility relations in the system $\text{NaCl}-\text{KCl}-\text{H}_2\text{O}$ under vapor-saturated conditions. *Geochim. Cosmochim. Acta* 52, 989-1005
- STERNER, S. M., 1992. Synthetic fluid inclusions: Part XI. Notes on the application of synthetic fluid inclusions to high P-T experimental aqueous geochemistry. *Am. Mineral.* 77, pp 156-167.
- SWANENBERG, H. E. C., 1979. Phase equilibria in carbonic systems and their application to freezing studies of fluid inclusions. *Contrib. Mineral. Petr.* 68, 303-306
- THIERY, R., 1992. Détermination des propriétés V-X des inclusions fluides à $\text{CH}_4-\text{CO}_2-\text{N}_2$. Calcul des équilibres liquide-vapeur. Modélisation de la stabilité des clathrates. Calcul du volume molaire. *Mém. D. E. A., I.N.P.L., Nancy*
- VAN DEN KERKHOFF, A. M., 1988. The system $\text{CO}_2-\text{CH}_4-\text{N}_2$ in fluid inclusions: theoretical modelling and geological applications. *Thèse Vrije Universiteit te Amsterdam*, 206 p.
- VAN DEN KERKHOFF, A. M., 1990. Isochoric phase diagrams in the systems CO_2-CH_4 and CO_2-N_2 : Application to fluid inclusions. *Geochim. Cosmochim. Acta* 54, 621-629
- VANKO, D. A., BODNAR, R. J. AND STETNER, S. M., 1988. Synthetic fluid inclusions: VIII vapor-saturated halite solubility in part of the system $\text{NaCl}-\text{CaCl}_2-\text{H}_2\text{O}$, with application to fluid inclusions from oceanic hydrothermal systems. *Geochem. and Cosmoch. Acta* V.52, p. 2451-2456.
- VILA, J. M., 1980. La chaîne alpine d'Algérie orientale et des confins algéro-tunisiens. *Thèse Doct. d'Etat, Univ. Paris VI*, 663p.
- ZHANG, Y. G. AND FRANTZ, J. D., 1987. Determination of the homogenization temperatures and densities of supercritical fluids in the system $\text{NaCl}-\text{KCl}-\text{CaCl}_2-\text{H}_2\text{O}$ using synthetic fluid inclusions. *Chem. Geol.* 64, pp335-350.

Planches

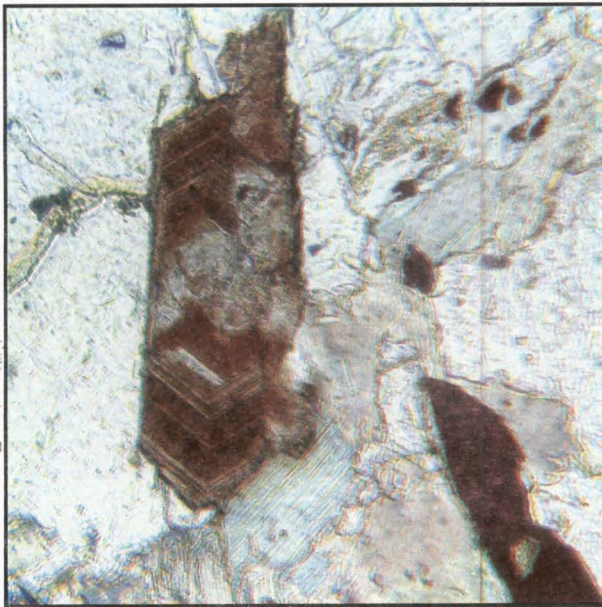
Planches I



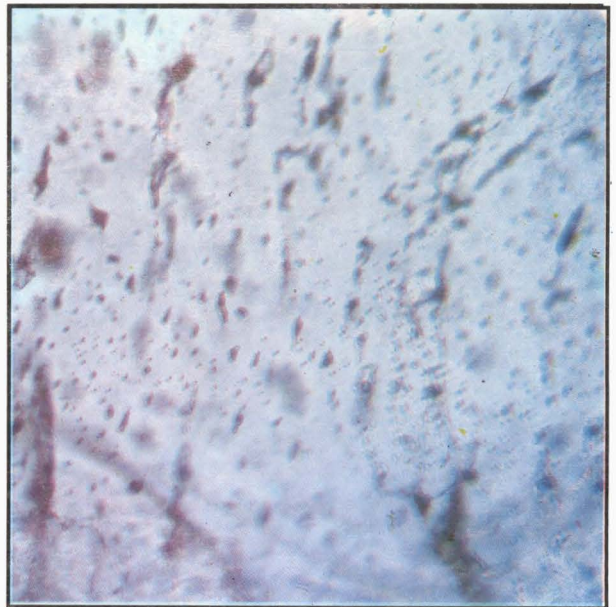
1. Pyrrhotite déformée et microplissée (cycle I)
Deformed and microfolded pyrrhotite (cycle I)



2. Wolframite (Noir) remplaçant la scheelite (violeté)
Wolframite (Black) replacing scheelite (violet)

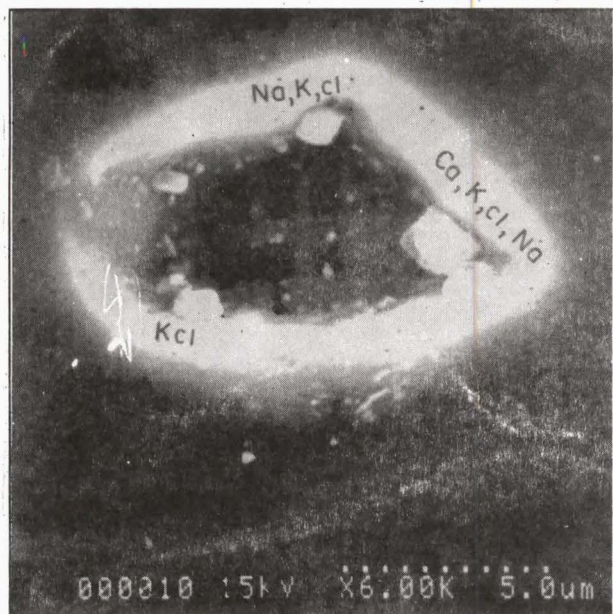


3. Allanite zonée (Brun) et löllingite (Noir)
Growth zoning in allanite (Brown) and löllingite (Black)



4. Exemple d'inclusion fluides dans la scheelite
An example of fluid inclusions in scheelite

Planches II



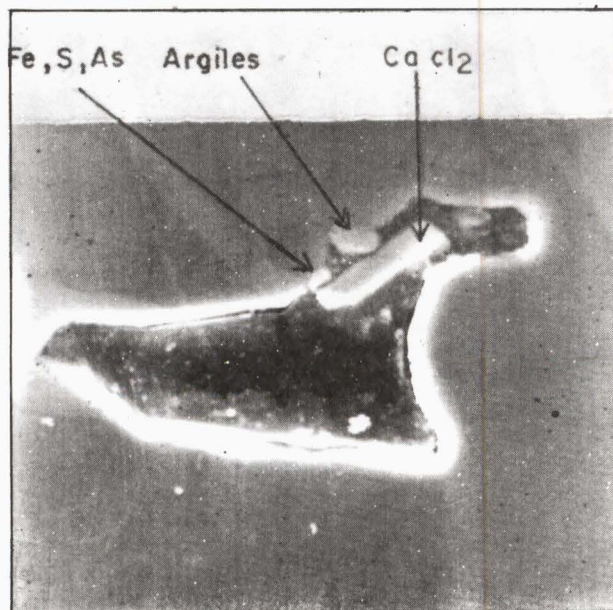
1. Cavité d'inclusion fluide contenant des précipitats de sels de compositions divers (Photo M.E.B.)

Fluid inclusion cavity containing precipitates of salts with a different composition (S.E.M. Photo)



2. Cavité d'inclusion fluide contenant des cristaux de sels de composition Ca, K, Cl, (Na) (Photo M.E.B.)

Fluid inclusion cavity containing cristals of salts with a different compositions (S.E.M.)



3. Cavité d'inclusion fluide podiforme contenant des cristaux de CaCl_2 , d'argiles et de FeAsS (Photo M.E.B.)

Podiforme fluid inclusion cavity including cristals of CaCl_2 , clay and FeAsS (S.E.M. Photo)



4. Cristal de scheelite contenu dans une cavité d'inclusion fluide (Photo M.E.B.)

Scheelite cristal contained within a fluid inclusion cavity (S.E.M. Photo)