



Le gisement de scheelite de Salau, Ariège - Pyrénées

C. DERRÉ, M. FONTEILLES et L. V. NANSOT

26° CGI



DELEGATION GENERALE
A LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE ET TECHNIQUE

Gisements Français
Fascicule E 9

701154



ISBN 2-903201-09-9

entrée 9804

Le gisement de scheelite de Salau, Ariège - Pyrénées

C. DERRÉ, M. FONTEILLES et L. Y. NANSOT

Avec la collaboration de

J. FAURE, Ch. GUIRAUDIE, B. GUY et P. SOLER.

Société Minière d'Anglade
SALAU
09140 Seix



C. DERRÉ

Équipe de Recherche « Provinces Métallogéniques »
Laboratoire de Géologie Appliquée
Université Pierre et Marie Curie
4, place Jussieu, 75230 Paris Cedex 05

M. FONTEILLES

Laboratoire de Géologie Dynamique
Université Aix-Marseille-Saint-Jérôme
13397 Marseille Cedex 04

B. GUY

École Nationale Supérieure des Mines de Saint-Étienne
Département de Géologie
158, Cours Fauriel
42023 Saint-Étienne Cedex

P. SOLER

École Nationale Supérieure des Mines de Paris
Centre de Géologie Générale et Minière
60, boulevard Saint-Michel
75272 Paris Cedex 06

J. FAURE

Compagnie Générale des Matières Nucléaires (COGEMA)
« La Boursidière » R.N. 186
92357 Le Plessis Robinson Cedex

Ch. GUIRAUDIE

Bureau de Recherches Géologiques et Minières
Division Sud-Ouest, Avenue Pierre-Georges Latécoère
31400 Toulouse

L. Y. NANSOT

Société Minière d'Anglade
09140 Salau-sur-Seix

Résumé

Le gisement de scheelite de Salau représente par sa production et ses réserves un tonnage de 12 000 à 15 000 t de WO_3 . Les caractères de la minéralisation en scheelite associée à la pyrrhotite, limitée aux skarns et skarnoïdes, supposent une métasomatose d'une série carbonatée au contact d'un petit apex intrusif de granodiorite (apport de W, Fe, Mg, Al, OH_2 , SiO_2). La forme des corps minéralisés, en colonnes ou en lentilles, est guidée par les irrégularités de la bordure de la granodiorite (golfses et gouttières) et par la disposition des roches encaissantes sur la bordure. Les métalotectes sont ainsi définis :

- 1) la minéralisation se distribue de façon différente suivant la nature originelle de la roche encaissante, — soit dans les skarnoïdes à hédénbergite-grenat développés aux dépens des alternances calcaires-shales transformés en cipolins à diopside-idocrase, — soit dans les skarns à hédénbergite développés aux dépens des cipolins purs.
- 2) la localisation et la forme de la granodiorite et de la minéralisation sont contrôlées par les discontinuités structurales antérieures et par l'obliquité de la granodiorite sur les strates originelles.
- 3) une déformation plicative contrôle la mise en place de l'intrusion et des tactites (avec la première génération de scheelite) ; les sulfures cristallisent un peu plus tardivement et se concentrent vers les « zones d'abri ». Une recristallisation des silicates à une température plus basse et une deuxième génération de scheelite accompagnent la fin de ce plissement. C'est à cet épisode « d'altération hydrothermale » que l'on peut attribuer les fortes teneurs des corps minéralisés intensément plissés.
- 4) la minéralisation est restreinte à la partie inférieure de la série carbonatée.

La nature des fluides qui ont circulé le long du contact suppose une origine « profonde » de ces fluides et du tungstène les accompagnant, c'est-à-dire une source non accessible à l'observation dans ce secteur.

Abstract

This deposit is located in the axial zone of the Pyrenees (fig. 1) 130 km South of Toulouse and 30 km South of St-Girons, near of the Salat river spring and of Spanish frontier. The mineralized outcrops are found between 1 230 m and 1 900 m of altitude. The discovery was made in 1961 by B. Passaqui Geologist of the « Bureau de Recherches Géologiques et Minières » (BRGM) during a prospecting of the granitoids in the Pyrenees.

It is mined by the « Société Minière d'Anglade ». Since 1978, the production has been fielded from the ore bodies located in a « first gulf » of the granodiorite (6 683 t of WO_3 at 1,23 %). In 1974, new ore bodies were discovered to the South and are actually mined. The new reserves are estimated to 6 000 t of WO_3 at an average grade of 2 % (fig. 2).

I — Regional geology (fig. 3)

The deposit is located to the South of a little stock of granodiorite of 1 km². This stock intruded metasediments of assumed Ordovician age. The lithostratigraphic series, its contact metamorphosed equivalent and the location of skarns and orebodies are as follows :

Series of Salau	Contact metamorphism	
	less than 50 m granodiorite	less than 25 m granodiorite
Salau gray and white limestone	Gray and white marble	Skarns, G 620 lens, ravin de la Fourque occurrences
Alternating limestones and shales	Vesuvianite marble, diopside marble	Skarnoides, lenses of the « Gulf », « North » lens, « Veronique W »
Limestone with articles of crinoids	Gray and white marble	Skarns, « South » lens; « Veronique E », « S. C. » column
Sandy shales	Si-Al hornfelses	

Besides the contact metasomatic mineralization, a stratiform zinc occurrence appears in the upper part of the Salau limestone, the location of which corresponds to the stratabound bodies in the Upper Ordovician of the Bentaillou-Sentein area (Ariège, France) and of Liat (Spain).

This series is overlain by bluish shales, then by a limestone of Lower Devonian age (A. Dommaget, 1977). At this level are situated the stratabound zinc deposits of Carboire, Saube and Hoque-Rabe, NE of Salau (J. P. Bois, J. Bertraneu, J. Bouladon, Ch. Guiraudie, J. P. Prouhet, 1972; D. Charuau, 1974).

Before the granodiorite emplacement, the sedimentary series underwent a folding and metamorphism of the Hercynian orogeny. Four folding phases were evidenced. The first phase (P1 — N 30 to N 80) is synchronous to the low-grade regional metamorphism, the mineralogical assemblages of which is : albite, epidote, muscovite, chlorite. From a structural regional point of view, the second phase (P2 — N 110) is the most important.

The emplacement of the granodiorites (Bassiès, Marimaña, Salau) is anterior to the P3 folding (N 140) (C. Derré, 1978). C. Derré (1973-1978) stated that the Salau intrusion is synchronous to the P2 folding, and P. Soler (1977) that it is posterior to P2.

II – Geology of the mine area

Around the granodiorite of Salau, the carbonated sequence has undergone a contact metamorphism, where can be distinguished (C. Derré, 1978) :

- an outer zone (albite, epidote, biotite hornfels facies) with an E.W trend, extending to 6 km from the stock ;
- an inner zone (hornblende hornfels facies) of about fifty meters wide.

According to the field evidences (figure 3 and sections), the granodiorite intruded a P1 anticline, the core of which is made up of Si-Al hornfels which can only be observed in the mine.

The intrusion of Salau is composed of discontinuous rim of fine grained quartz diorite, the core of which grades to a porphyric granodiorite in depth. According to P. Soler (1977) two calco-alkaline series characterise these two facies ; the first one is shifted to the high Fe grades (fig. 5).

III – The ore deposit

Shape and control for the ore (C. Derré, 1978).

The scheelite mineralization is restricted to the pyrrhotite zones located in the skarns, near the granodiorite contact. The shape of the ore bodies are either lenses or columns, controlled by the irregularities of the granodiorite border (« gulfs and troughs ») and by the host-rocks arrangement with regard to this border (fig. 8).

Two types of mineralized bodies can be distinguished according to their host-rocks :

- lenses located in diopside-vesuvianite marbles (fig. 10) which are made up of alternating layers with pyrrhotite-scheelite, hedenbergite-garnet skarns or skarnoids and marbles. The WO_3 average is 1 % in the « first gulf » (North lens and lenses of the « Gulf »). The scheelite is bound to the pyroxene-biotite-quartz rich bands, whereas the pyroxene-garnets bands are barren or poor (0,4 – 0,17 % WO_3). Scheelite is abundant too in a 10 cm width rim of skarns closed to marbles.

- lenses and columns located in the gray and white marble which are essentially restricted to the granodiorite border and to its apophyses. From the granodiorite to the marble have been distinguished several zones shown by the figure 9. In the « first gulf », either « South lens » and the « S.C. » column have high WO_3 average values (1,6 to 2 %) as well as in the « Veronique E lens » (2 %) of the « third gulf ».

The ore is related to several metallotects.

1) Lithologic ones : the mineralization is restricted to the lower part of the carbonated series of Salau.

2) Structural ones :

a) the irregularities of the granodiorite border are well mineralized when the troughs are less than 20 meters width ;

b) the location, the shape of the granodiorite and of the mineralization are controled by former structural discontinuities (lithological limits, duplication by P1 folding) and by the obliquity of the granodiorite border related to the stratas trend : in this case, the skarns develop in alternating bands within the marbles up to 25 m from the granodiorite border, whereas they do not exceed 10 cm when stratas and intrusive contact are parallels ;

c) the granodiorite emplacement and the skarns (with a first scheelite generation) development are controled by the synchronous P2 folding, owing to the slabbing between rocks of variable competence. Sulfides cristallise a little bit later, and concentrate in pressure shadows (troughs, hinges, in extension zone).

At the end of the P2 folding, the flattening is accompanied by the recrystallization of the sulfides and silicates, along S2, to a lower temperature (hydrothermal alteration phase).

The second scheelite generation is superimposed to the first banding.

A fracturation with infilling of quartz, sulfides, and scheelite is associated with the P3 deformation. Therefore, this weak fracture mineralization is a guide to lateral ore bodies.

Successives stages in the evolution of the calcic and quartz feldspar rocks (M. Fonteilles et P. Soler).

Salau tungsten deposit belongs to skarn type according to an empirical definition of skarns based on the observation of some peculiar features resulting directly from the physico-chemical laws of metasomatism. The consideration of various peculiar features of Salau deposit shows that it is a case of percolation metasomatism.

Various successive stages in the evolution of calcic rocks have been distinguished and characterized from a mineralogical point of view :

- isochemical contact metamorphism stage, associated with, or followed by silicification of some banded calcic hornfelses, without any other addition than SiO_2 :
- percolation skarns and skarnoïds stage, characterised by addition of iron (hedenbergite formation) and deposition of disseminated scheelite and pyrrhotite ;
- finally main ore stage with abundant pyrrhotite and comparatively high scheelite content, associated with hydrothermal alteration phase characterized by the development of such hydrous silicates as ferro-actinolite and epidote.

In quartz-feldspar rocks, especially granodiorite, one may observe various stages of mineralization more or less parallel to those described in the calcic rocks : - a comparatively early and poorly developed stage is of greisen type with quartz-muscovite and tourmaline veins, - in the hydrothermal stage which may be sometimes, even in such rocks, associated with economic scheelite mineralization, the most characteristic phenomena are the development of albite, at some places of a late biotite and microcline and elsewhere of abundant epidote.

Using experimental results and thermochemical calculations, thermochemical conditions at each stage are precised (fig. 15-17) :

1rst stage (contact metamorphism) :

$$485\text{ }^\circ\text{C} < t < 540\text{ }^\circ\text{C}, 400\text{ bars} < f\text{CO}_2 < 900\text{ bars}, -24,7 < \log f\text{O}_2 < -22,5$$

2nd stage (skarns and skarnoïds) :

$$505\text{ }^\circ\text{C} < t < 540\text{ }^\circ\text{C}, 450\text{ bars} < f\text{CO}_2 < 1\ 150\text{ bars}, -24,1 < \log f\text{O}_2 < -22,1\ \text{et}\ -6,85 < \log f\text{S}_2 < -6,25$$

4th stage (hydrothermal alteration) :

$$t \simeq 450\text{ }^\circ\text{C}, \log f\text{O}_2 \simeq -27,5, f\text{CO}_2 \simeq 1\ 000\text{ bars et } \log f\text{S}_2 \simeq 8,2$$

Isotopic study of pyrrhotite sulfur and carbonates carbon and oxygen shows a deep origin of the ore fluids.

Sommaire

Introduction	9
<i>Place du gisement</i>	9
Historique de la découverte du gisement et des recherches	9
Production - méthodes d'exploitation - traitement	11
1 - Environnement géologique	13
1.1 - Série lithostratigraphique	13
A - La série shalo-gréseuse	13
B - La série carbonatée de Salau	13
C - Les shales bleutés	13
D - Le faisceau calcaire de Carboire	13
1.2 - Les épisodes de déformation et de métamorphisme	15
A - Les plissements	15
B - Le métamorphisme régional	15
C - Le métamorphisme de contact	15
2 - Description du gisement	17
2.1 - Environnement géologique	17
A - Les roches intrusives	17
B - Les roches encaissantes	19
2.2 - Forme des corps minéralisés	19
A - Situation et forme du gisement	19
B - Répartition de la scheelite	24
C - Métallotectes	29
2.3 - Types de minerais et roches associées. Leur arrangement dans le temps et dans l'espace. Associations minéralogiques	30
A - Propriétés et caractères distinctifs des skarns	30
B - Stades d'évolution des roches calciques	31
C - Évolution des roches quartzo-feldspathiques	34
D - Remaniements de la minéralisation	35
2.4 - Conditions thermodynamiques de formation	35
2.5 - Données sur les isotopes et leurs implications	39
A - Pour le soufre	39
B - Pour le carbone et l'oxygène	39
2.6 - Histoire de la formation du gisement-conclusions génétiques	40
A - Histoire de la formation du gisement par rapport à la tectonique	40
B - Épisodes de métasomatose et de minéralisation	40
C - Conclusions génétiques	40
Références bibliographiques	41

Introduction (*)

Place du gisement

- dans la production européenne et française,
- dans la « province à tungstène » et en particulier dans les Pyrénées.

Les gisements de contact à scheelite de type skarn représentent 45 à 50 % de la production mondiale de tungstène et les 2/3 de la production du monde occidental.

Le gisement de Salau assure actuellement la totalité de la production française et satisfait à peu près à la moitié des besoins français. Il représente un potentiel de 12 000 t de WO_3 , dans un minerai à teneur supérieure à 1 %.

Au cours de ces dernières années, le BRGM a montré que les Pyrénées contenaient un potentiel important de tungstène, le principal métallotecte étant celui des contacts entre roches carbonatées et granodioritiques (Costabonne, Salau, Aurenère (Espagne), les Eaux Chaudes, Cauterets) (fig. 1).

Le gisement de Costabonne (Pyrénées orientales) a été reconnu par sondages et travaux miniers de 1954 à 1957. Les ressources identifiées ont été évaluées à 1,5 million de tonnes de minerai à 0,35 % WO_3 .

A Aurenère (Espagne), les indices se trouvent dans la partie tout à fait apicale du granite.

Les affleurements des Eaux Chaudes et des Tourettes se situent au contact du massif granitique de Cauterets. Les indices ont la même présentation qu'à Salau mais l'étude n'a pu être poursuivie car ils sont compris à l'intérieur du Parc National des Pyrénées occidentales où toute recherche minière est interdite.

Il faut signaler qu'il existe d'autres indices à scheelite dans des niveaux d'origine shaleuse à carbonatée en dehors de l'auréole de contact de granites affleurants comme par exemple les indices de scheelite de l'Arize (Ariège) (F. Tollon *et al.*, 1967), ou des filons de quartz à scheelite encaissés dans les schistes carburés siluriens de la vallée de la Pique (Haute Garonne) (C. Bouquet, 1973).

Historique de la découverte et de la recherche.

Historique de la découverte du gisement et des recherches

Il est bon de rappeler que le premier gîte de skarn à scheelite des Pyrénées (Costabonne) a été découvert par G. Guitard au cours d'études géologiques de détail menées par le Bureau de Recherches Géologiques et Minières (BRGM) dans les Pyrénées orientales.

C'est l'étude du modèle Costabonne qui a permis ensuite à

J. Bertraneu (BRGM) de « focaliser » très rapidement l'attention sur le petit massif granodioritique de Salau qui pointait dans une barre calcaréodolomitique d'âge caradocien (1959).

La démarche de métallogénie prévisionnelle était appuyée sur les critères suivants :

- chimisme de l'intrusion (granodiorite);
- caractéristiques pétrographiques de zone apicale de celle-ci confirmée par son faible diamètre à l'affleurement;
- contexte carbonaté (calcaires);
- mise en place de l'intrusion en domaine profond.

(*) Ch. Guiraudie.

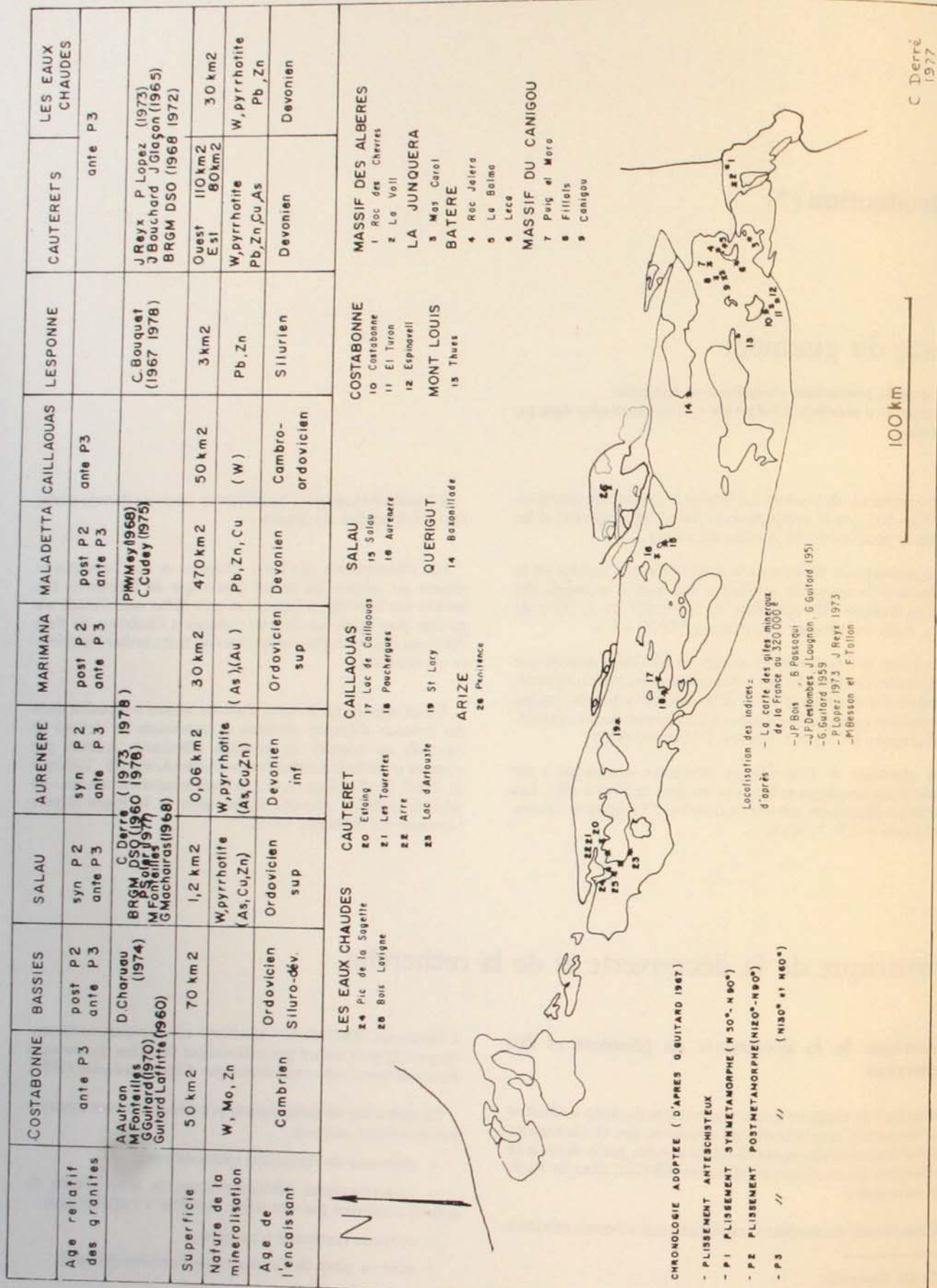


FIG. 1. - Localisation des principaux gites et indices de scheelite des Pyrénées et autres métaux en relation avec les granitoïdes. Dimensions des intrusions.

Les travaux de prospection entrepris à partir de ces idées par la Division Sud-Ouest du BRGM aboutissaient très rapidement en 1960 à la découverte des premiers indices de skarn minéralisés en scheelite (B. Passaqui).

De 1960 à 1963, une carte géologique de détail assortie d'une prospection au marteau et de décapages, permettait de porter un premier jugement sur la géométrie possible du gisement et sur les teneurs à espérer, et de définir une zone accessible sur laquelle un premier test de valeur pouvait être effectué au moyen de 23 sondages totalisant 2 600 m. Ces sondages faisaient apparaître de façon claire l'intérêt des zones à pyrrhotite massive dans lesquelles les teneurs en scheelite étaient systématiquement plus élevées (égales ou supérieures à 1 %). En outre, ils permettaient de donner une première définition de l'enjeu soit 580 000 tonnes à 0,9 % de WO_3 et d'espérer une continuité suffisante du phénomène minéralisant.

Une campagne de géophysique (résistivité, magnétisme, mise à la masse) effectuée parallèlement donnait une bonne corrélation avec les résultats obtenus par les sondages et permettait de doubler facilement en possible le tonnage reconnu en probable.

A ce stade de la recherche (1964), un syndicat était créé pour poursuivre la recherche, il groupait : le BRGM, la Société Omnimines et la Compagnie Minière et Métallurgique.

Les travaux suivants (1964-1967) destinés à préciser la géométrie du gisement et la répartition des teneurs ont nécessité la réalisation de 410 m de galeries, 800 m de sondages carottés fond, 900 m de sondages percutants, une étude pétrographique détaillée ainsi qu'une étude de valorisation et des essais semi-industriels. Une étude géostatistique a donné des résultats qui ont bien recoupé les chiffres de réserves calculés par le BRGM par pondération directe des résultats obtenus par travaux miniers et sondages (2 000 analyses environ). L'ensemble de ces travaux a permis d'une part de définir le gisement, d'autre part d'en démontrer l'exploitabilité.

En effet, ces travaux ont montré que les corps minéralisés se situent soit au contact du massif proprement dit, soit en liaison spatiale avec une grande apophyse granodioritique en forme de lame aplatie. Leurs dimensions sont de 50 à 100 m dans le plan horizontal et au moins du même ordre dans le plan vertical avec des puissances allant de 0,2 m à 13 m. La minéralisation apparaît localisée dans les « golfes » et les « gouttières » formés par la granodiorite. Le tonnage hautement probable et probable de ce panneau dit zone du Bois situé à l'Est du contact sud du massif de granodiorite exploré à ce moment-là représentait 500 000 tonnes de minerai à 1,45 % WO_3 .

En 1967, la décision d'exploitation était prise et la Société Minière d'Anglade constituée.

L'exploitation commençait fin 1970. Un programme de développement des réserves était mis en place en 1973 (galeries de recherche et sondages carottés). Les minéralisations découvertes entre 1975 et 1978, à 300 m à l'Ouest du gisement initial, soit à l'aplomb des anomalies géophysiques ouest de la première campagne de recherche, sont estimées à 6 000 tonnes de WO_3 au moins contenu dans plus de 200 000 tonnes de minerai à une teneur voisine de 2 % WO_3 , ce qui porte à plus de 12 000 tonnes de WO_3 contenu le tonnage exploité et en réserve prouvées de ce gisement (figure 2).

Les recherches se poursuivent en vue d'augmenter encore ces réserves à la périphérie du batholite.

Production - Méthodes d'exploitation - Traitement.

La production a démarré en avril 1971 ; elle se poursuit à une cadence de 270 tonnes/jour de tout-venant entrant en laverie à une teneur moyenne d'environ 1,30 % WO_3 ; le tonnage de WO_3 entrant annuellement en laverie est de 60 000 tonnes de tout-venant (soit environ 800 tonnes de WO_3 contenu) ; la récupération est voisine de 82 %. L'effectif de la Mine est de 150 personnes.

L'exploitation doit être adaptée à ce gisement extrêmement irrégulier où la minéralisation est discontinue. Les épontes très solides ont permis au départ l'exploitation par chambres magasins dans les zones minéralisées les plus puissantes (2 à 8 m) et les plus continues (100 m environ d'allongement).

A partir de 1972, grâce à l'utilisation de petits chargeurs transporteurs diesel à godet de 750 l, l'infrastructure de la mine a été totalement transformée et la reconnaissance, la préparation et l'exploitation ont été faites en généralisant une méthode de travail par sous-niveaux qui s'est traduite par une amélioration spectaculaire des rendements, de la productivité et de la qualité des travaux. De plus, cette évolution dans les méthodes a entraîné une réduction du salissage et une alimentation meilleure de la laverie par un choix *a priori* du minerai en teneur et en qualité (skarn ou sulfure).

Le traitement est actuellement basé essentiellement sur la flottation ; la récupération par gravimétrie utilisée en écrêtage préalable de la scheelite grossière (60 - 300 μ) en début de traitement ne représente que 15 % du WO_3 entrant en laverie. La flottation traite tous les produits broyés à 60 μ c'est-à-dire pratiquement 99 % du minerai entrant en laverie. Un pourcentage élevé de phosphore provenant de l'apatite a rendu nécessaire une lixiviation acide.

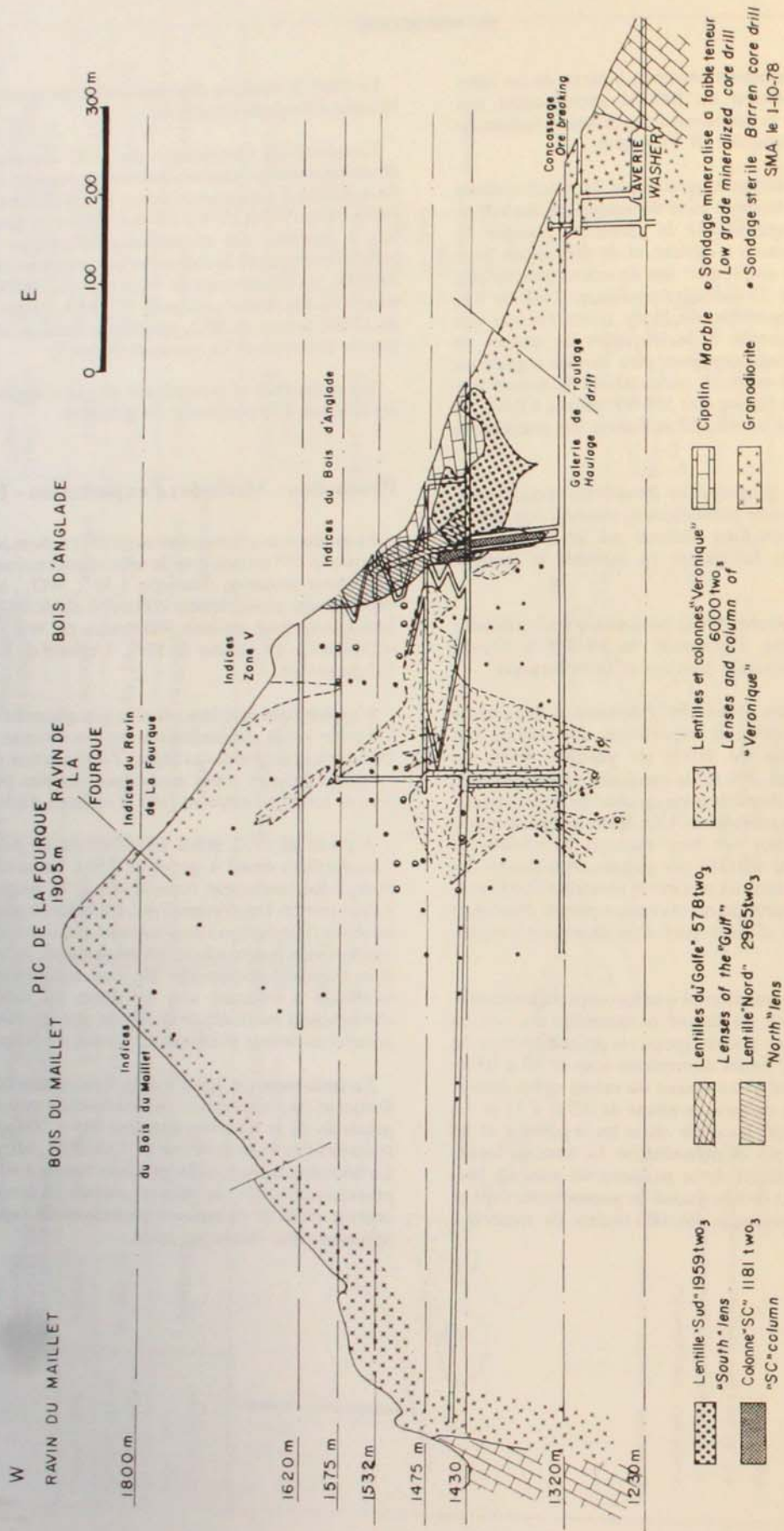


FIG. 2. — Coupe longitudinale E-W du gisement. Projection des corps mineralisés sur le plan de coupe dans la granodiorite.

E-W longitudinal section of the ore deposit. Projection of the mineralized bodies on the section through the granodiorite.

1 — Environnement géologique (*)

1.1 — Série lithostratigraphique

Dans cette partie de la zone axiale des Pyrénées centrales s'étend un faisceau E-W de terrains paléozoïques carbonatés et shaleux qui ont subi un métamorphisme régional de faible degré (greenschist faciès).

Des intrusions de granodiorites ont métamorphisé ces terrains à leur contact : Marimana à l'Ouest, Salau au centre, Bassiès à l'Est.

Quatre ensembles lithologiques (fig. 3) peuvent être distingués du Sud vers le Nord. Leur âge supposé va de l'Ordovicien au Dévonien. Seuls les terrains du Dévonien ont fourni une faune de Conodontes permettant des datations plus précises : Dévonien inférieur pour le calcaire de Carboire situé au Nord (Le Fèvre, *in* D. Charuau, 1974 ; A. Dommanget, 1977).

A — La série shalo-gréseuse

La série shalo-gréseuse (1), affleurant au Sud, comprend des alternances de shales et de grès gris vert, en bancs d'épaisseurs décimétriques à métriques, devenant centimétriques vers le sommet. Les grès peuvent renfermer un peu de calcite, de l'épidote néoformée et des sulfures disséminés (pyrite ou pyrrhotite, chalcopryrite, mispickel) qui sont des constituants des strates originelles. Il s'y intercale des lentilles conglomératiques et un ensemble shaleux noirs à pyrite pouvant contenir quelques quartz d'origine rhyolitique.

B — La série carbonatée de Salau

La série carbonatée de Salau constitue le support de la minéralisation en tungstène de Salau localisée au contact de la granodiorite. Elle se caractérise par deux termes principaux : à la base (2), une formation à alternances de couches d'épaisseurs décimétriques de calcaires et de shales ; au sommet (3), une formation de calcaires rubanés gris et blanc. La coloration grise de certains lits est due à la présence de matière carbonée transformée en graphite dans l'auréole de métamorphisme de contact (0,40 à 0,80 % et parfois plus de 2,90 % de graphite). Cette série montre de nombreuses variations latérales de faciès (fig. 3). Vers l'Est, elle devient dolomitique. Elle se

compose notamment à la base de lentilles de microconglomérats formés d'éléments phosphatés et de grains de quartz, accompagnés de carbonates et de chlorites ferrifères. Vers l'Ouest, les alternances shalo-carbonatées contiennent des sulfures disséminés (pyrite, blende, chalcopryrite). Entre les alternances et la base du calcaire peuvent s'intercaler des lentilles shaleuses et un calcaire noir à sulfures. Les traces d'un volcanisme contemporain de la sédimentation ou remanié, décrites ailleurs dans la série ordovicienne (G. Pouit et C. Alsac, 1978), ne sont représentées ici que par une petite lentille de tuf et de rhyolite dans les alternances shalo-calcaires situées en Espagne (vallée du Rio Noguera Pallaresa). Mais il est difficile, dans le secteur de Salau, de reconnaître après un métamorphisme de contact si les albites et épidotes sont néoformées à partir d'éléments d'origine volcanique. Signalons en outre, près du Port de Salau, des indices de blende en lentilles au sommet du calcaire de Salau qui rappelleraient ainsi les minéralisations de l'Ordovicien supérieur.

C — Les shales bleutés

Les shales bleutés (4) comprennent des ensembles plus ou moins riches en fins lits gréseux. La présence de minéraux de métamorphisme régional, tels la margarite ou le chloritoïde très abondant à certains niveaux, atteste de leur richesse en alumine (25 à 30 % d' Al_2O_3).

Ces shales bleus pourraient appartenir soit à l'Ordovicien supérieur, soit en partie au Silurien dont il manque ici le faciès de shales carburés commun dans les Pyrénées. Leur absence peut avoir deux raisons, soit un laminage tectonique, soit une irrégularité de dépôt, voire une absence dans les zones hautes comme le suggère J.J.A. Hartevelt (1970) dans un secteur situé à 25 km au SE de Salau.

D — Le faisceau calcaire de Carboire

Le faisceau calcaire de Carboire, à fines intercalations shaleuses, comprend le calcaire de Carboire (localement daté du Dévonien inférieur). Il renferme des minéralisations zincifères stratiformes à Carboire, Saubé et Hoque Rabé, en France (au Nord-Est de Salau), et à Bonabé, en Espagne (J. P. Bois, J. Bertraneu, J. Bouladon, Ch. Guiraudie et J. P. Prouhet, 1972 ; D. Charuau, 1974).

(*) C. Derré.

FIG. 3. — Carte géologique du secteur Saubé-Pic de la Fourque (France) jusqu'à la vallée du rio Noguera Pallaresa (Espagne).
D'après C. Derré et D. Charuau (1974-1978).

Contour nord de la granodiorite détaillé par la S.M.A.
Localisation des différents lithofaciés de la série de Salau.

A. A l'Est de Salau :

3. dolomie avec niveau shaleux.
2. alternances de niveaux dolomitiques ou calcaires et de shales. Vers le bas, lentilles de micro-conglomérats et grès à éléments phosphatés.

B. Passage de la série dolomitique à la série calcaire.

C. Au niveau de la mine de Salau, coupe type :

- 3.2. calcaire rubané gris et blanc.
- 3.1. calcaire sombre à niveaux shaleux noirs à sulfures passant à des shales gréseux à sulfures.
- 2.3. alternances de lits shaleux et calcaires.
- 2.2. alternances de lits shalo-gréseux et calcaires.
- 2.1. banc calcaire à entroques.

D. A l'Ouest de Salau :

3. calcaire rubané gris et blanc.
2. alternances de calcaires et de shales, à la base calcaire noir à sulfures, phosphates, banc de quartzite, shales à amandes calcaires, shales noirs à lentilles phosphatées et sulfures.

Limites de l'aureole de contact.

Coupes générales et localisation des coupes détaillées de la mine (fig. 7).

FIG. 3 — Geological map of the Saubé-Pic de la Fourque (France), rio Noguera Pallaresa valley (Spain) area.
After C. Derré and D. Charuau (1974-1978).

North granodiorite outline detailed by S.M.A.
Location of the different lithofacies of the Salau series.

A. East of Salau :

3. dolomite with a local blackshaly level.
2. dolomitic or calcareous beds and shales alternations. At the bottom, microconglomeratic lenses and sandstones with phosphatic elements.

B. Lateral transition of the dolomitic to the calcareous series.

C. Neighbourhood of Salau mine. Typical sequence :

- 3.2. gray and white marble.
- 3.1. dark marble with sulfides bearing black shales grading to sulfides bearing sandy shales.
- 2.3. shaly beds and limestones alternations.
- 2.2. sandy shales and limestones alternations.
- 2.1. limestones beds with crinoides.

D. West of Salau :

3. gray and white marble.
2. limestones and shales alternations. At the bottom, black limestone with sulfides and phosphates, quartzite bed, shales with calcareous nodules, phosphates and sulfides bearing, black shales.

Limits of the contact aureole.

- a. hornblende hornfels facies limit. Diopside isograde.
- b. albite + epidote hornfels facies limit.
- c. biotite isograde.

Location of general and mine cross sections (fig. 7).

L'étude de la série de Salau (C. Derré, 1978), d'âge supposé ordovicien supérieur, a mis en évidence des variations latérales de faciès, des lacunes et probablement des réductions d'épaisseurs. Elle permet de conclure qu'il existait à cette époque, à l'Est de Salau, une zone de haut-fond bordée par des dépôts détritiques assez grossiers. Cette paléogéographie en petits bassins transverses par rapport aux futurs axes majeurs

de plis est non seulement marquée par les caractères de la sédimentation, mais aussi par une zonalité chimique, avec permanence du magnésium à l'Est (jusqu'au niveau du calcaire de Carboire, Dévonien inférieur) et par une zonalité minéralogique où se succèdent, d'Est en Ouest, des carbonates de fer et des phosphates, au niveau de la zone haute, et du sulfure de fer vers le bassin.

1.2 — Les épisodes de déformation et de métamorphisme

Quatre épisodes de plissement avec schistosité ont été décrits dans le secteur du Haut-Salat (J. Deramont, 1969; D. Charreau et C. Derré, 1976). Un cinquième épisode a été mis en évidence plus à l'Ouest, dans le secteur du Pic de Maubermé. Il s'agit de plis anté-schisteux, c'est-à-dire antérieurs au plissement P1 symmétamorphe (J. Boissonnas et A. Autran, 1974). Dans le secteur de Salau ces plis n'ont pas encore été clairement observés. En outre, P. Soler (1977) note la présence d'une fracturation tardive bien visible dans les travaux miniers « Véronique ».

A — Les plissements

Les plis P1 symmétamorphes.

Ce sont des plis couchés, semblables, accompagnés d'une foliation de plan axial marquée par des phyllites orientées (muscovite, chlorite). Mises en évidence par la cartographie, les figures d'interférence dessinées par la superposition des plis P1 et P2 (N 110°) forment des croissants ou des champignons; elles sont dues à la présence de deux épisodes de plissements obliques l'un sur l'autre. Les quelques charnières de plis P1 observées ont des directions N 30° à N 80°.

Les plis P2, N 110°

Ils sont dissymétriques, déversés vers le Sud. Leur géométrie varie avec la nature des roches encaissantes, mais ce sont des plis presque semblables, accompagnés d'une schistosité serrée de type « strain slip ». Dans le calcaire rubané gris et blanc de Salau, elle est marquée par un allongement préférentiel de la calcite et une légère réorientation de la matière carbonée.

Les plis P3, N 140°

Une schistosité grossière N 140°, associée à des plis en chevrons ou à des flexures, affecte les structures antérieures. Les plis N 110° sont ainsi redressés ou même renversés par cet épisode de plissement.

Les plis P4, N 70°

Ces plis à charnières arrondies, à large courbure, sont accompagnés d'une schistosité grossière.

Après ces plissements, une fracturation se marque souvent par des rejeux suivant les anciens plans de schistosité dans les flancs de plis, pour former de grands accidents N 80° à N 140°, jalonnés par du quartz. Ils se localisent aussi dans des contacts lithologiques (base de la série de Salau, sommet des shales bleutés). Ces accidents ont pu jouer à plusieurs reprises, dès les premiers épisodes de plissements, car le quartz est déformé et marqué de plans striés.

B — Le métamorphisme régional

Le métamorphisme régional accompagne l'épisode de plissement P1. Il est caractérisé par de la muscovite et de la chlorite orientées, parfois par de la margarite, de la paragonite dans les shales bleutés, par de l'albite et de l'épidote. Des cristallisations se sont produites encore après ce plissement, jusqu'à l'épisode P2, le chloritoïde notamment.

Pendant le plissement P2, les minéraux orientés suivant la foliation S1 ont été déformés. Quelques recristallisations orientées suivant la schistosité de strain slip sont parfois visibles. La muscovite est réorientée dans les shales, la calcite est allongée parallèlement au plan axial des plis dans les calcaires, les sulfures (pyrrhotite, chalcopryrite et blende) et de l'ilménite soulignent la schistosité S2.

C — Le métamorphisme de contact

Autour des intrusions de granodiorite de Marimaña, Salau et Bassiès, nous distinguons deux zones de métamorphisme de degré différent.

Dans la zone interne

La plus proche de ces massifs, et d'une cinquantaine de mètres de largeur en moyenne, les alternances de calcaires et de shales de Salau sont transformées en cornéennes calciques à diopside, idocrase, grossulaire, formant une paragenèse correspondant au faciès des « cornéennes à hornblende » ou de degré moyen (« medium grade » selon Winkler, 1974). Près de la granodiorite de Salau, se localisent des skarns à hédénbergite et grenat qui seront décrits plus loin.

Dans la zone externe

Les minéraux néoformés, taches d'albite, d'épidote, de chlorite, la biotite et la trémolite, caractérisent le faciès des « cornéennes à albite, épidote ».

Les minéraux de métamorphisme de contact sont nettement antérieurs aux plissements P3, N 140°, et P4, N 70°. Ces épisodes de plissements affectent aussi les granodiorites, dont les apophyses et les filons sont boudinés et fracturés. Par conséquent, la mise en place des granodiorites de Marimaña, de Salau et de Bassiès est antérieure aux plissements P3 et P4.

Pour la granodiorite de Salau et celle d'Aurenère (petit apex de 0,6 km², à 6 km au SW de Salau) au contact desquelles se trouvent des minéralisations en pyrrhotite et scheelite, la mise

en place est un peu plus précoce, c'est-à-dire synchronique du plissement P2 (C. Derré, 1973-1978).

En effet, chacun de ces deux petits massifs est accompagné d'une auréole de contact très allongée (sur 6 km, depuis l'Est de la granodiorite de Salau jusqu'à la vallée du Rio Noguera Pallaresa, où elle est interrompue par une faille inverse N 140°), orientée sur la direction du plissement P2 (N 110°). Un retard croissant des cristallisations y est observé en fonction de la distance de l'intrusion. Près du contact, la montée thermique précède le plissement P2 et la décroissance de la température accompagne la fin du plissement. Les sills de microdiorites quartziques et de micro-granodiorites, suivis jusqu'à 3 km du massif de Salau, sont plissés et schistosés par ce plissement. Pour P. Soler (1977), la mise en place de la granodiorite est postérieure à P2.

2 — Description du gisement

2.1 — Environnement géologique (*)

A — Les roches intrusives

Au niveau du gisement l'apex de la Fourque est une granodiorite à texture équi-granulaire à grains fins (0,5 – 1,5 mm) avec quartz (en agrégats polycristallins ou xénomorphe interstitiel), plagioclase zoné (An60 au centre, An20 au bord), microcline (peu abondant; 7% de la roche), biotite, abondante et accessoirement zircon et apatite (fig. 4).

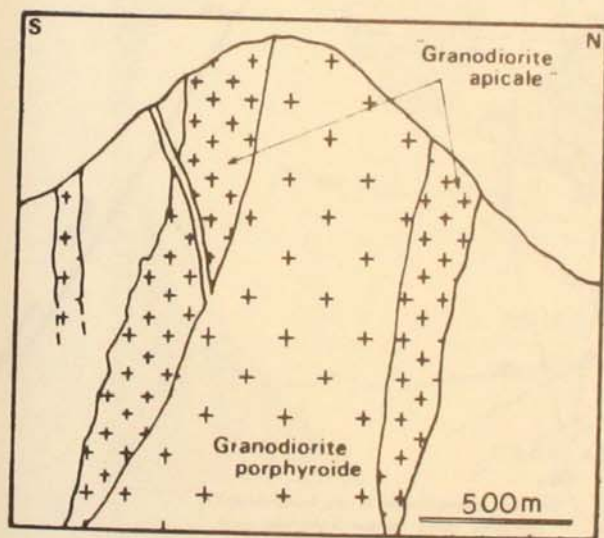


FIG. 4. — Schéma de mise en place des roches intrusives (P. Soler, 1977).

Setting sketch of the intrusive rocks.

La granodiorite présente des variétés de bordure :

— quartz-diorite de même texture que la granodiorite mais sans feldspath potassique et avec plagioclase plus abondant (localement avec du grenat almandin développé par assimilation de matériel type shale);

— diorite quartzifère à plagioclase, biotite, hornblende et

quartz accessoire. Ces variétés intermédiaires ne forment pas une zone continue en bordure de l'intrusion;

— faciès de bordure à épidote-amphibole dérivant par métasomatose calcique et ferrifère d'une roche à plagioclase-pyroxène formée vraisemblablement par réaction magmatique avec l'encaissant calcaire.

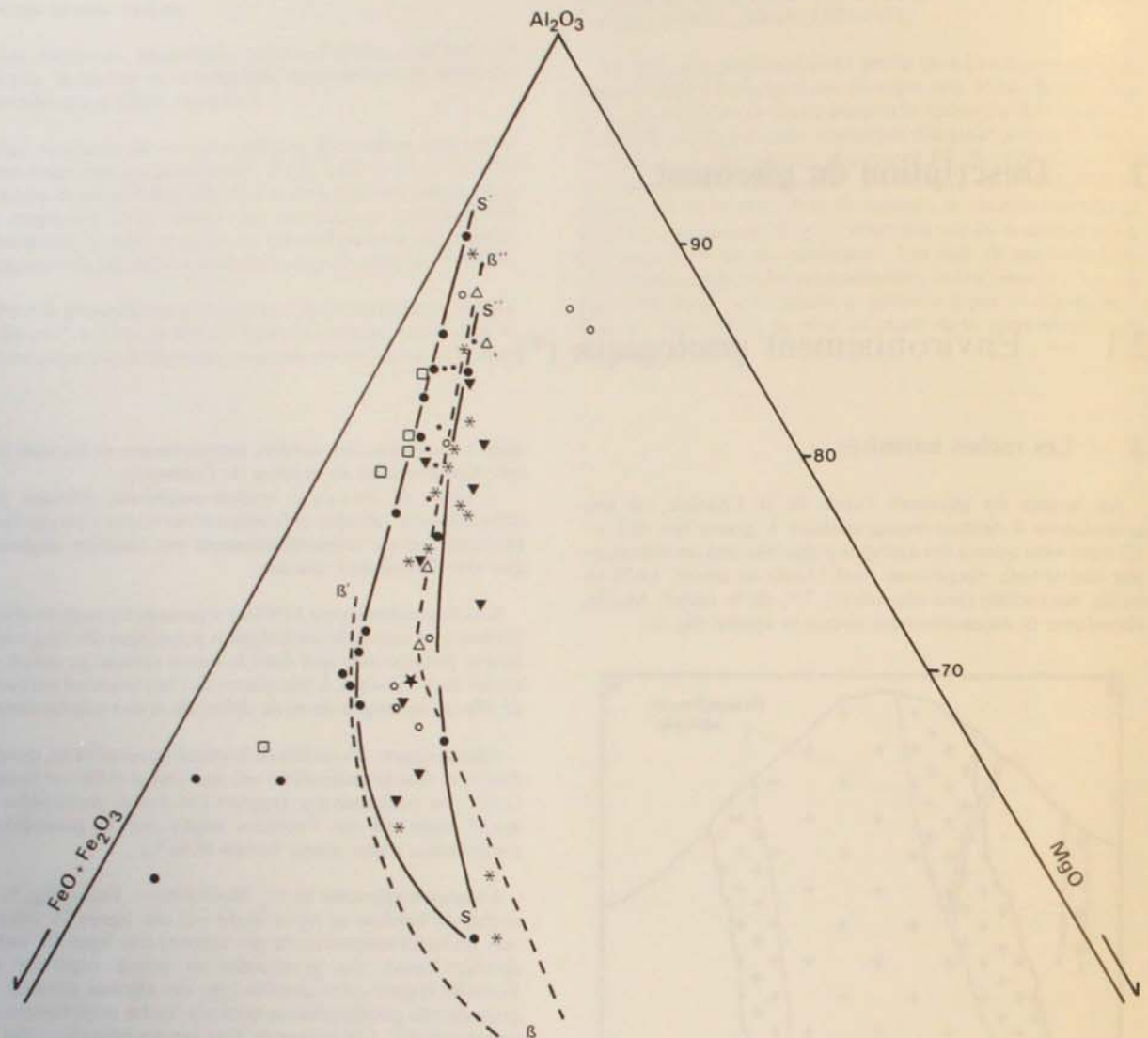
Sous le gisement (cote 1350) il y a passage à une granodiorite beaucoup plus riche en feldspath potassique (20%) généralement porphyroïde sauf dans la partie apicale au centre du massif de la Fourque. L'encaissant de l'intrusion est parcouru de sillons de microgranite et de dykes de micro-quartz-diorite.

Chimiquement, les roches de bordure (granodiorite, quartz-diorite et diorite quartzifère) ont une teneur faible en potasse (2,60% en moyenne) par rapport aux autres granitoïdes du massif supérieur des Pyrénées tandis que la granodiorite porphyroïde a une teneur banale (4,46%).

Dans un diagramme Al_2O_3 -MgO-FeO + Fe_2O_3 (fig. 5), les roches de bordure se répartissent sur une lignée SS' décalée vers les fortes teneurs en fer par rapport à la ligne SS'' calco-alcaline banale des granitoïdes en massif supérieur des Pyrénées (lignée calco-alcaline type des chaînes plissées). La granodiorite porphyroïde se situe par contre parfaitement sur cette lignée SS''. L'existence de deux lignées associées telles SS' et SS'' n'est pas un phénomène exceptionnel dans les Pyrénées. Un cas analogue a été décrit dans le granite de Saint-Arnac (massif de l'Agly) par M. Fonteilles (1977). La particularité de l'intrusion de la Fourque réside dans la présence des termes acides de la lignée SS'. Cette lignée à faible tendance tholéiitique correspond à un milieu moins équilibré avec l'encaissant que pour la lignée SS''. Les sillons de microgranite sont de lignée SS', les dykes de microquartzdiorite de lignée SS''.

Le chimisme et les relations de terrain permettent de penser qu'il y a eu intrusion successive des roches de lignée SS' puis des roches de lignée SS'' (fig. 5). Le caractère particulier des roches formant la bordure de l'apex de la Fourque n'est vraisemblablement pas à mettre en relation avec l'existence du gisement. Les évidences de terrain et les études isotopiques (voir plus loin) montrent que les fluides responsables de la formation du gisement ont une origine profonde et ont circulé « per ascensum » le long du contact granodiorite-encaissant. Ils ne proviennent en aucun cas de l'intrusion immédiatement adjacente aux corps minéralisés.

(*) P. Soler, M. Fonteilles, C. Derré.



Massif de :

- | | | |
|---|---------------|------------------------|
| • | Costabonne | } Autran et al. (1971) |
| ○ | Saint Laurent | |
| □ | Batère | |
| ▼ | Mont Louis | |
| △ | Saint Arnac | |
| * | Querigut | Leterrier (1972) |
| ★ | Bassiès | Zandvliet (1960) |
| ● | SALAU | Soler (1977) |

Lignées BB' et BB'' d'après Fonteilles (1977)
Suites BB' and BB'' from Fonteilles (1977)

FIG. 5. — Comparaison entre la lignée des roches intrusives de Salau et la lignée calco-alcaline normale des granitoïdes en Massif supérieur des Pyrénées (P. Soler, 1977).

Comparison between the Salau's intrusive rocks suite and the normal calc-alkaline suite of the pyrenean « granitoïdes ».

B — Les roches encaissantes

Le massif de granodiorite de Salau traverse et métamorphose la série shalo-gréseuse et la série carbonatée de Salau. C'est à l'Est de la granodiorite, de part et d'autre du chemin montant au cirque d'Anglade que l'on peut observer le plus facilement les auréoles de métamorphisme de contact (fig. 6).

L'auréole externe

A l'Est du chemin, à 100 m au SW des bureaux de la mine, les alternances de calcaires et de shales sont faiblement métamorphosées. Elles contiennent de l'albite, de l'épidote, de la chlorite ou de la biotite et de la trémolite. Dans cette auréole, la biotite s'observe jusqu'à 900 m de la granodiorite. Dans les niveaux anciennement (et latéralement) riches en pyrite, de la pyrrhotite apparaît. Les minéraux d'origine détritique montrent des recristallisations : tourmaline en bouquets, sphène et ilménite obliques sur la foliation S1.

L'auréole interne

A l'Ouest du chemin, les alternances de calcaires et de shales passent à des *cipolins à silicates calciques*. Leur largeur est d'environ cinquante mètres lorsque les strates sont perpendiculaires à la granodiorite. Les différences minéralogiques reflètent la composition ancienne des alternances. Ces cipolins à silicates calciques comprennent des bandes de cipolins à diopside alternant avec des cipolins à diopside et idocrase. Les caractères des minéraux détritiques encore reconnaissables dans l'auréole externe sont ici complètement effacés par les recristallisations. Mais dans les nouveaux assemblages, nous retrouvons, sous forme de cristaux automorphes, le zircon, le sphène, l'apatite, la tourmaline ainsi que les sulfures familiers des strates (pyrite, blende, chalcopryrite). L'ancienne foliation S1 ainsi que les plis P1 ne sont pas entièrement effacés par ces recristallisations.

Plus près de la granodiorite et le long de son contact se localisent les skarns vert sombre qui renferment de la pyrrhotite et de la scheelite. La largeur des skarns et les

dimensions des corps minéralisés associés dépendent de plusieurs contrôles que nous examinerons plus loin (Métalloctes). Les skarns zonés à *hédenbergite* et *grenat*, développés aux dépens du cipolin rubané gris et blanc, se limitant, à la bordure de la granodiorite et de ses apophyses, ont des puissances variant de quelques centimètres à un mètre au maximum.

Les skarnoïdes sont formés par l'alternance de rubans riches en pyroxène et épidote, sphène, et de rubans à pyroxène, épidote et grenat dans des proportions variables. Ce rubanement est hérité de celui des cipolins à silicates calciques équivalent à l'alternance de calcaires et de shales de Salau. Les skarnoïdes disposés en dents de peigne sur la bordure de la granodiorite s'étendent jusqu'à une trentaine de mètres du contact.

En mine, on rencontre des *cornéennes silico-alumineuses* (fig. 8) inconnues jusqu'alors en surface. Ces roches forment le cœur d'une structure anticlinale (fig. 7) surmontée par 8 m de cipolin rubané gris et blanc, puis par des cipolins à silicates calciques (alternances de calcaires et de shales) et enfin par du cipolin rubané gris et blanc (calcaire de Salau). Ces cornéennes correspondraient par conséquent aux shales gréseux sous-jacents à la série de Salau au sein d'un anticlinal P1 traversé par les apophyses de granodiorite. La foliation S1 apparaît en fantôme, plus ou moins masquée par les recristallisations liées au métamorphisme de contact. Près de la granodiorite, ces cornéennes se composent de rubans quartzeux contenant de la tourmaline verte en bouquets autour d'anciens grains détritiques, de l'ilménite entourée de sphène, de l'apatite, du rutile, du zircon, des rubans phylliteux riches en muscovite et en biotite non orientées, à épidote disséminée. La pyrrhotite disséminée peut former des rubans. La blende, la chalcopryrite, la magnétite y sont également observées. Dans certaines cornéennes, il existe également du plagioclase et du microcline néoformés.

A une soixantaine de mètres de la granodiorite, les cornéennes renferment à la fois de la pyrite et de la pyrrhotite, de la chlorite non orientée, de la muscovite. Au contact des cipolins, une frange de couleur jaune, due à l'épidote, se développe dans les cornéennes.

2.2 — Forme des corps minéralisés (*)

A — Situation et forme du gisement

De nombreux indices de skarns à pyrrhotite et scheelite sont connus sur le pourtour de la granodiorite dont la bordure est très irrégulière (fig. 3). Ils sont encaissés soit dans des cipolins rubanés gris et blanc, soit dans les cornéennes calciques correspondant au calcaire de Salau et aux alternances de calcaires et de shales. Les structures des roches

encaissantes montrent que la granodiorite traverse un anticlinal symmétamorphe P1, sur lequel se superposent des plis P2 redressés et déformés par les phases de plissements P3 et P4.

C'est sur la bordure sud que se trouve l'exploitation (fig. 6). Certains corps minéralisés affleurent, d'autres ont été découverts par sondages ; ils se répartissent le long du ravin de la Fourque jusqu'au col, entre 1 320 m et 1 888 m d'altitude, dans trois golfes principaux dessinant en profondeur des gouttières (fig. 7).

(*) C. Derré.

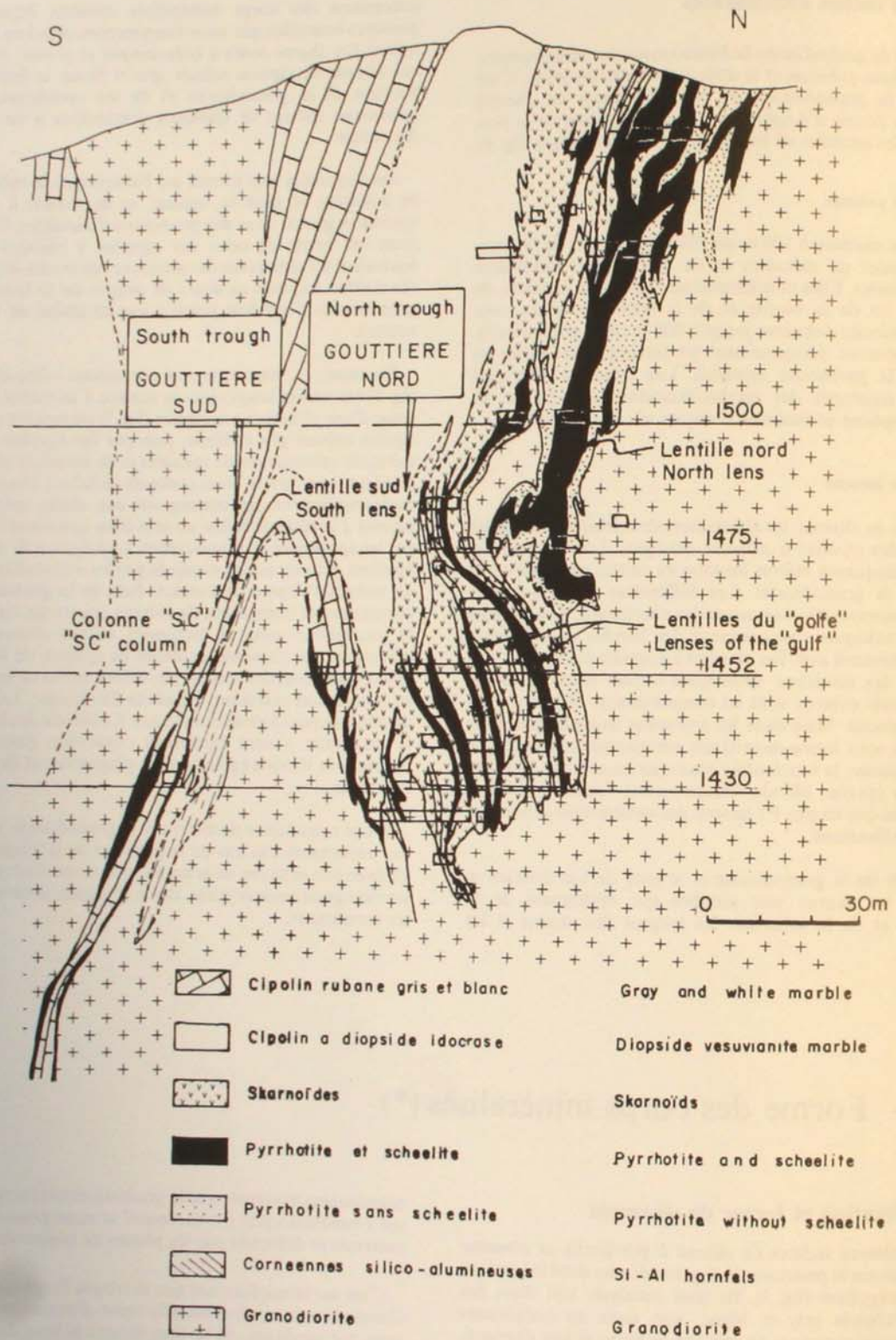


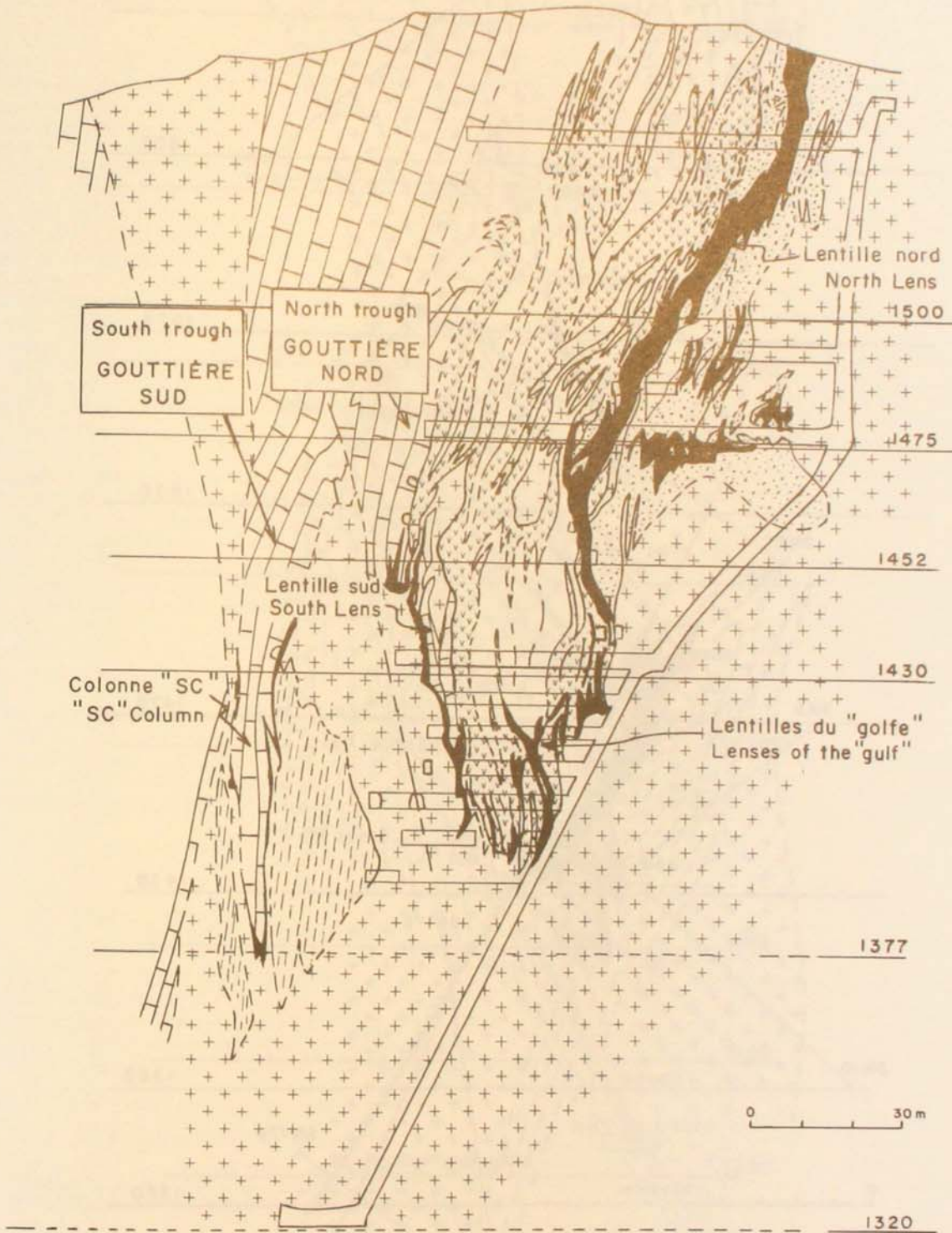
FIG. 7 — Localisation sur les cartes, figures 3 et 6.

FIG. 7 VII.1.

Location on the maps, figures 3 and 6.

S

N



VII.1 et VII.2 – Coupes verticales N-S passant par la zone du « Bois d'Anglade » (zone IX). « Premier Golfe ».
Interprétation géologique de J. Faure. Mise à jour par C. Derré.

Cross sections through the « Bois d'Anglade zone » (zone IX).
« First Gulf ». Geological interpretation by F. Faure. Brought up to date
by C. Derré.

FIG. 7 VII.2.

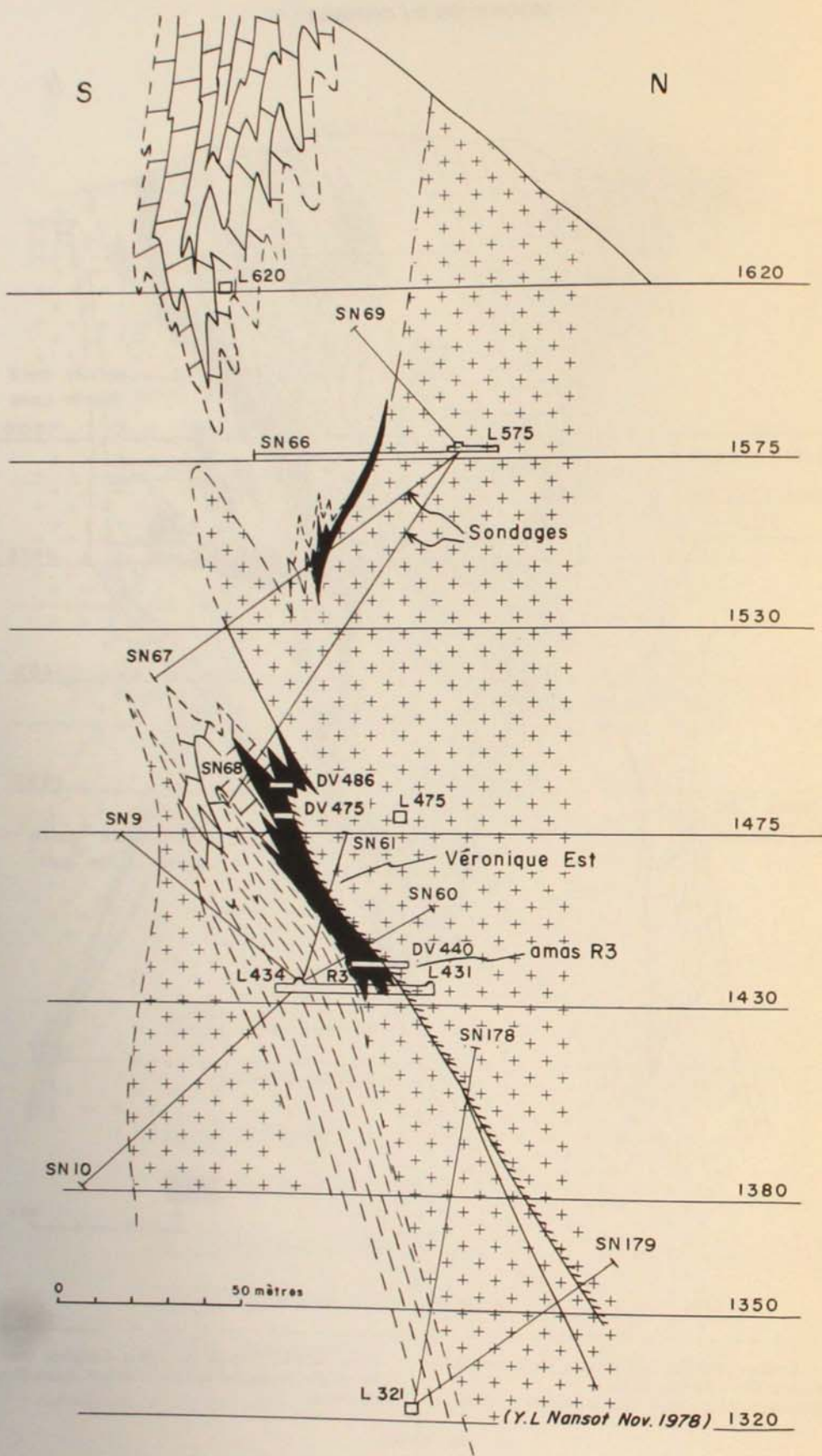
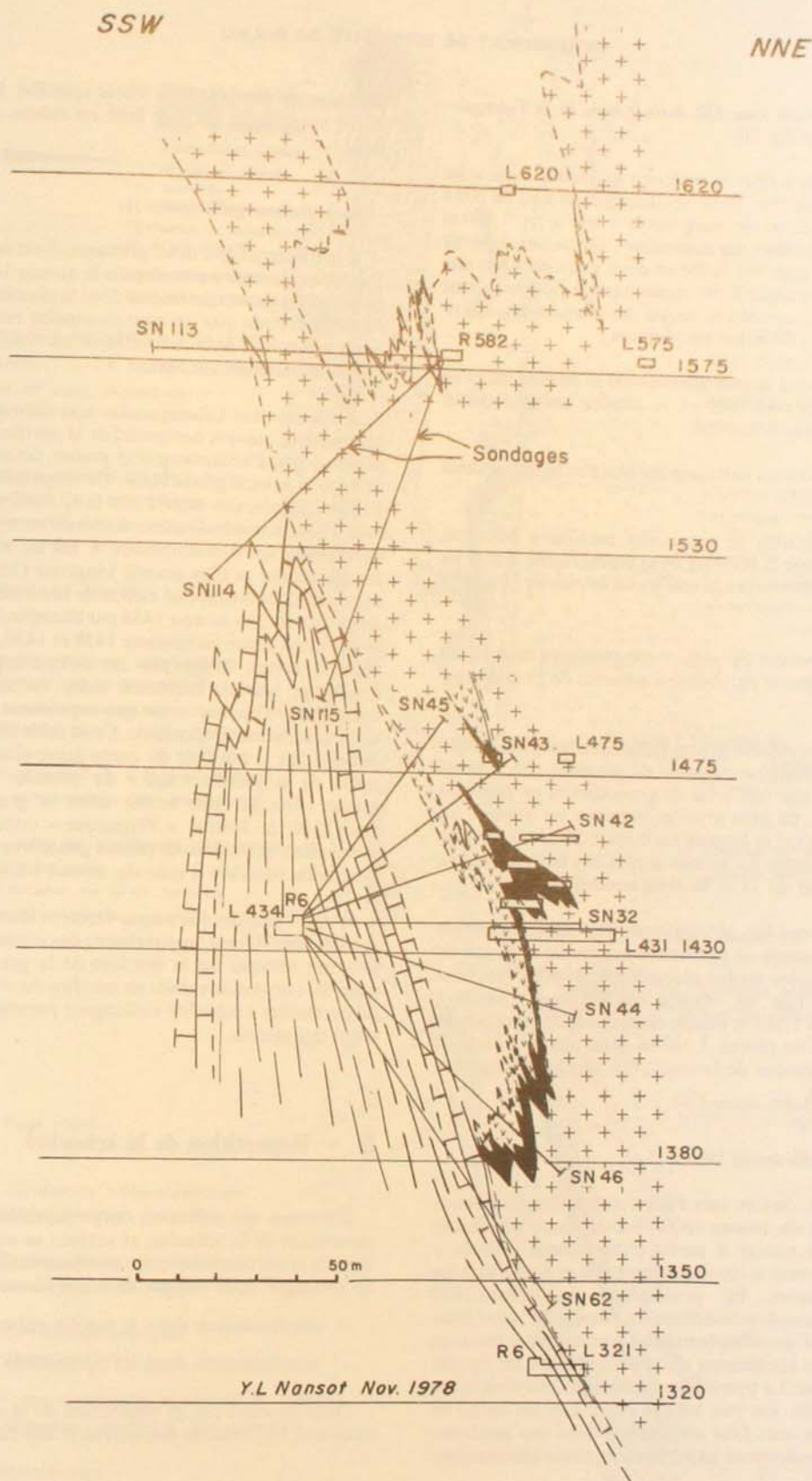


FIG. 7 VII.3.



VII.3 et VII.4 – Coupes verticales N-S passant par la zone « Véronique » à l'Ouest de la zone du « Bois d'Anglade ».
 3. Véronique Est. « Deuxième Golfe ».
 4. Véronique Ouest. « Troisième Golfe ».
 Interprétation géologique par L. Nansot.

Cross sections through the « Veronique zone », West of the « Bois d'Anglade zone ».
 3. Veronique East. « Second Gulf. »
 4. Veronique West. « Third Gulf. »
 Geological interpretation by L. Nansot.

FIG. 7 VII.4.

Le premier golfe (ou zone IX) dans le bois de la Fourque (fig. 7, coupes 1-2 et fig. 10).

Il est situé le plus à l'Est et renferme le gisement qui a été exploité depuis novembre 1970. Ses dimensions sont de 100 à 150 m de large, 250 m de long entre 1 600 m et 1 430 m d'altitude. En profondeur, ses dimensions diminuent. A partir de la cote 1452, ce golfe est divisé en deux gouttières par une apophyse granodioritique E-W, située dans le cipolin rubané gris et blanc. Cette apophyse coupe des cornéennes silico-alumineuses qu'elle renferme en enclaves.

a) *La gouttière nord*, la plus grande (200 m de long, 50 m de large), affleure à la cote 1600 et se rétrécit en profondeur jusqu'à se fermer à la cote 1364.

- Dans les cornéennes calciques du Nord se trouvent deux ensembles minéralisés.

Au Nord, une lentille de pyrrhotite massive à scheelite, « *lentille nord* », longe la bordure de la granodiorite. Entre les niveaux 1452 et 1600, elle prend une forme ovoïde de 15 à 25 m de diamètre.

Au Sud, les « *lentilles du golfe* » comprennent des skarns rubanés et des bandes de pyrrhotite à scheelite de 25 m de long environ.

- Dans le cipolin rubané gris et blanc, la « *lentille sud* » est placée contre l'apophyse médiane de granodiorite. Elle est longée localement par une lame de granodiorite en pendeloque sur le cipolin. Sa plus grande longueur est atteinte au niveau 1430 (180 m) et sa largeur varie entre 15 m et quelques dizaines de centimètres. Au niveau le plus bas de la gouttière, ses dimensions sont de 24 m de long et de 6 m de large.

b) *La gouttière sud* (fig. 10) renferme des cipolins rubanés gris et blanc et un corps de pyrrhotite à scheelite en forme de colonne plus ou moins tordue plongeant fortement vers l'Est (« *colonne S.C.* »). Elle est connue sur 250 m de hauteur, depuis la surface, à 1 580 m où elle ne se manifeste que par un petit indice, jusqu'au niveau 1 320 m, mais elle ne prend de l'ampleur qu'au-dessous de la cote 1475, quand la gouttière sud s'individualise.

Le deuxième golfe (zone IV)

Il est plus petit, ouvert vers l'Est comme le précédent et affleure au-dessus du niveau 1600. Aucun corps minéralisé important n'a été trouvé à partir d'une galerie creusée à 1 620 m et qui traverse le cipolin rubané gris et blanc, puis les cornéennes calciques. En profondeur, au niveau 1430 (fig. 7 VII-4), la granodiorite dessine un autre golfe, situé juste au-dessous de celui qui affleure mais ne communique pas avec lui. Il renferme des cornéennes silico-alumineuses, du cipolin rubané gris et blanc. La pyrrhotite à scheelite s'intercale entre ces deux ensembles. Un peu vers le Nord-Est, un corps en colonne plongeant vers l'Est est localisé dans une gouttière formée par la granodiorite et les cornéennes silico-alumineuses.

L'amas de pyrrhotite de la recoupe R3 (fig. 7. VII. 3) se situe entre les cornéennes silico-alumineuses et la granodiorite. Il représente la base d'un corps minéralisé dans un coin de cipolin rubané gris et blanc s'ouvrant vers le haut et se

prolongeant par la lentille Véronique-Est. Le contact avec la roche encaissante est très folié en raison du passage d'une faille.

Le troisième golfe (zone II)

A la différence des deux premiers, il est ouvert vers l'Ouest. Il a été exploré en partie depuis le niveau 1430. Il se compose de plusieurs petites gouttières dont la plus importante, située à l'Est, est formée par un coin de cipolin rubané gris et blanc entre la bordure de la granodiorite au Nord et les cornéennes silico-alumineuses au Sud.

a) *La « lentille Véronique-Est »* se situe dans la gouttière à plongement ouest et comprend de la pyrrhotite à scheelite, des skarns zonés à hédénbergite et grenat, développés aux dépens du cipolin rubané gris et blanc. Ce corps lenticulaire a été suivi à différents niveaux entre 1 320 m et 1 492 m. Au-dessus de la cote 1500, la minéralisation disparaît en même temps que les cornéennes silico-alumineuses. C'est au niveau 1475 que la lentille atteint sa plus grande longueur (300 m). Sa forme est complexe, discontinue en raison de la forme des apophyses de granodiorite : au niveau 1458 par exemple, la granodiorite est en plateau. Entre les niveaux 1458 et 1430, le contact est plus facile à suivre, longé par un remplissage essentiellement quartzeux (parfois calciteux) assez rectiligne, de quelques décimètres d'épaisseur et qui représente à l'évidence une ancienne fracture importante. Cette faille (fig. 7) prolonge celle passant par la bordure du corps minéralisé R3 et l'extrémité ouest de la lentille « sud » du premier « golfe ». Sous le niveau 1430, la faille rentre dans la granodiorite. Au niveau 1320, la lentille « Véronique » comprend cinq corps minéralisés isolés dans de petites gouttières de la granodiorite. Une faille parallèle à celle du niveau 1430 longe le contact.

b) *Les « lentilles Véronique-Ouest »*. Dans les gouttières qui suivent vers l'Ouest, apparaissent des cornéennes calciques en position oblique sur la bordure de la granodiorite. Comme pour les corps minéralisés en lentilles du « golfe », des bandes de pyrrhotite à scheelite s'allongent parallèlement au rubanement des skarns.

B — Répartition de la scheelite

L'examen des différents corps minéralisés montre que la répartition de la scheelite, et surtout sa concentration dépendent de la nature de la roche encaissante (fig. 8). Selon celle-ci, on distingue deux « types de minéralisation » :

- minéralisation dans le cipolin rubané gris et blanc,
- minéralisation dans les cornéennes calciques.

Dans les deux cas, la répartition de la scheelite est limitée, toujours, au domaine des skarns et des rubans de pyrrhotite.

Dans le cipolin rubané gris et blanc

Les corps de pyrrhotite à scheelite sont associés à des skarns zonés à hédénbergite et grenat. Les teneurs moyennes sont

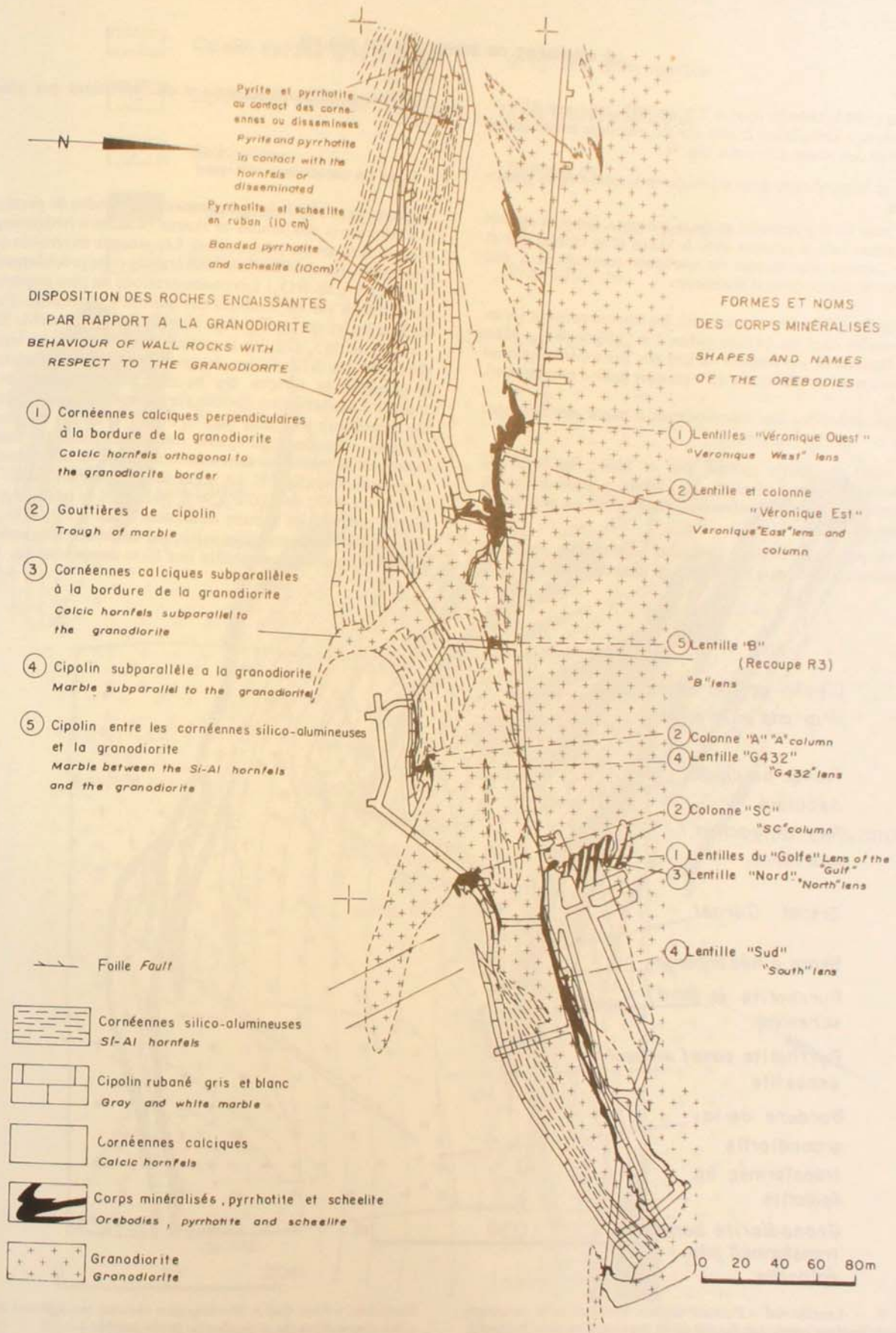


FIG. 8. — Niveau 1430. Localisation et formes des corps minéralisés et relation avec la disposition des roches encaissantes par rapport à la granodiorite (d'après les plans de la S.M.A. Géologie par J. Faure et L. Y. Nansot).

Level 1430. Location and shapes of the ore bodies related to the behaviour of the wall-rocks with respect to the granodiorite (from documents of the S.M.A. Geology by J. Faure and L. Y. Nansot).

élevées (1,60 % (lentille sud) et 2 % de WO_3 (colonne S.C. — Véronique)). Dans le cas le plus simple, un corps minéralisé se compose des zones suivantes (fig. 9) :

— de la pyrrhotite sans scheelite en bordure de la granodiorite,

— puis de la pyrrhotite et de la scheelite, laquelle est très concentrée vers le contact avec le skarn et le cipolin gris et blanc suivant une frange de quelques centimètres à une dizaine de centimètres d'épaisseur.

Dans les différents avancements, les teneurs peuvent varier et atteindre dans les bandes riches 2 à 13 % de WO_3 . Mais dans l'ensemble, ces teneurs varient peu sur toute la hauteur d'un corps minéralisé (ceux du « premier golfe » notamment).

Nous déduisons des métalotectes à partir des faits suivants :

— dans le cipolin rubané gris et blanc, les corps de pyrrhotite massive à scheelite, qui longent la granodiorite ou les cornéennes silico-alumineuses, renferment les plus fortes teneurs en WO_3 .

— la puissance et donc la valeur économique des corps minéralisés sont liées à l'existence de gouttières, de filons de

granodiorite, d'épaississements et de répétitions par plissement.

Dans les cornéennes calciques

Les corps minéralisés comprennent des bandes de pyrrhotite à scheelite et des bandes de skarns rubanés à hédénbergite avec ou sans grenat (skarnoïdes). Les teneurs moyennes sont plus faibles que dans les corps minéralisés cités précédemment (1 % à 1,06 % de WO_3). Les concentrations les plus importantes se situent sur les bordures des bandes à pyrrhotite. Entre ces bandes, les skarnoïdes sont plus pauvres en scheelite (0,40 à 0,10 % de WO_3) (fig. 10), laquelle y est disséminée au sein de l'hédénbergite (à l'exclusion des grenats), même en bordure de la granodiorite lorsque ces bandes sont obliques sur le contact. La scheelite est abondante dans les rubans à pyrrhotite associée au pyroxène ou à la biotite et riches en quartz. Dans la « lentille nord », une frange de plusieurs mètres montre de la pyrrhotite sans scheelite le long de la bordure de la granodiorite (fig. 11). Le cœur de la gouttière recèle des teneurs en WO_3 de 1,20 à 3,50 % puis, vers le passage à des skarns rubanés, les teneurs diminuent (0,80 à 2 % WO_3), et chutent dans les cornéennes calciques. Seule une frange d'une dizaine de centimètres montre une forte concentration.

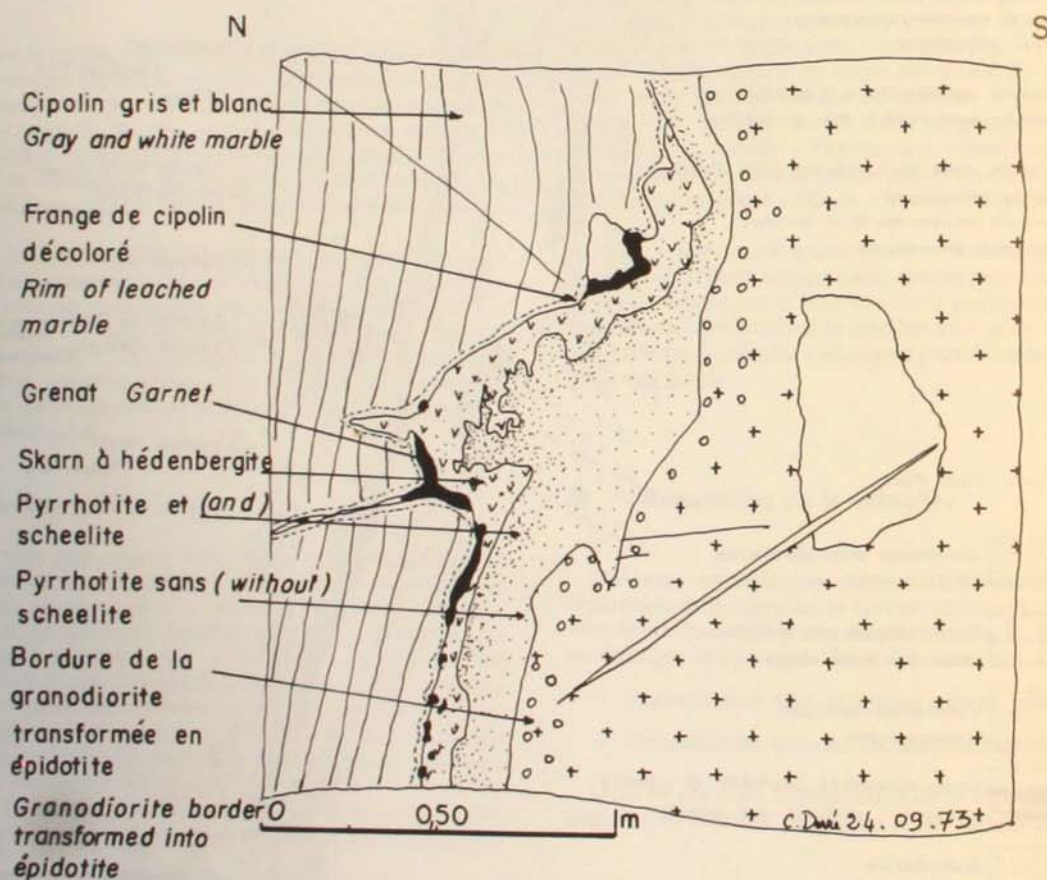


FIG. 9. — Lentille sud. « Premier Golfe ». Front de taille montrant les différentes zones des skarns de la granodiorite vers le cipolin (C. Derré).

South lens. « First Gulf ». Working-face showing the different zones of the skarns from the granodiorite to the marble.

- | | | |
|--|--------------------------------|--------------------------|
| | Cipolin rubané gris et blanc | Gray and white marble |
| | Cipolins à silicates calciques | Calc silicate marbles |
| | Skarnoïdes | Skarnoids |
| | Pyrrhotite et scheelite | Pyrrhotite and scheelite |
| | Granodiorite | Granodiorite |

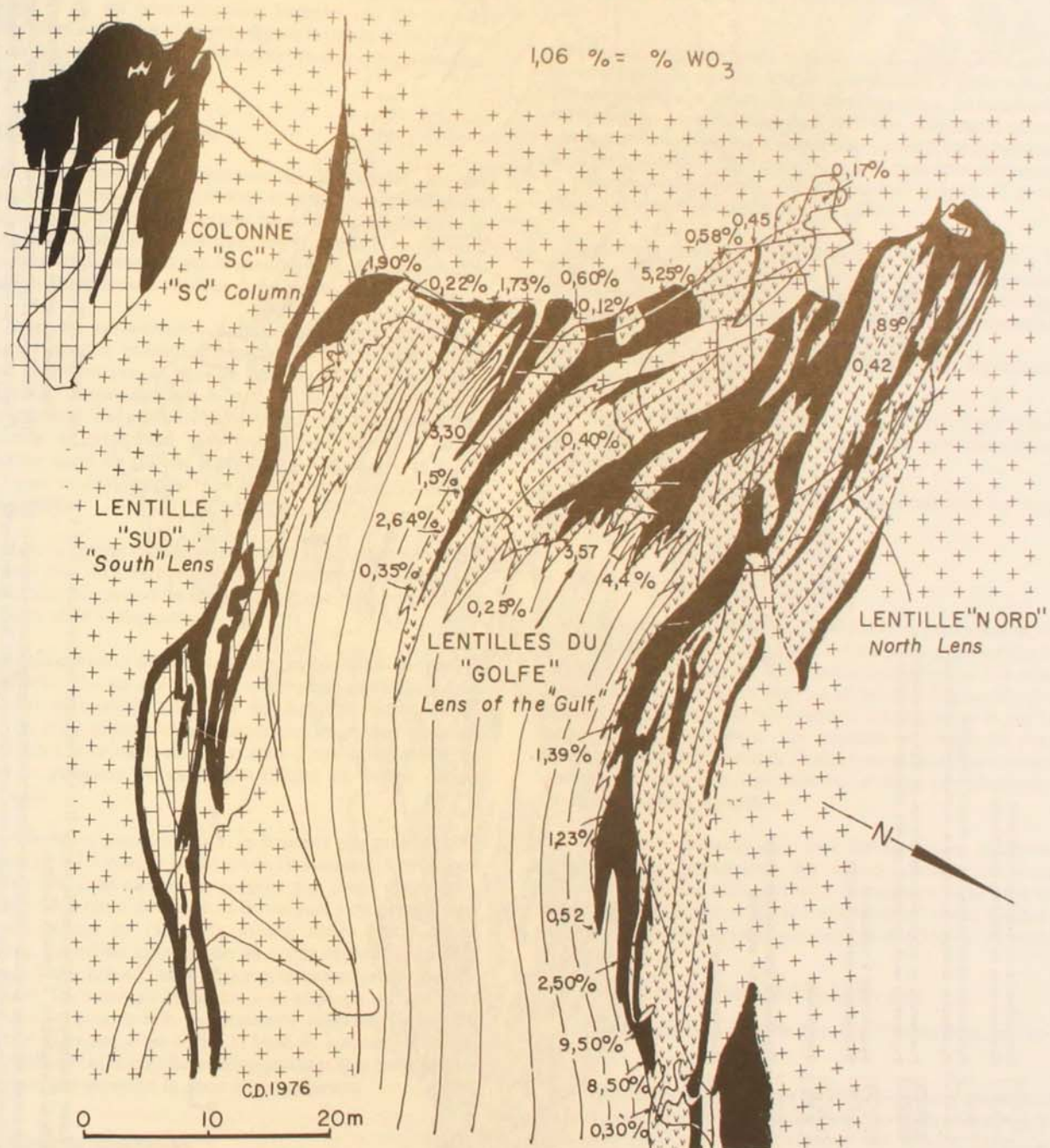


FIG. 10 — Plan du niveau 1452 (d'après J. Faure). Disposition des lentilles minéralisées dans la zone du « Bois d'Anglade » (« Premier Golfe »). Distribution des teneurs en WO_3 le long des bandes à pyrrhotite situées dans les cornéennes calciques.

Level 1452 (after J. Faure). Behaviour of the mineralized lenses in the « Bois d'Anglade zone » (« First Gulf »). Distribution of the WO_3 content along the pyrrhotite bands located in the calcic hornfels.

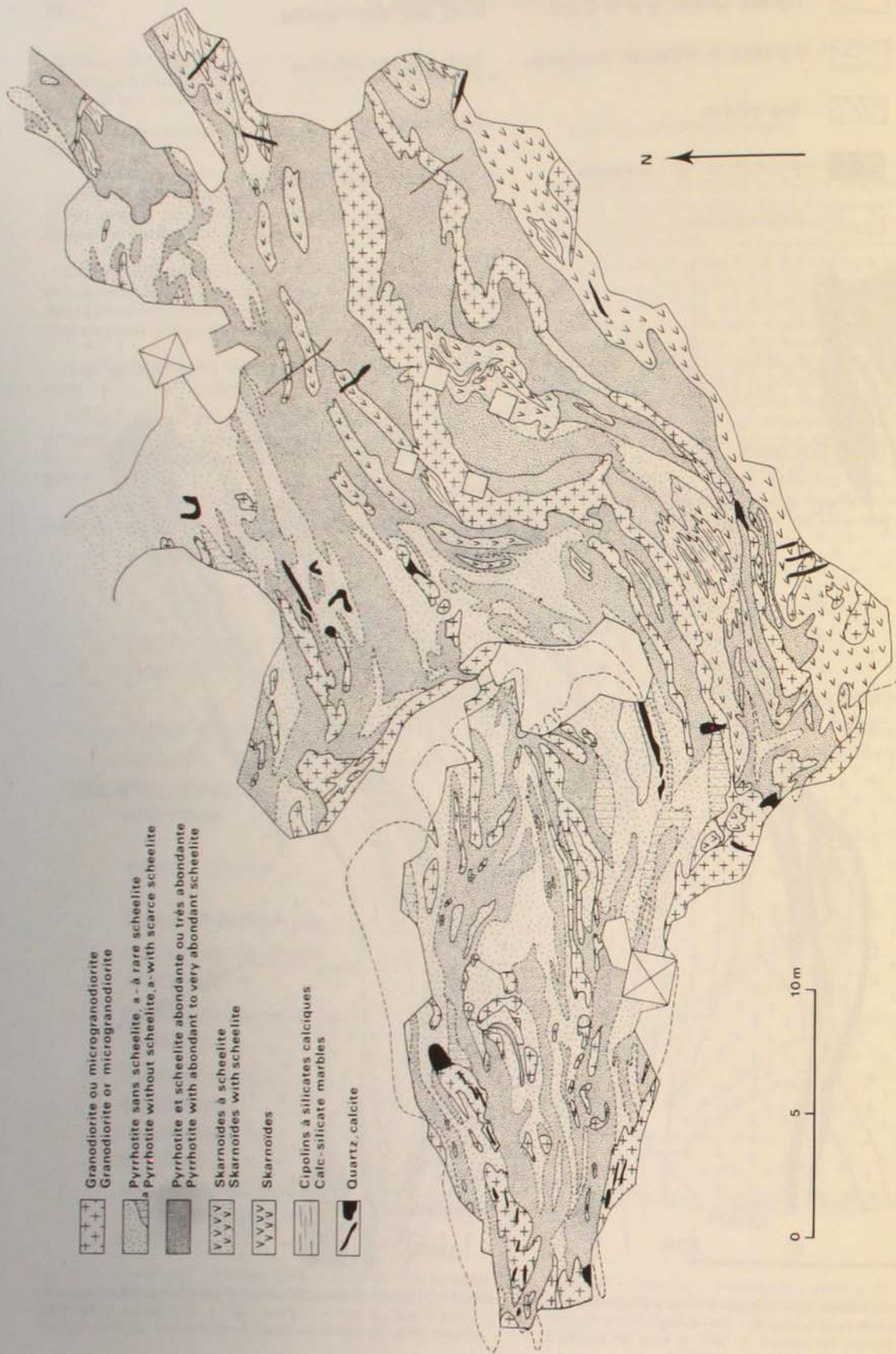


Fig. 11. — Lever géologique de couronne du niveau 500 SN 1 (d'après des documents S.M.A.).
 Zone du « Bois d'Anglade », « Premier Golfe ».

Coupe horizontale dans une gouttière de la granodiorite montrant des positions complexes de bandes de pyrrhotite dans la lentille nord. Pyrrhotite sans scheelite au contact de la granodiorite et des dykes microgrenus. Passage progressif de la zone à pyrrhotite et scheelite aux skarns rubanés skarnoides à pyrrhotites et scheelite. Les dykes de microgranodiorite sont plissés et boudinés avec la pyrrhotite et les skarns. (Troisième phase de plissement P3).

Level 500 SN 1 (from the documents of the S.M.A.). « Bois d'Anglade zone », « First Gulf ».

Horizontal section in a granodiorite through showing the behaviour of the pyrrhotite bands in the North lens. Pyrrhotite without scheelite near to granodiorite and the micrograined dykes. Progressive transition from the pyrrhotite and scheelite zone to the banded pyrrhotite and scheelite skarns (skarnoids). The microgranodiorite dykes are folded and boudinated with the pyrrhotite and the skarns. (Third folding phase P3).

Pour conclure, les skarns rubanés renferment des teneurs en WO_3 assez faibles. La richesse en scheelite des bandes de pyrrhotite est contrôlée par certains niveaux lithologiques. Leur extension est liée à la distance de la granodiorite et à la présence de gouttières.

C — Métallotectes

En regroupant toutes les données sur la répartition de la scheelite et de ses concentrations fournies par les travaux miniers et les sondages entrepris depuis le début de l'exploitation, on peut définir des métallotectes lithologiques et structuraux (C. Derré, 1977-1978).

Métallotectes lithologiques

Les deux types de minéralisations principales ont été distingués en fonction des roches encaissantes : cornéennes calciques et cipolin rubané gris et blanc. La minéralisation la plus riche en scheelite se situe dans la pyrrhotite et les skarns à hédénbergite qui longent soit la granodiorite, soit les cornéennes silico-alumineuses proches de la granodiorite.

a) *Dans les cornéennes calciques.* Les corps minéralisés reconnus jusqu'à présent (premier « golfe » et Véronique-Ouest) se situent vers la base de la série carbonatée de Salau qui était à l'origine formée de rubans calcaires et de rubans shalo-gréseux. La scheelite se localise dans les rubans de skarnoïde à pyrrhotite, avec biotite ou pyroxène et en particulier dans les rubans les plus riches en quartz (1 à 2 % WO_3) qui se développent aux dépens des anciens rubans shalo-gréseux.

b) *Dans le cipolin rubané gris et blanc.* Les corps minéralisés se situent près du contact avec les cornéennes calciques, soit dans le calcaire sus-jacent, soit dans le banc calcaire situé à la base de la série carbonatée.

La minéralisation associée aux skarns zonés qui longent la granodiorite ou les cornéennes silico-alumineuses est plus largement développée s'il existe des « pièges » structuraux. Toutefois nous pourrions remarquer que les indices situés en surface dans le calcaire de Salau sont d'une faible extension malgré la présence de gouttières (indice au-dessus du niveau 1620).

Deux facteurs peuvent jouer, la hauteur par rapport à la zone apicale (altitude), et la nature de l'encaissant. Ces indices occupent une zone élevée par rapport aux corps minéralisés exploités. La largeur de l'auréole de contact y est plus étroite. Pour les indices du Nord du massif, situés vers 1 400 m d'altitude, au même niveau que les corps exploités, on peut supposer que le niveau lithologique et sa nature jouent un rôle important. Le « niveau favorable » se situerait un peu plus bas, dans la zone où la granodiorite traverse l'ensemble carbonaté inférieur, c'est-à-dire la base du calcaire de Salau, les alternances calcaires/shales sous-jacentes et le banc calcaire inférieur surmontant la série shalo-gréseuse.

Métallotectes structuraux

a) *Forme lobée de la granodiorite.* La forme des corps minéralisés et leur localisation sont contrôlées par les irrégu-

larités de la bordure de la granodiorite, dont la forme lobée dessine des « golfes » et des « gouttières ». Dès le début de l'exploitation, J. Faure a remarqué que pour les minéralisations du type « cipolin rubané », la largeur de la minéralisation dépend de l'angle d'ouverture des gouttières et de l'importance des lames de granodiorite qui les délimitent, la minéralisation diminuant d'épaisseur lorsque la gouttière s'élargit. Ainsi, les corps en colonne ont des sections globalement ovoïdes de 20×4 m environ et les lentilles, une largeur maximale de l'ordre de dix à quinze mètres.

b) *Disposition oblique du rubanement des cornéennes sur la bordure.* Dans le cas des lentilles du premier « golfe » et de « Véronique-Ouest » dans le troisième « golfe », les bandes de pyrrhotite et scheelite alternant avec des skarnoïdes et des cornéennes calciques se disposent obliquement sur la bordure de la granodiorite. Leur extension et leur épaisseur diminuent en s'éloignant du contact. Elles s'étendent jusqu'à 25 m du contact environ dans le premier « golfe ».

Dans le cas des corps minéralisés de « Véronique-Est », la gouttière la plus importante est formée par des cornéennes silico-alumineuses coupées obliquement par la granodiorite. Les cipolins se déposent alors en coin entre ces deux panneaux.

L'épaisseur de la bande minéralisée se réduit à quelques centimètres dans deux cas :

- lorsque le granite présente une bordure rectiligne et que les cipolins et les cornéennes calciques sont subconcordants avec cette bordure,

- lorsque le rayon de courbure des gouttières est trop important.

c) Rôle des déformations.

- *Structures anté-minérales.* La forme de la granodiorite, de ses irrégularités et par conséquent la forme des corps minéralisés, ont été contrôlées par les structures antérieures à la mise en place de l'intrusion. En effet, les apophyses de granodiorite peuvent être guidées par les contacts lithologiques et par la forme des plis antérieurs. Les contacts lithologiques sont favorables aux circulations de fluides et aux cristallisations des silicates calciques, et la répétition des niveaux par plissement est d'autant plus favorable.

- *Structures syn-minérales.* Des déformations plicatives (deux épisodes principaux) des roches encaissantes sont observables. Elles se sont produites au moment de la mise en place des minéralisations, et se traduisent par des cristallisations de silicates calciques et par deux générations principales de scheelite :

- l'une contemporaine de l'hédénbergite ;
- l'autre contemporaine de la redistribution de la pyrrhotite.

Les discontinuités créées par les différences de compétence des roches ont favorisé les décollements entre les bancs lors de la flexion, ainsi que les circulations des fluides. Dans ces contacts ont cristallisé les silicates calciques et la scheelite de première génération dans les rubans de pyrrhotite. Ces minéraux ont pu cristalliser également dans des fissures

discordantes. Puis les skarns et les rubans de pyrrhotite et scheelite ont été plissés et boudinés. La pyrrhotite et la chalcopryrite ont migré en fonction des contraintes, vers les zones d'abris, charnières de plis, zones d'extension des rubans boudinés de silicates calciques. La déformation importante des corps minéralisés situés dans le cipolin rubané gris et banc s'accompagne de la recristallisation orientée de la calcite, de la pyrrhotite (moulant la scheelite et le mispickel), de la transformation des silicates calciques (hédenbergite transformée en amphibole).

L'abondance des recristallisations et de la deuxième génération de scheelite associée peuvent expliquer les fortes teneurs des corps minéralisés situés dans les cipolins rubanés gris et blanc en comparaison des minéralisations situées dans les skarnoïdes. Les cornéennes calciques et les skarnoïdes qui sont un peu moins déformés montrent des rubans à silicates calciques plissés et boudinés dans la pyrrhotite, ayant subi des

transformations seulement sur leur bordure ou dans les fissures.

• *Structures post-minérales.* Après la mise en place de la minéralisation, des déformations se sont encore produites. Il s'agit de plis à charnières arrondies (sans recristallisation de plan axial) et d'une fracturation N 80 à E-W, bien visible aux différents niveaux de la mine dans la granodiorite et sur le flanc des gouttières. Ces fractures passant parfois dans le contact entre la minéralisation et la granodiorite ont pour effet de laminer les corps minéralisés. Plusieurs rejeux sont visibles dans leur remplissage constitué de quartz strié et de lambeaux de cipolin écrasés. Les recristallisations pyrrhotite et scheelite (troisième génération) sont peu importantes, mais leur présence dans des fractures au sein de la granodiorite constitue un indice important qui peut conduire latéralement ou verticalement à de nouvelles gouttières de cipolin et à des corps minéralisés.

2.3 — Types de minerais et roches associées

Leur arrangement dans le temps et dans l'espace

Associations Minéralogiques (*)

A — Propriétés et caractères distinctifs des skarns

Le gisement de Salau est du type « skarns », ce qui signifie que :

1) la gangue comporte des silicates calciques tels que clinopyroxène (dans ce cas, hédenbergite) et grenat grandite.

2) ces minéraux se développent par remplacement de divers types de roches préexistantes, parmi lesquelles en général des roches calciques telles que marbres (cipolins) ou cornéennes calciques.

3) une partie au moins de ces minéraux tend à s'arranger en zones plus ou moins parallèles de compositions minéralogiques contrastées, séparées par des fronts souvent extrêmement nets. L'ordre et l'arrangement de ces zones et leurs relations systématiques avec des discontinuités lithologiques importantes de l'encaissant ou avec un système de fractures suggèrent un développement simultané.

4) on peut dans chaque système de zones définir une zone-source unique par le fait qu'à partir de cette zone, et en se dirigeant vers l'encaissant, les minéraux caractéristiques de chaque zone présentent, le long du front la séparant de la zone suivante, des textures de remplacement évidentes par rapport aux minéraux caractéristiques de cette zone suivante. On peut même souvent définir une surface-source, soit en considérant la nature des minéraux reliques à l'intérieur de la zone-source, dans le cas d'un système de zones développé sur un contact lithologique préexistant, soit, dans le cas contraire, en considérant la symétrie du système de zones.

D. S. Korzhinskii (1970) a développé deux modèles permettant de rendre compte de ce développement simultané d'un système de zones : modèle de diffusion et modèle de percolation (ou d'infiltration). Dans le cas de Salau, sans exclure tout effet de diffusion, le rôle de la percolation paraît prépondérant pour trois raisons :

1) l'épaisseur des skarns atteint souvent le mètre ou la dizaine de mètres (l'ordre de grandeur des skarns de diffusion ne dépasse normalement pas le centimètre ou le décimètre ; le développement de skarns de diffusion plus épais d'un ordre de grandeur est improbable car l'épaisseur des zones de diffusion croît de moins en moins vite en fonction du temps — en fait, elle croît comme \sqrt{t});

2) le rapport Fe/Mg dans les skarns, pourtant développés au sein de calcaires ou entre calcaires et granodiorite assez banale, est extrêmement élevé, et cet enrichissement en fer n'est compensé par le développement d'aucune zone particulièrement appauvrie en fer comme l'exigerait la diffusion ;

3) il existe des veines de skarns discordants, développées par exemple au milieu des marbres. Ces veines ne peuvent résulter que d'un apport par des fluides circulant le long de fractures. Comme les skarns développés le long de ces veines sont aussi riches en fer, et en fait constitués des mêmes minéraux que ceux développés dans les contacts granodiorite-calcaire, nous pouvons raisonnablement conclure que tous les skarns de Salau sont développés par l'action d'une seule et même famille de fluides qui s'infiltrerait le long de contacts lithologiques et de cassures préexistantes.

Notons que le mouvement de ces fluides le long des cassures n'exclut pas une certaine importance des diffusions dans la

(*) M. Fontailles, P. Soler et C. Derré.

direction transversale. Mais il s'agit dans ce cas de diffusions entre l'encaissant et le fluide contenu dans la fracture.

B — Stades d'évolution des roches calciques

La série carbonatée dans laquelle se développent les skarns et le gisement de Salau comprend deux types de roches : des calcaires rubanés gris et blanc, riches en matière organique, à part cela assez purs (et en particulier non ou très peu dolomitiques), en bancs d'épaisseur métrique à décimétrique, alternant avec des « barrégiennes ». Les barrégiennes (terme local) sont des alternances d'épaisseurs centimétriques à décimétriques de lits calcaires et de lits de grès et/ou shales, eux-mêmes plus ou moins calcaireux.

Stade 1 — Métamorphisme de contact

Pour l'essentiel, les marbres et les barrégiennes de la mine ont été métamorphosés dans le faciès des amphibolites. La matière organique est entièrement transformée en graphite. La wollastonite n'apparaît que de façon exceptionnelle, de même que les textures de rétro-morphose correspondantes. L'association quartz + calcite était généralement stable. La clinozoisite est fréquente et parfois très abondante. Dans la plupart des types d'occurrences de ce minéral à ce stade, on n'observe aucun signe de remplacement d'un silicate préexistant. Nous admettons, à titre d'hypothèse, que la clinozoisite fait partie des minéraux typomorphes.

L'association minérale dans les marbres gris comprend calcite, graphite, quartz et le long de certains lits des sulfures (pyrite, pyrrhotite) et/ou des silicates, le plus souvent clinozoisite, parfois pyroxène (diopside-salite), exceptionnellement plagioclase calcique, biotite, amphibole.

Dans les marbres à rubans silicatés dérivant des barrégiennes, une particularité importante à noter par rapport à la composition chimique des shales de départ est l'expulsion des alcalins et leur remplacement plus ou moins complet par CaO, ce qui conduit à une composition minéralogique très différente de celle d'un métashale banal (la teneur en $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ tombe ainsi de 5 à 6 % à < 0,6 %). Ce point n'a d'ailleurs rien de surprenant, le phénomène étant bien connu dans les shales légèrement calcaireux dans le métamorphisme régional (M. Fontelles, 1977).

L'association minérale dans ce type de roches comprend, en proportions très variables selon les lits, calcite, quartz, pyroxène (diopside — salite, au moins jusqu'à H_{35}), grenat Gr_{90} , épidote Zo_{60} , assez souvent un microcline interstitiel et un peu de graphite, auxquels il faut adjoindre comme minéraux accessoires l'apatite et le sphène (ce dernier plus spécialement dans les lits alumineux à grenat et/ou épidote).

L'idocrase apparaît souvent dans cette association, plus particulièrement en étroite relation avec le grenat. Elle ne constitue pas des lits définis comme le grenat, mais plutôt des taches sporadiques. On observe rarement des veinules d'idocrase discordantes sur le rubanement. A l'endroit où ils rencontrent ces veinules, les lits de grenat normaux de la roche sont sur une certaine distance convertis en idocrase. Ainsi le

développement de l'idocrase apparaît au moins en partie comme tardif par rapport à la paragenèse précédente, et pourrait déjà être lié à des circulations de fluides.

Stade Ibis - Silicifications

On ne connaît pas à Salau de « skarns clairs » développés par réaction entre une roche silicatée et le marbre pur. Par contre on observe dans les barrégiennes le développement de zones de silicification importantes, discordantes sur le rubanement (avec indentations parallèles à celui-ci). Au cours de ce phénomène, la proportion de carbonates diminue fortement, la roche résultante apparaît presque entièrement silicatée (riche en quartz en particulier) : SiO_2 passe par exemple de 22 à 42 %, tandis que CO_2 décroît de 24 à 4 %, CaO restant relativement constant, entre 30 et 38 % en poids.

Cette transformation est manifestement liée à une percolation. Son indépendance spatiale par rapport au métamorphisme de contact (stade 1) se manifeste en particulier par son développement (avec les paragenèses habituelles à celui-ci) localement aux dépens de barrégiennes peu métamorphiques (métamorphisme régional seul ou zones externes de l'aurole de contact). Les paragenèses étant les mêmes que dans le stade 1, cette silicification peut être soit exactement contemporaine du métamorphisme de contact, soit un peu plus tardive, mais développée dans des conditions physiques comparables. Par son caractère discordant lié à une percolation, ce phénomène constitue en quelque sorte une transition vers le développement des skarns (ou plutôt des skarnoïdes, car il est strictement limité au domaine des barrégiennes).

Stade 2 - Skarns et skarnoïdes

Les skarns proprement dits, tels que nous les avons caractérisés plus haut, ne se développent que dans les marbres relativement purs (marbres gris graphiteux). Le système de zones est très simple (fig. 9-12).

Du calcaire vers le granite :

— un mince liséré (1 mm à 1 cm), très rarement absent, de calcite blanche, complètement dépourvue de graphite,

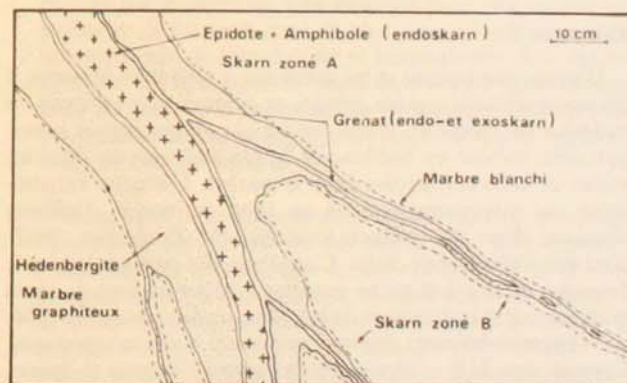


FIG. 12. — Skarns zonés (P. Soler, 1977).

Zoned skarns (P. Soler, 1977).

— une importante zone externe d'hédenbergite presque pure ($MgO < 0,3\%$ (1) MnO , 2 à 3%), accompagnée de quartz, calcite, pyrrhotite, scheelite interstitiels ($WO_3 \leq 0,30\%$ dans les skarns) est séparée du marbre graphiteux. Dans cette zone à hédenbergite, la texture peut être apparemment enchevêtrée, ou bien du type « en peigne », bien classique dans les skarns (la longueur des fibres individuelles atteignant au maximum 2 à 3 cm);

— à cette zone peut succéder, au voisinage de la roche éruptive, une étroite zone de grenat Gr_{30-40} . Ce grenat peut, selon les cas, contenir ou non des résidus de clinopyroxène;

— enfin, lorsque cette zone de grenat se développe, elle est suivie en bordure de la granodiorite d'une zone d'épidote Zo_{30} contenant des résidus ou des fantômes de clinopyroxène à tendance idiomorphe (prismes courts) le plus souvent complètement transformés en actinote \pm calcite et quartz. La composition de cette actinote présente les caractéristiques suivantes: Al_2O_3 , 1 à 1,5%; FeO_{total} , 29%; MgO , 4,8%; MnO , 1,5%; $Na_2O + K_2O$, 0,3 à 0,4%. On note, dans cette zone d'épidote, la présence de sphène, d'apatite, et d'allanite, comme dans la granodiorite, souvent même en plus grande abondance. Ces minéraux accessoires, de même que les particularités texturales du pyroxène fantôme, se retrouvent en général dans la plus grande partie de la zone du grenat, mais non dans sa totalité, ce qui paraît indiquer que le grenat s'est développé pour une faible part en exoskarn, et pour l'essentiel en endoskarn.

Remarque 1.

L'épaisseur de la zone à hédenbergite est couramment métrique à plurimétrique (« skarns massifs »). Elle est décimétrique à millimétrique dans les skarns développés en veines symétriques dans les marbres. La zone du grenat, lorsqu'elle existe, est généralement beaucoup plus mince: le rapport des épaisseurs est de 1 à 10 ou de 1 à 20 dès que l'épaisseur de la zone du pyroxène atteint le centimètre. Dans les veines millimétriques, le rapport des épaisseurs de ces deux zones peut cependant se rapprocher de 1. La zone d'épidote n'a pas d'épaisseur définie. Dans les skarns en veines, elle constitue toujours, à notre connaissance, le centre de la veine sur une épaisseur centimétrique à pluridécimétrique, du même ordre que celle des skarns à hédenbergite associés, en général.

Remarque 2

D'après leur texture et les minéraux accessoires présents, il est vraisemblable que les grenats et épidotes développés en endoskarns dérivent d'une roche à plagioclase + clinopyroxène formée en bordure de la granodiorite ou dans les veines de celle-ci injectées dans le marbre. L'origine magmatique ou métasomatique de ce type de roche, d'ailleurs classique dans les contacts calcaires (M. Fontelles, 1962), n'est pas entièrement claire. L'analogie des paragenèses et le passage continu à la roche éruptive typique en font de toute manière une manifestation de bordure (ou de contact) de celle-ci, vraisemblablement contemporaine du stade magmatique. Compte tenu de la composition de l'actinote donnée ci-dessus,

(1) Les rares teneurs en $MgO \approx 1\%$ s'expliquent de façon très locale par le remplacement de marbre à diopside.

il est probable que le pyroxène de cette roche était plus magnésien que celui de la zone à hédenbergite. On peut supposer qu'au stade 1 les contacts intrusifs présentaient un développement variable de cette roche à plagioclase + clinopyroxène en contact direct avec une mince zone de réaction purement pyroxénique. Les skarns actuels (stade 2) se sont développés sur cette zone de réaction, dont ils ont plus ou moins effacé la trace, avec un type de zonation et des épaisseurs très différentes liés à l'intervention d'une phase fluide aqueuse dans des conditions physico-chimiques différentes et animée d'une certaine vitesse d'écoulement le long des fissures et à travers la roche poreuse.

Les skarnoïdes sombres résultent de l'évolution des barrégiennes, ou de leurs produits de transformation par le métamorphisme de contact (stade 1) et la silicification (stade 1 bis), au cours du stade 2, sous l'influence des mêmes fluides qui ont produit les skarns proprement dits aux dépens des marbres. Ils présentent un rubanement lié à des différences texturales et minéralogiques héritées des variations chimiques qui caractérisent le rubanement des barrégiennes. Les rubans sont constitués de clinopyroxènes, grenat et épidote (analogues à ceux des skarns), avec des récurrences, sans aucune loi discernable. La limite skarnoïde-barrégienne métamorphisée discordante sur le rubanement hérité de la stratification, avec toutefois des indentations, parfois accentuées, le long de celle-ci, s'explique parfaitement par le phénomène de percolation. La limite avec la granodiorite peut être discordante ou concordante selon les cas, mais c'est toujours en présence d'une discordance que se manifeste l'existence de skarnoïdes.

Lorsque les skarnoïdes se développent aux dépens des barrégiennes métamorphiques silicifiées du stade 1 bis, on observe généralement une gradation dans les couleurs du vert sombre dans le skarnoïde sombre typique à un vert clair (skarnoïde clair) et jusqu'aux teintes blanches et roses des barrégiennes métamorphiques silicifiées. Les limites entre ces trois types de roches peuvent être très diffuses, avec passage très progressif. On peut être tenté de considérer leurs relations comme une zonation en grand, ce qui conduirait à identifier le stade 1 bis avec le stade 2. Pour le moment les observations à cet égard ne sont pas décisives.

Les skarnoïdes clairs qui n'ont pas à Salau d'équivalents dans les skarns proprement dits, sont interprétés comme un front magnésien se développant en avant du front ferreux, et dû au déplacement du magnésium par le fer au niveau des skarnoïdes sombres qui engendre en aval des concentrations de magnésium en solution (accompagné encore de fer en proportion très appréciable) suffisantes pour transformer en roche à salite abondante les barrégiennes métamorphiques et silicifiées. Dans les skarnoïdes clairs, la teneur en MgO peut atteindre 14% contre 8% de fer total, alors qu'elle atteint 3% pour 14 à 16% de fer dans les skarnoïdes sombres et de 2 à 4% contre 3 à 6% de fer dans les barrégiennes métamorphiques silicifiées. La teneur en hédenbergite du pyroxène décroît corrélativement (et progressivement semble-t-il) des skarnoïdes sombres aux skarnoïdes clairs de H_{85} à H_{40} . Les salites des skarnoïdes clairs sont pauvres en $MnO (< 0,30\%)$ contre 1% dans les ferrosalites ou hédenbergites des skarnoïdes sombres. Le grenat des skarnoïdes est très voisin de celui des skarns. Les minéraux interstitiels associés sont les mêmes que dans les skarns (quartz, calcite, pyrrhotite, scheelite), et les teneurs en WO_3 sont comparables.

Stade 2 bis — Épidotisation du grenat primaire

Ce phénomène est très développé, à tel point que dans bien des cas les résidus de grenat sont inexistantes ou limités à quelques îlots. La transformation, mentionnée ci-dessus, du pyroxène des endoskarns en actinote pourrait être contemporaine de cette épidotisation.

Stade 3 — Grenat tardif

Ce grenat se développe sur les skarns, sans relation avec la zonation de ceux-ci, le plus souvent le long de veines transverses correspondant à une fracturation tardive. A l'endroit où ces veines, le plus souvent millimétriques, arrivent au contact du calcaire, ce grenat tardif se développe plus largement, au contact même de la calcite, mais sans déborder appréciablement sur le marbre. On peut rattacher à ce même épisode le développement de masses de grenat centimétriques ou décimétriques en bordure des skarns massifs à hédénbergite au contact du marbre, dans les masses de skarns isolées à l'Ouest du corps de minerai « Véronique ». Ce grenat tardif se développe également dans les skarnoïdes en veinules recoupant le litage (fig. 13).

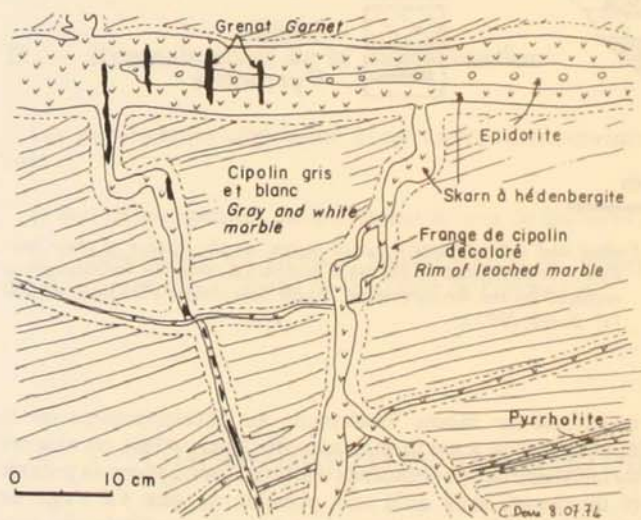


FIG. 13. — Skarns en veinules et grenats sécants (C. Derré, 1977).

Veinlets of skarns with transecting garnets (C. Derré, 1977).

Cet ensemble de phénomènes paraît plus tardif que le stade 2 bis, car on observe des veinules de grenat tardif recoupant des zones de grenat primaire complètement épidotisé. Le grenat tardif peut s'épidotiser à son tour, mais dans son cas ce phénomène est beaucoup moins accentué que dans celui du grenat primaire.

La composition de ce grenat tardif est caractérisée par une teneur en alumine comparable à celle du grenat primaire, mais une teneur en chaux plus faible (22 à 29 % CaO contre 33 à

34 % dans le grenat primaire). Ce déficit en chaux se traduit donc par une augmentation des teneurs en almandin et spessartite au détriment de la teneur en grossulaire (6,5 à 15,5 % de fer total contre 6,5 à 11 % dans le grenat primaire, 2 à 6 % MnO contre 0,7 à 2 % dans le grenat primaire).

Stades 4 et 4 bis — Altération hydrothermale associée à l'épisode principal de minéralisation.

Stade 4. Parmi les phénomènes regroupés dans cette section, le développement de mispickel paraît, d'après les relations texturales, un peu antérieur à celui de la pyrrhotite. Le mispickel présente un développement sporadique avec une localisation tout à fait indépendante des concentrations de pyrrhotite ou des hautes teneurs en scheelite. De l'electrum a rarement été observé en association avec le mispickel.

Stade 4 bis. La plus grande partie de la minéralisation en scheelite est développée dans les skarns et les skarnoïdes (à l'exclusion de toutes autres roches calciques) dans une gangue où la pyrrhotite est toujours abondante. Inversement, la pyrrhotite n'est pas nécessairement accompagnée de scheelite, et des lambeaux d'épaisseurs décimétriques à plurimétriques de skarns ou de skarnoïdes peuvent être épargnés par l'envahissement de pyrrhotite. La teneur en scheelite présente d'énormes variations, avec une moyenne de 1 % WO₃ dans le minerai et jusqu'à 15 % sur certains échantillons. On peut passer de l'une à l'autre de ces valeurs sur une distance de 10 à 20 cm. Les plus belles variations progressives de teneurs s'observent dans les skarns transformés, au contact même du marbre, les plus hautes teneurs étant immédiatement adjacentes à ce dernier.

Ce phénomène assez spectaculaire a été parfois appelé la « ligne des marbres ».

La scheelite est très peu molybdique. La composition de la pyrrhotite (Fe_{0,914}S) est uniforme dans tout le gisement, que ce minéral soit ou non associé à la scheelite. Cette composition est la même que celle de la pyrrhotite interstitielle des skarns et skarnoïdes (stade 2). La pyrrhotite est en général accompagnée de chalcopryrite irrégulièrement répartie (le minerai contient en moyenne 0,20 % de cuivre) et de blende toujours en très faible quantité. Elle peut contenir des inclusions de galène et de bismuth natif, le plus souvent associées, parfois accompagnées de tétradymite et bismuthinite. Les minéraux suivants ont également été signalés, mais de façon exceptionnelle et sans qu'il soit possible de préciser leur relations : molybdénite, magnétite, pyrite (cette dernière tardive par rapport à la pyrrhotite).

La gangue de ce minerai riche en scheelite est le produit de l'altération des skarns ou des skarnoïdes. Elle contient de l'hédénbergite relique, aux dépens de laquelle se développe une amphibole de composition variable entre une ferroactinote et une hornblende très riche en fer (fig. 14) : Al₂O₃ 1,2 à 8,9 %, Fe₂O₃ total 32 %, MgO 2 %, MnO 1,4 %, Na₂O + K₂O variable de 0,6 à < 2 %. Les minéraux principaux de cette paragenèse sont le quartz, la calcite, l'épidote. Le clinocllore, le stilpnomélan, le microcline s'y associent plus rarement, ainsi que la tourmaline jaune clair étroitement liée aux veinules minéralisées.

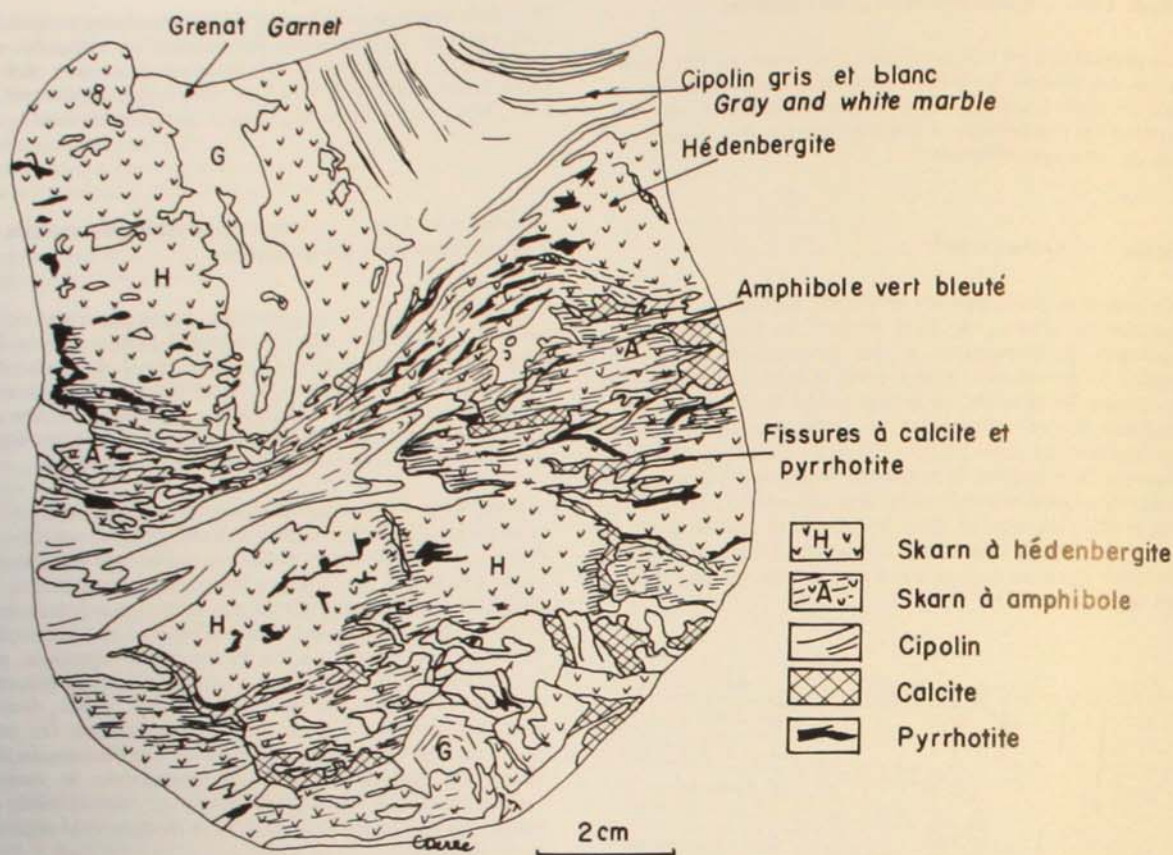


FIG. 14. — Skarn zoné plissé et boudiné. A la bordure des boudins, dans leurs fissures et leur zone d'extension, l'hédenbergite est remplacée par la ferrotrémolite. Lentille sud. Zone du « Bois d'Anglade » (C. Derré, 1977).

Folded and « boudinated » zoned skarn. At the border of the « boudins », in their fissures and their elongation zone, the hedenbergite is replaced by the ferrotrémolite. South lens « Bois d'Anglade zone ». (C. Derré, 1977).

C — Évolution des roches quartzo-feldspathiques

Les bordures du massif granitique ont subi, sous l'effet des mêmes fluides, une évolution parallèle à celle des roches calciques, avec différents stades superposés. Le phénomène le plus général correspond à la *séricitisation* et *saussuritisation* du plagioclase, accompagnées du développement fréquent d'allanite. La *chloritisation* de la biotite a un caractère à peine plus restreint. Ces modifications sont isochimiques, sauf en ce qui concerne la teneur en eau.

A un stade un peu plus tardif se développent des paragenèses localisées (en veinules notamment) du type *greisen*, avec silicification, développement de muscovite en grandes lames aux dépens du plagioclase, et de tourmaline brune fibreuse, jaune paille en lames minces, qui peut localement former des veines de tourmalinite massive. Le mispickel est constamment associé à cette paragenèse, qui peut ainsi être parallélisée avec le stade 4. Ce stade correspond donc à un lessivage de Na, K, Ca et un apport de B, As et probablement W.

A un stade apparemment encore un peu plus tardif, parce

qu'associé au moins localement au développement de la minéralisation à pyrrhotite-scheelite (stade 4 bis), on observe au contraire des phénomènes d'albitisation, apport de potasse et de chaux, sans qu'il soit possible de dire s'il s'agit de modalités différentes d'un même épisode ou d'épisodes superposés. Dans certaines roches du moins, les effets sont bien séparés.

L'albitisation conduit au développement de roches dont les teneurs en soude peuvent atteindre jusqu'à 8,5 %, correspondant à 80 % d'albite, remplaçant plagioclase, quartz et feldspath potassique (albite en échiquier). Le seul minéral apparemment en équilibre avec cette albite au stade le plus intense d'albitisation est la calcite. Ces albitites sont recoupées par des veinules tardives de quartz, épidote et chlorite.

L'apport potassique se traduit le plus souvent par le développement d'une biotite néoformée, pauvre en titane, aux dépens de la chlorite (elle-même formée par chloritisation de la biotite primaire de la granodiorite). Cette biotite peut être accompagnée d'un peu de microcline néoformé en veinules ou dans des cavités miarolitiques. L'effet de ce phénomène est appréciable sur l'analyse chimique globale, la teneur en K_2O

pouvant atteindre 4,50 % dans une quartz-diorite, où en l'absence de potassification, elle ne dépasse pas 2,80 %.

L'apport de chaux se manifeste par le développement d'épidote aux dépens du plagioclase et de la biotite primaire ou parfois même néoformée ainsi que l'apparition de veinules d'épidote et calcite. Le phénomène se traduit par des teneurs très élevées en chaux (jusqu'à 8,5 % CaO dans une quartz-diorite dont la teneur normale serait de 5 %).

Le minerai à pyrrhotite-scheelite se développe pour partie aux dépens de la granodiorite. Il a dans ce cas le même aspect et la même paragenèse sulfurée que le minerai développé aux dépens des skarns, mais les minéraux de la gangue sont différents. On y trouve en effet l'association quartz calcite accompagnée de façon caractéristique selon les cas d'albite, de muscovite, de clinocllore et/ou d'épidote, avec localement des concentrations de tourmaline jaune fibreuse ou d'apatite et, comme autres minéraux caractéristiques, le sphène et l'allanite. L'abondance des minéraux constitutifs est très variable, ce qui permet de supposer que la formation de ce matériau, mis à part la minéralisation et l'apport de silice, est due à l'action des divers phénomènes métasomatiques qui viennent d'être décrits comme rattachés au stade 4 bis (albitisation, apport de potasse et de chaux).

D — Remaniements de la minéralisation

Les particularités communes à ces divers remaniements sont :

- 1) leur développement exclusivement le long de fractures ;
- 2) l'indépendance (en première approximation du moins) de leur paragenèse à l'égard de la nature de l'encaissant.

2.4 — Conditions thermodynamiques de formation (*)

Nous donnons ci-dessous une évaluation des conditions physicochimiques régnant au niveau du gisement de Salau, aux principaux stades de sa formation (P. Soler, 1977).

Cette évaluation repose sur la discussion thermodynamique d'un certain nombre de réactions pour lesquelles nous disposons soit de détermination expérimentale, de l'équilibre, soit de données colorimétriques sur les minéraux impliqués. On sait que ces données ne sont pas d'une grande précision mais les calculs thermodynamiques permettent de situer sans ambiguïté les uns par rapport aux autres, dans l'espace température pression, fugacités de O_2 , CO_2 et S_2 , les stades d'évolution du minerai et de son encaissant. Les équilibres et les données bibliographiques utilisés sont rapidement explicités en note pour chaque stade.

Stade 5 — Failles silicifiées avec scheelite

Des zones broyées importantes limitent les panneaux minéralisés. Elles sont donc tardives par rapport à la minéralisation, ou du moins à l'essentiel de celle-ci. On n'observe pas la minéralisation elle-même broyée. Des silicifications et recristallisations importantes se sont produites le long de ces zones et à leur voisinage immédiat. Les accidents les plus importants de ce type sont la grande faille E-W de la « lentille sud » qui recoupe vers l'Ouest le corps minéralisé « Véronique », et un autre accident W.NW-E.SE au Sud de la faille précédente, dans le quartier « Véronique ».

Dans ces failles l'association observée est quartz-pyrrhotite-chalcopryrite-sphalérite-scheelite et calcite, avec dans la partie profonde de la « formation sud » wolframite localement en reliques dans la scheelite, mispickel et pyrite. La gangue contient, outre le quartz, un peu d'épidote et de chlorite dans certaines zones. Localement on passe à des associations à quartz-scheelite, avec scheelite en cristaux centimétriques. La pyrrhotite a la même composition que celle du stade 4 bis.

Stade 6 — Veines tardives non minéralisées en scheelite

Nous signalerons brièvement trois types de veines de cette catégorie :

- veines à pyrrhotite largement cristallisée et quartz,
- veines à blende-chlorite-calcite-apophyllite (présentant souvent des géodes à gros cristaux de calcite et d'apophyllite),
- veines à prehnite-laumontite (les plus tardives semble-t-il). Ces veines peuvent contenir parfois des cristaux isolés de scheelite.

Au voisinage de ces divers types de veines, la minéralisation ne subit aucune modification.

Stade 1 et 1 bis de l'évolution des roches calciques (métamorphisme de contact) (fig. 15).

Résultats	$P_S = P_F = 2\ 000$ bars	$P_S = 2\ 000$ bars $P_F = 1\ 000$ bars
t °C	507 — 542	485 — 515
f_{CO_2} bars	500 — 900	400 — 750
X_{CO_2}	0,12 — 0,24	0,20 — 0,60
Log f_{O_2}	- 23 — - 21,3	- 24 — - 22,5

Le domaine où sont stables simultanément le grossulaire (composition $X_{Al} = 0,8$), la clinozoïsite ($Y_{Al} = 0,6$) et l'anorthite, dans des lits de teneur en fer différente, a été déterminé en

(*) P. Soler.

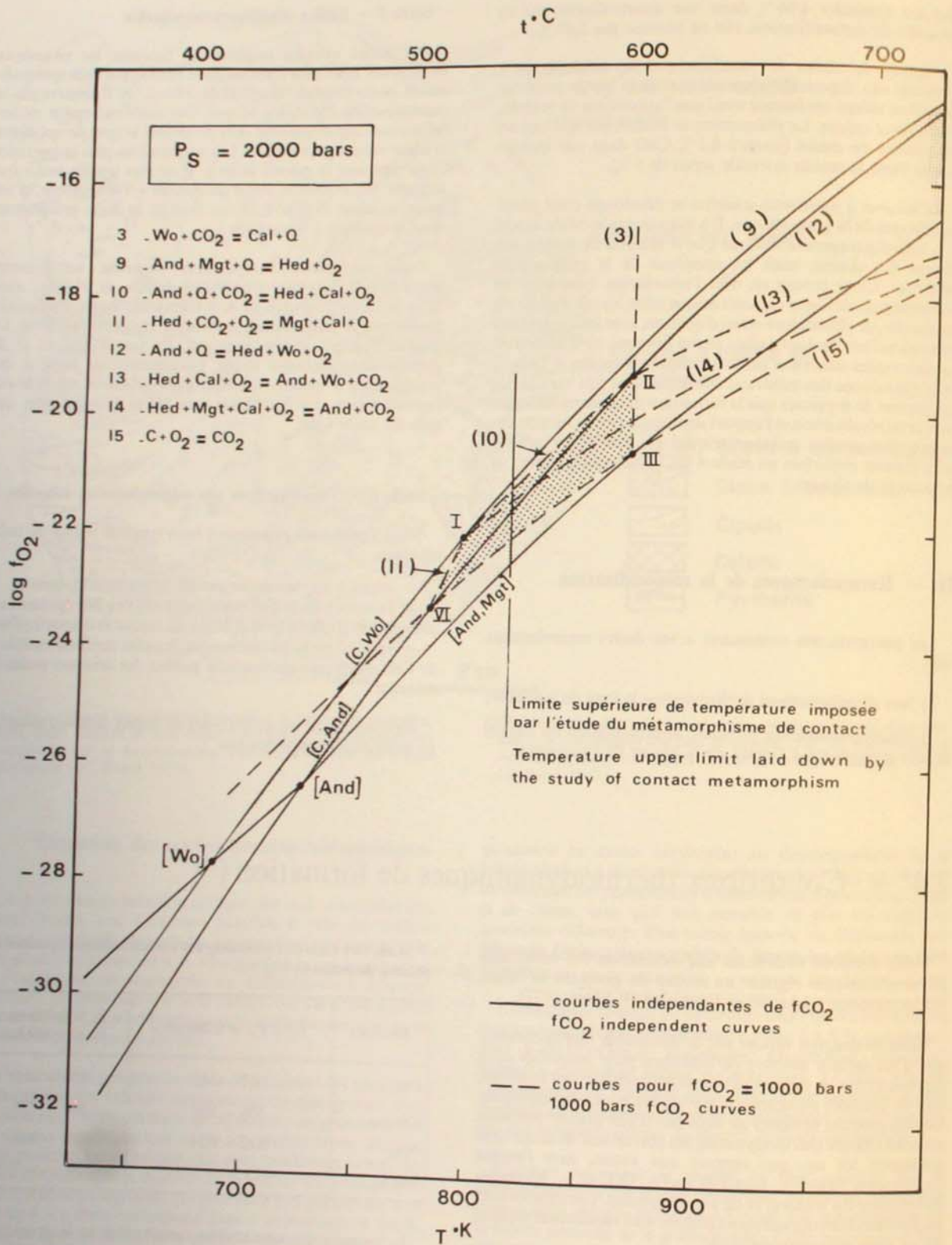


FIG. 15. — Conditions thermochimiques du métamorphisme de contact dans la zone interne.

Thermochemical conditions of the contact metamorphism in the inner zone.

introduisant le fer dans le système $\text{CaO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2\text{-CO}_2\text{-H}_2\text{O}$, étudié par R. C. Newton (1966), A. L. Boettcher (1970), B. Storre (1970), B. Storre et K. H. Nitsch (1972), T. H. Gordon et H. J. Greenwood (1971), Jan (1972), D. H. Kerrick, K. E. Crawford et A. F. Randazzo (1973). L'hypothèse de solutions solides idéales pour grenat, épidote et pyroxène a été faite à la suite de M. J. Holdaway (1972).

L'ensemble des courbes d'équilibre a été recalculé grâce aux tables de R. A. Robie et D. R. Waldbaum (1968) et en évaluant par le calcul à partir de l'équilibre $\text{Zo} + \text{Q} = \text{An} + \text{Gr}$ étudié par R. C. Newton (1966), l'énergie libre de Gibbs de formation de la clinzoïsite. Il a été tenu compte de l'influence de la pression. L'évaluation de la fraction molaire de CO_2 a été possible à l'aide des tables de B. N. Ryzhenko et S. D. Malinin (1971). La fugacité en oxygène a été déterminée par l'équilibre entre grenat et clinopyroxène salitique.

L'étude quantitative du système Ca.Fe.Si.C.O. à partir de la topologie qualitative de ce système donnée par D. M. Burt (1972), des travaux expérimentaux de L. D. Kurshakova (1971) et W. I. Gustafson (1971) et des calculs thermodynamiques permet de déterminer le domaine de stabilité de l'association hedenbergite-calcite-quartz. L'utilisation des diagrammes en potentiels chimiques (D. S. Korzhinskii, 1959-1970; M. Fonteilles, 1962; D. M. Burt, 1972) permet de montrer que les fluides étaient pour ainsi dire saturés en chaux et silice et que, par conséquent, le domaine de stabilité de l'hedenbergite seule (le quartz et la calcite cristallisent à la fin des phénomènes métasomatiques) est proche de celui de l'association hedenbergite-calcite-quartz.

Dans le système Ca.Fe.Si.C.O. (fig. 16), 7 phases peuvent apparaître (dans le domaine de température considéré) : hedenbergite (Héd.), andradite (And.), magnétite (Mgt.), calci-

Stade 2 (skarns et skarnoïdes)

Conditions	$P_F = 1\ 000$ bars	$P_F = 2\ 000$ bars	$P_F = 3\ 000$ bars
$t\ ^\circ\text{C}$	400 - 500 (*)	412 - 540 (*)	425 - 565 (*)
$\log f_{\text{O}_2}$	- 28,3 - 21,9 (*) - 26,8 - 23,7 (*)	- 27,7 - 21,2 (*) - 26,5 - 22,7 (*)	- 27,0 - 20,2 (*) - 26,1 - 21,7 (*)
f_{CO_2} bars	> 80	160 120 600 (*)	> 200

(*) Limites supérieures induites par l'étude du métamorphisme de contact.

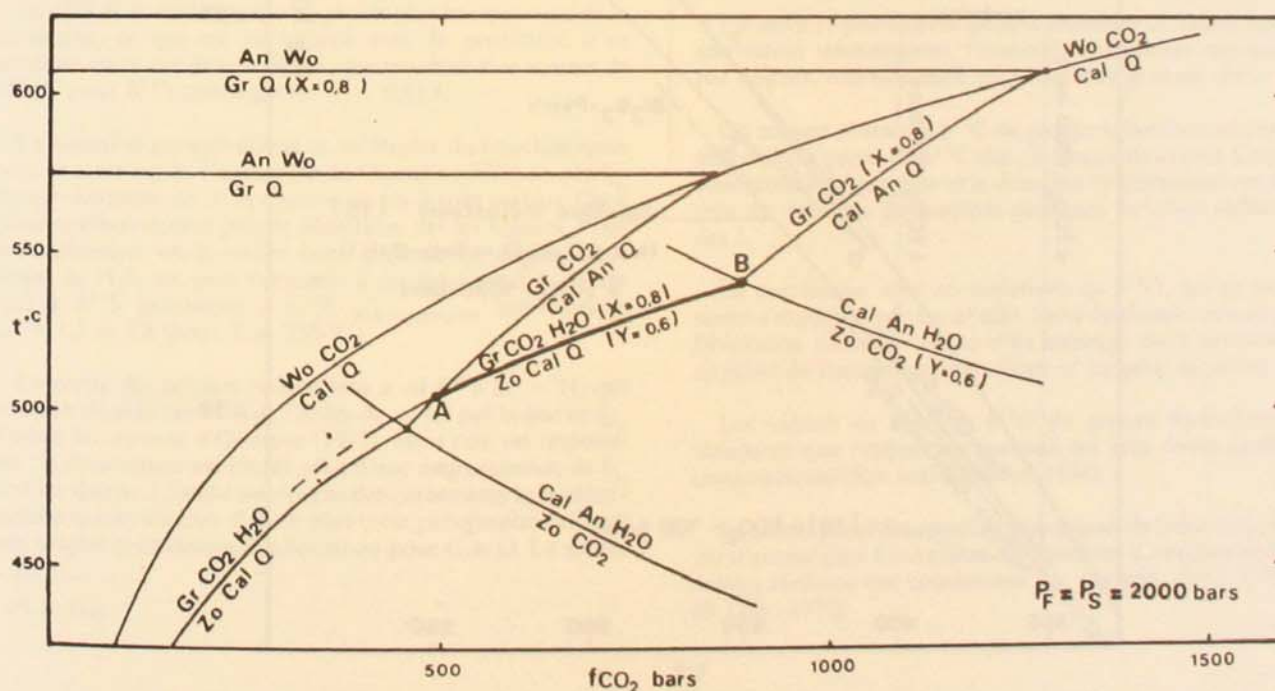


FIG. 16. — Domaine de stabilité de l'association hedenbergite-calcite-quartz.

Hedenbergite-calcite-quartz association stability field.

te (Cal.), quartz (Q.), wollastonite (Wo.) et graphite (G). Les points invariants dans l'espace T, f_{O_2} , f_{CO_2} à P_S fixée correspondent à 6 phases solides stables et sont notés par la phase absente ((And.) et (Wo.)). Les courbes univariantes correspondent à 5 phases solides stables ((And., Mgt.), (Wo., And.), (C, Wo) et (C, And.)) et les surfaces divariantes à 4 phases. Ces surfaces ont été représentées par leur intersection avec le plan $f_{CO_2} = 1\ 000$ bars. Les courbes (2) et (5) sont à la fois projection d'une surface divariante réglée « parallèle à l'axe des f_{CO_2} » (équilibres indépendants de f_{CO_2}) et d'une courbe contenue dans cette surface ((C, Wo) et (C, And.) respectivement). Le résultat obtenu a valeur générale pour le système Ca.Fe.Si.C.O. Nous avons admis, pour le cas particulier de Salau, que la limite supérieure de température obtenue pour le

métamorphisme de contact était valable pour la formation des skarns, ce qui induit des limites supérieures pour f_{O_2} et f_{CO_2} .

Stade 4 – Formation de minerai économique (fig. 17).

415 °C	<	t	<	540 °C
- 6	<	log f_{S_2}	<	- 9
- 27,7	<	log f_{O_2}	<	- 21,2
120 bars	<	f_{CO_2}	<	1250 bars

La composition de la pyrrhotite $Fe_{0,914}S$ implique une relation linéaire entre $\log f_{S_2}$ et $1/T$ (R. B. Barton Jr et B. J. Skinner, 1967). Les domaines de stabilité des associations

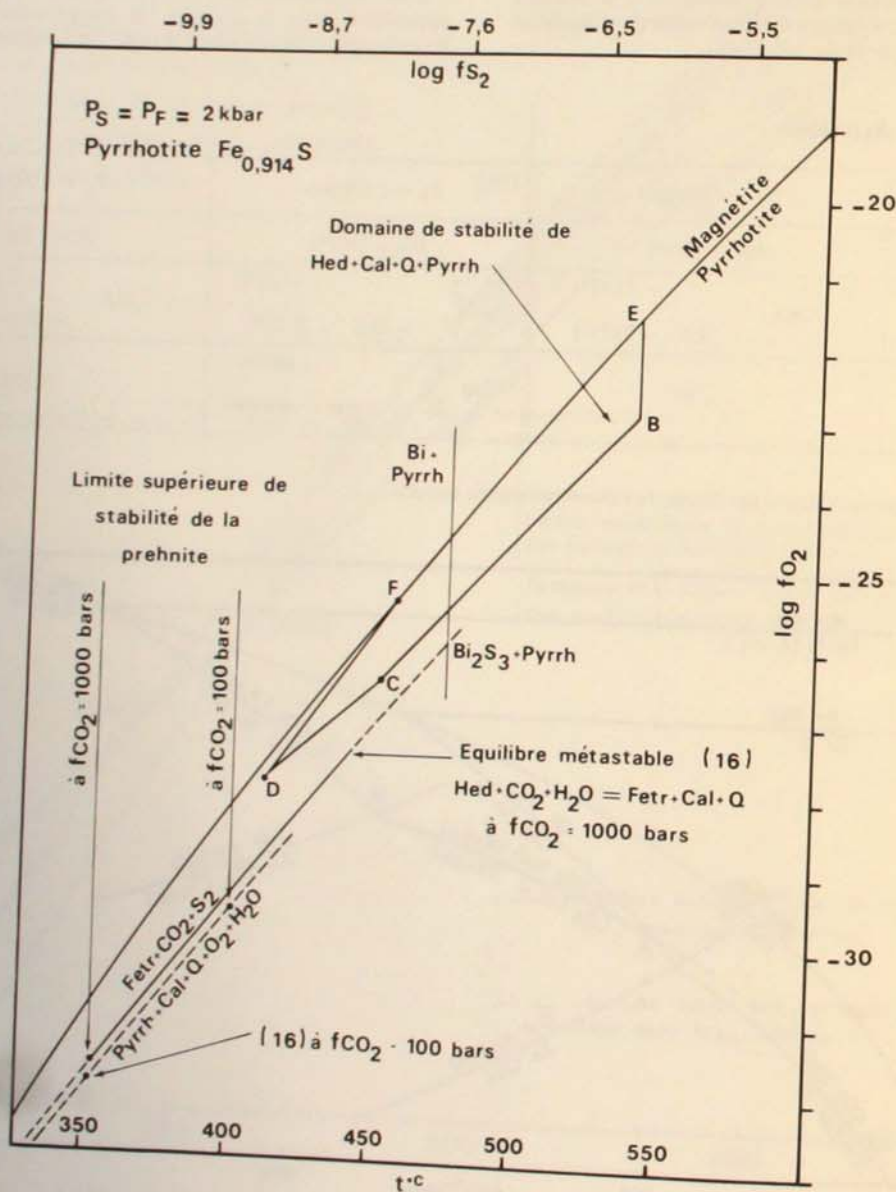


FIG. 17. — Conditions thermochimiques de formation de la minéralisation économique.

Thermochemical conditions of the formation of economic ore.

Hed.-Cal.-Q.-Pyrrh. d'une part, et Fetr.-Cal.-Q.-Pyrrh. d'autre part ont été déterminés par le calcul ($\Delta\sigma$ de la ferrotremolite par le calcul à partir des données expérimentales de W. G. Ernst, 1966).

La stabilité du bismuth (H. D. Holland, 1965) et de la pyrrhotite donne $t < 470^\circ\text{C}$ et $\text{Log } f_{\text{O}_2} < -7.7$. La limite supérieure de la prehnite est tirée de J. G. Liou (1971).

2.5 – Données sur les isotopes et leurs implications (*)

Les mesures sur les isotopes du soufre, du carbone et de l'oxygène effectuées s'appliquent à la phase hydrothermale des skarns (Mesures faites au BRGM).

A – Pour le soufre

Les prélèvements ont été faits sur la pyrrhotite et, accessoirement, la chalcopyrite associée, dans la paragenèse quartz-calcite-scheelite-pyrrhotite-chalcopyrite.

Le $\delta^{34}\text{S}$ de la pyrrhotite (15 valeurs) montre un groupement restreint à l'intervalle $+ 0,8 \delta$ à $+ 1,5 \delta$, autour d'une moyenne à $+ 1,3 \delta$ avec une variance faible. Le $\delta^{34}\text{S}$ est le même pour une pyrrhotite avec et sans scheelite dans une roche montrant une zonation (les compositions chimiques des pyrrhotites sont d'ailleurs les mêmes).

Le $\delta^{34}\text{S}$ de la chalcopyrite est plutôt plus bas que celui de la pyrrhotite, ce qui est en accord avec la possibilité d'un équilibre entre ces deux sulfures, qui pourrait être autour de 350°C pour $\delta^{34}\text{S}$ chalcopyrite = $+ 0,95 \delta$.

La situation paragenétique et les études thermochimiques nous placent sur le diagramme de Ohmoto (1972) en $\text{pH}-f_{\text{O}_2}$ dans le domaine de la pyrrhotite où les δ sont stables. On a observé effectivement peu de dispersion sur les valeurs. Pour cette situation, où le soufre dans le fluide est surtout sous forme de H_2S , on peut remonter à un total pour le soufre égal à $\delta^{34}\text{S}$ pyrrhotite + $\Delta^{34}\text{S}_{\text{H}_2\text{S} - \text{pyrrhotite}}$ soit environ $1,3 + 1,5 \approx 2,8$ (pour $T = 350^\circ\text{C}$).

La pyrite des schistes ordoviciens a un $\delta^{34}\text{S}$ de $- 11$, qui pourrait donner des $\delta^{34}\text{S}$ de l'ordre de $+ 1,3$ par baisse de f_{O_2} , d'après les travaux d'Ohmoto (1972). Mais cela est impossible : le mouvement est plutôt celui d'une augmentation de f_{O_2} vers les skarns. L'étude isotopique des carbonates hydrothermaux associés montre d'autre part (voir paragraphe suivant) une origine probablement allochtone pour C et O. Le soufre

pourrait, lui aussi, avoir une origine externe : la valeur $\delta^{34}\text{S}$ de $+ 2,8$ est d'ailleurs bien une signature « profonde » pour le soufre (Rye and Ohmoto, 1974).

B – Pour le carbone et l'oxygène

Les mesures ont porté sur les carbonates de l'encaissant sédimentaire d'une part, les carbonates des skarns et des roches d'origine hydrothermale d'autre part (10 valeurs). Elles permettent de distinguer :

– un groupe hydrothermal (calcite interstitielle de skarn et calcite des roches d'origine hydrothermale) autour de $\delta^{18}\text{O} = + 11$, $\delta^{13}\text{C} = - 6$;

– un groupe pour les calcaires loin des skarns (sur la route de la mine) autour de $\delta^{18}\text{O} = + 25$, $\delta^{13}\text{C} = + 2,5$.

Un calcaire pris dans la mine, à proximité du skarn, donne une valeur intermédiaire, l'ensemble des valeurs esquissant, par ailleurs, une évolution entre les deux groupes cités.

On ne peut obtenir le $\delta^{13}\text{C}$ du groupe hydrothermal par un effet de f_{O_2} à partir du $\delta^{13}\text{C}$ des calcaires encaissants. Ceux-ci contiennent du graphite et le domaine hydrothermal est trop près du domaine du graphite pour une variation suffisante des δ .

La corrélation avec les variations en $\delta^{18}\text{O}$, qui ne pourraient s'expliquer par un tel effet, laisse finalement penser que l'évolution observée résulte d'un mélange entre carbone et oxygène de l'encaissant et carbone et oxygène apportés.

Les valeurs en $\delta^{13}\text{C}$ et $\delta^{18}\text{O}$ du groupe hydrothermal indiquent que l'apport en question est sans doute profond (magmatique) (Rye and Ohmoto, 1974).

La convergence des résultats isotopiques de Salau avec ceux sur d'autres gîtes à tungstène des Pyrénées (Costabonne, Roc Jalère) renforce ces conclusions sur l'origine de C, S et O (B. Guy, 1979).

(*) B. Guy.

2.6 – Histoire de la formation du gisement – Conclusions génétiques

A – Histoire de la formation du gisement par rapport à la tectonique (*)

Dans toute l'auréole de la granodiorite de Salau, le métamorphisme est nettement antérieur au plissement P3. Près du massif, les cristallisations de silicates sont synchrones du plissement P2 (N 110°). Lors de la flexion des plis, au moment de la culmination du métamorphisme, se sont développés l'hedenbergite, le grenat et une première génération de scheelite. Les sulfures (pyrrhotite, chalcopryrite, mispickel, bismuthinite) accompagnent cette paragenèse. A la fin du plissement, l'aplatissement des plis est marqué par des recristallisations orientées (calcite, pyrrhotite, chalcopryrite, blende, amphibole, muscovite). Les silicates montrent des transformations de plus basse température :

– amphibole, épidote en bordure des skarns boudinés dans les flancs de plis ;

– albite, épidote, biotite brun vert, muscovite dans la granodiorite foliée ou boudinée. Une deuxième génération de scheelite et de pyrrhotite est contemporaine de S2. Les déformations des sulfures sont en partie effacées par leur recristallisation (structure polygonale à points triples de la pyrrhotite), mais elles sont encore marquées par leur distribution particulière dans les plis en fonction de leur mobilité. La présence de bismuth natif à côté de la bismuthinite, de cubanite, mackinawite dans la chalcopryrite atteste d'une recristallisation à basse température.

En relation avec les plis P3, les structures antérieures sont coupées par des fractures où ont cristallisé quartz, pyrrhotite, scheelite ; et enfin dans les fractures tardives associées à P4, on rencontre : chlorite ferrifère, laumontite, prehnite.

(*) C. Derré

B – Épisodes de métasomatose et de minéralisation (*)

Les principaux phénomènes métasomatiques aboutissent à la genèse de skarns auxquels est associée une minéralisation contemporaine, dispersée, qui ne conduit jamais à des concentrations exploitables (0,10 – 0,40 % WO_3). Les hautes teneurs en scheelite (1 à 15 % environ) se développent à un stade plus tardif, en relation avec une altération « hydrothermale » des skarns et, accessoirement, de la granodiorite, accompagnée de sulfures (pyrrhotite en particulier).

Bien qu'ils ne constituent pas dans leur intégralité un minerai exploitable, les skarns jouent cependant un rôle important comme guide ; en effet la minéralisation riche ne débordé jamais dans les cipolins ou dans les cornéennes calciques et ne se développe que très partiellement dans les roches intrusives.

C – Conclusions génétiques (**)

1) Les fluides ne proviennent pas de l'intrusion immédiatement adjacente à la minéralisation. Ces fluides ont circulé le long du contact, comme en témoignent les transformations localisées dans une frange de 10 à 20 cm de large au maximum.

2) Les études thermodynamiques montrent que les fluides sont identiques à Costabonne et à Salau (fugacités O, S, pH à la source). Cette identité est confirmée par les données isotopiques S, C, O dans les carbonates. Dans le cas de Costabonne, où l'étude a été plus poussée, celle-ci permet de conclure à une origine « profonde » des fluides.

3) Le tungstène accompagnant ces fluides provient d'une source non identifiée, à un niveau inaccessible à l'observation.

(*) C. Derré, M. Fonteille, P. Soler.

(**) C. Derré, M. Fonteilles, B. Guy et P. Soler.

Références bibliographiques

- AUTRAN A., FONTEILLES M., GUITARD G. (1970). — Relations entre les intrusions de granitoïdes, l'anatexie et le métamorphisme régional, considérées principalement du point de vue du rôle de l'eau : cas de la chaîne hercynienne des Pyrénées-Orientales. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), XII, n° 4, pp. 673-731.
- BARTON R. B. Jr., SKINNER B. J. (1967). — Sulfide mineral stabilities in Barnes, H. L. (ed.), *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*, Holt, Rinehart and Winston, New-York, pp. 236-326.
- BOETTCHER A. L. (1970). — The system $\text{CaO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$ at high temperature and pressure. *Jour. Petrology*, II, n° 2, pp. 337-379.
- BOIS J. P., BERTRANEU J., BOULADON J., GUIRAUDIE Ch., PROUHET J. P. (1972). — Carboire, un nouveau type de minéralisation stratiforme en zinc-plomb dans les Pyrénées françaises. 24th I.G.C., sect. 4.
- BOISSONNAS J., AUTRAN A. (1974). — Succession des déformations de la région du Pic de Maubermé (Pyrénées centrales) au cours de l'Orogenèse hercynienne. *Bull. BRGM*, (2), sect. II, n° 1, p. 22.
- BOUCHARD J., GLACON J. (1965). — Observations préliminaires sur les minéralisations sulfurées de la région d'Arre (Basses-Pyrénées). *Bull. soc. fr. miner. cristallogr.*, LXXXVIII, n° 4, p. 62.
- BURT D. M. (1972). — Mineralogy and geochemistry of Ca Fe Si skarn deposits. Ph. D. Thesis Harvard University.
- CHARUAU D. (1974). — Relation entre les concentrations plombo-zincifères et la tectonique superposée du district de Hoque-Rabé, Saubé, Carboire (Pyrénées ariégeoises). Thèse 3^e cycle, Labo. Géol. appl., Paris VI.
- CHARUAU D., DERRE C. (1976). — Place des minéralisations de plomb-zinc liées aux strates et des skarns à scheelite dans l'histoire structurale de Carboire et Salau (Ariège, Pyrénées). *Mém. h.s.*, n° 7, Soc. géol. Fr., Métallogénie et géologie minière, pp. 175-180.
- CUDEY C. (1975). — Étude géologique et métallogénique de la Haute-Ribagorçana (Province de Lerida-Huesca, Espagne). Thèse 3^e cycle, Géol. appl., Besançon.
- DERAMOND J. (1970). — Tectoniques superposées dans le Paléozoïque du Haut-Salat (Pyrénées ariégeoises). Thèse 3^e cycle, n° 980, Géologie-Pétrologie, Toulouse.
- DERRE C. (1973). — Relations chronologiques entre la mise en place du granite de Salau (Haute vallée du Salat, Pyrénées ariégeoises) et les déformations du Paléozoïque de la région. *C. R. Acad. Sci., Fr.*, 277, série D, pp. 1279-1281.
- DERRE C. (1977). — Histoire du gisement de scheelite de Salau et de son environnement géologique. *Mém. inéd.*, Équipe de Rech. du CNRS « Provinces métallogéniques ». Labo. de Géol. appl., Paris VI.
- DERRE C. (1978). — Le gisement de scheelite de Salau dans son cadre géologique (Pyrénées). *Sci. Terre, Fr.*, 22, n° 1, pp. 5 à 68.
- DERRE C., KRYLATOV S. (1976). — Comparaison entre la série de Salau (Ariège) et d'autres séries du Dévonien de la partie centrale des Pyrénées. Un caractère original de la partie inférieure du Dévonien : présence de phosphates. *C. R. Acad. Sci., Fr.*, 282, série D, pp. 2051-2054.
- DESTOMBES J. P., GUITARD G., LOUGNON J. (1951). — Présence de scheelite dans les zones de contact des granites hercyniens des Pyrénées. *C. R. Acad. Sci., Fr.*, 233, série D, pp. 1380-1381.
- DOMMANGET A. (1977). — Le cadre géologique des niveaux minéralisés (Pb-Zn) du Paléozoïque de la zone axiale des Hautes Pyrénées ariégeoises (secteur Aulus-Port d'Aula). Thèse 3^e cycle, Labo. Géol. histo., Paris VI.
- ERNST W. G. (1966). — Synthesis and stability relations of ferrotremolite. *Amer. Jour. Sci.*, 264, pp. 37-65.
- FONTEILLES M. (1962). — Contribution à l'étude des skarns de Kamioka, préfecture de Gifo, Japon. *Jour. Fac. Sci., Univ. Tokyo*, sect. II, 14, pp. 153-227.
- FONTEILLES M., MACHAIRAS G. (1968). — Éléments d'une description pétrographique et métallogénique du gisement de Salau (Ariège). *Bull. BRGM*, (2), sect. II, n° 3, pp. 63-85.
- FONTEILLES M., GUIRAUDIE Ch., PASSAQUI B., PROUHET J. P. (1969). — Un nouveau type de minéralisation en tungstène et sulfures dans les Pyrénées françaises. *Chron. Min. Rech. min.*, n° 386, pp. 255-262.
- FONTEILLES M. (1977). — Essai d'interprétation des compositions chimiques des roches d'origines métamorphique et magmatique du massif hercynien de l'Agly (Pyrénées-Orientales). Thèse d'État, Univ. Paris VI, 2 tomes, 685 p.
- GORDON T. H., GREENWOOD H. J. (1971). The stability of grossularite in $\text{H}_2\text{O-CO}_2$ mixtures. *Amer. Mineralogist*, 56, pp. 565-591.
- GUITARD G. (1967). — Le métamorphisme hercynien mésozonal et les gneiss œillés du massif du Canigou (Pyrénées orientales). *Mém. BRGM*, n° 63.
- GUITARD G., LAFFITTE P. (1960). — Les calcaires métamorphiques et les skarns du Pic de Costabonne (Pyrénées orientales). *Sci. Terre, Fr.*, n° 6, pp. 1-2, 57-137.
- GUSTAFSON W. I. (1971). — Stability relations of andradite, hedenbergite and related minerals in the system Ca.Fe.Si.O.H . Ph. D. Thesis, Univ. California, Los Angeles.
- GUY B. (1979). — Pétrologie et géochimie isotopique (S, C, O) des skarns à scheelite de Costabonne (Pyrénées orientales, France). Thèse docteur ingénieur. École Nationale Supérieure des Mines Paris.
- HARTEVELT I. J. A. (1970). — Geology of the Upper Segre and Valira Valleys, Central Pyrenees, Andorra, Spain. *Leidse geol. Med.*, n° 45, pp. 167-236.
- HOLDAWAY M. J. (1972). — Thermal stability of Al-Fe epidotes as a function of f_{O_2} and Fe content. *Contr. Miner. and Petr.*, 37, pp. 307-340.
- HOLLAND H. D. (1959). Some applications of thermochemical data to problems of ore deposits. I — Stability relations among oxides, sulfides, sulfates and carbonates of ore and gangue metals. *Econ. Geol.*, 54, pp. 184-233.
- HOLLAND H. D. (1965). — II — Mineral assemblages and the composition of the ore forming fluids. *Econ. Geol.*, 60, pp. 1101-1166.
- KERRICK D. M., CRAWFORD K. E., RANDAZZO A. F. (1973). — Metamorphism of calcareous rocks in three roof-pendants in the Sierra Nevada, California. *Jour. Petrol.*, 14, part. 2, pp. 303-325.
- KLEINSMIEDE W. F. J. (1960). — Geology of the Valle d'Aran (Central Pyrenees). *Leidse geol. Med.*, 25, pp. 129-245.
- KORZHINSKII D. S. (1959). — Physicochemical basis of the analysis of the paragenesis of minerals. *Consult. Bureau Ind.*, New-York, 142 p.

- KORZHINSKII D. S. (1970). — Theory of metasomatic zoning. Translated by Jean Agrall, Clarendon Press, Oxford.
- KURSHAKOVA L. D. (1971). — Stability field of hedenbergite on the log PO_2 -T diagram. *Geoch. int.*, n° 5 (traduit de *Geokhimiya* n° 5, pp. 551-561).
- LETERRIER J. (1972). — Étude pétrographique et géochimique du massif granitique de Quérigut (Ariège). *Sci. Terre, Fr.*, Mém. n° 23, 292 p.
- LIOU J. G. (1971). — Synthesis and stability relations of prehnite $Ca_2Al_2Si_3O_{10}(OH)_2$. *Amer. Mineral.*, 56, pp. 507-531.
- LOPEZ P. (1973). — Les skarns à scheelite et les minéralisations sédimentaires du Dévonien inférieur (Zn, Ba, Fe) autour du Granite des Eaux Chaudes et le long de la bordure occidentale du Granite de Caunterets. Thèse 3^e cycle, Labo. Géol. appl., Paris VI.
- MEY P. H. W. (1968). — Geology of the Upper Ribagorzana and Tor Valleys, Central Pyrenees, Spain. *Leidse geol. Med.*, 41, pp. 229-292.
- NEWTON R. C. (1966). — Some calc-silicate equilibrium relations. *Amer. Journ. Sci.*, 264, pp. 204-222.
- PASSAQUI B., COSTARGENT R. (1965). — Le gisement de scheelite de Salau (Ariège). Résultats de la campagne 1964. Rapp. DRMM 65 AG 15, Paris, 24.4.1965 (13 p.).
- POUIT G., ALSAC C. (1978). — Les faciès noirs tuffacés du Dévonien et de l'Ordovicien des Pyrénées Centrales et leurs minéralisations Zn(Pb) : *C. R. Acad. Sci. Fr.*, 287, série D, pp. 415-418.
- REYX J. (1973). — Relations entre tectonique, métamorphisme de contact et concentrations métalliques dans le secteur des anciennes mines d'Arre et d'Anglas. Thèse 3^e cycle, Labo. Géol. appl., Paris VI.
- ROBIE R. A., WALDBAUM D. R. (1968). — Thermodynamic properties of minerals and related substances at 298.15 K (25.0 °C) and one atmosphere (1013 bars) pressure and at higher temperatures. *U.S. Geol. Surv., Prof. Papers*, n° 440 JJ, 164 p.
- RYE R. O., OHMOTO H. (1974). — Sulfur and carbon isotopes and ore genesis : A review. *Econ. Geol.*, 69, pp. 826-842.
- RYZHENKO B. N., MALININ S. D. (1971). — The fugacity rule for the systems CO_2 - H_2O , CO_2 - CH_4 , CO_2 - N_2 and CO_2 - H_2 . *Geoch. Intern.*, pp. 562-574.
- SOLER P. (1977). — Pétrographie, thermochimie et métallogénie du gisement de scheelite de Salau (Pyrénées Ariégeoises, France). Thèse Ing. Doct., École des Mines Paris, 220 p.
- STORRE B. (1970). — Stabilitätsbedingungen Grossular-führender Paragenesen im System $CaO-Al_2O_3-SiO_2-CO_2-H_2O$. *Contr. Miner. Petr.*, 29, pp. 145-162.
- STORRE B., NITSCH K. H. (1972). — Die Reaktion $2 \text{Zoisit} + 1 \text{CO}_2 \rightleftharpoons 3 \text{Anorthit} + 1 \text{Calcit} + 1 \text{H}_2\text{O}$. *Contr. Miner. Petr.*, 35, p. 1-10.
- TOLLON F., GRAMMONT X. de, MONCHOUX P. (1967). — Découverte de scheelite dans les skarns du massif de l'Arize (Ariège). *Bull. Soc. Hist. Nat., Toulouse*, 103, fasc. 3-4.
- ZANDVLIET J. (1960). — The geology of upper Salat and Pallaresa valleys, Central Pyrenees, France/Spain. *Leidse Geol. Med.*, 25, pp. 1-128.
- ZEN, E. an (1972). — Gibbs Free-energy, enthalpy and entropy of ten rocks-forming minerals; calculations, discrepancies and implications. *Amer. Mineral.*, 57, pp. 524-553.

Documents inédits :

- BOUQUET C. (1973). — Rapport interne BRGM.
- FAURE J. — Rapports internes SMA.
- GUIRAUDIE Ch. — Rapports internes BRGM.
- NANSOT Y. L. — Rapports internes SMA.
- PROUHET J. P. — Rapports internes BRGM.