

Géologie du gisement de Salau

par

P. SOLER *

avec la collaboration de M. FONTEILLES **

2.1. Cadre géologique régional

Le gisement de scheelite de Salau est situé dans la zone axiale des Pyrénées sur le bord sud du pointement granodioritique de la Fourque, intrusif dans une série paléozoïque plissée, lors de l'orogénèse hercynienne. Géographiquement, il se trouve au fond de la vallée du Salat à 30 km au Sud de Saint-Girons et à 3 km de la frontière franco-espagnole (fig. 7).

2.1.1. La série paléozoïque

Elle comprend de la base au sommet (du Sud vers le Nord par le jeu de la tectonique) (fig. 8 et 9) :

— Une alternance de shales et de grès gris-vert en bancs décimétriques à métriques (centimétriques dans la partie sommitale). C'est une série détritique à caractère rythmique.

Vers le sommet les grès peuvent renfermer de la calcite, de l'épidote (néoformée) et des sulfures disséminés (pyrite, pyrrhotite, chalcopryrite, blende, mispickel). Il s'y intercale des lentilles conglomératiques et un ensemble shaleux noir à pyrite contenant des quartz grossiers d'origine détritique.

L'épaisseur de cette série n'a pas été estimée car sa base n'est localement pas connue.

— Une alternance rythmique de niveaux centimétriques de calcaire siliceux, de shales calcaireux et de calcaire (barrégienne; L. CARALP, 1888). Cette formation fait environ 150 m d'épaisseur. A la base elle contient des lentilles microconglomératiques à éléments phosphatés et à quartz (C. DERRE, 1978).

Vers l'Ouest elle contient des sulfures disséminés (pyrite, blende, chalcopryrite). Vers l'Est la série devient dolomitique.

— Un épais niveau de calcaire rubané gris et blanc. La coloration grise est due à de la matière organique. Il passe latéralement vers l'Est à des dolomies. Le rubanement est parfois souligné par de la pyrite ou de la pyrrhotite.

Cette formation fait 220 m d'épaisseur environ et est connue sous le nom de calcaire métallifère (M. MUSSY, 1869) ou calcaire de Bentaillou. Elle est séparée des barrégiennes sous-jacentes par des lentilles shaleuses locales et un calcaire noir à sulfures.

La granodiorite de la Fourque est intrusive dans ces deux formations (« barrégiennes » et « calcaire métallifère ») qui constituent l'encaissant du gisement de scheelite.

* Ecole Nationale Supérieure des Mines, Paris.

** C.N.R.S., Université de Marseille, Centre de Saint-Jérôme, Laboratoire de géologie structurale.

Le « calcaire métallifère » a été daté par A. DOMMANGET (1977) de l'Ordovicien Supérieur (Caradoc).

— Une série à dominante de shales (350 m d'épaisseur environ) dénommée « shales bleutés » (C. DERRÉ et S. KRYLATOV, 1976). Elle contient de fins niveaux gréseux dans la partie basale et des intercalations carbonatées vers le sommet. Dans la partie tout à fait sommitale on note une alternance de grès et de shales très riches en matière organique.

Dans cette formation sont développés par métamorphisme régional de la margarite et du chloritoïde, ce qui atteste une forte teneur en alumine (25 à 30 %). Ces teneurs n'ont rien d'extraordinaire pour des shales, mais le chloritoïde suppose un rapport Fe/Mg très élevé.

— Une formation calcaire avec des fines intercalations gréseuses, dit « calcaire de Carbauère », daté du Dévonien inférieur. Elle fait une cinquantaine de mètres de puissance et renferme dans sa partie basale les minéralisations plombo-zincifères réputées volcanogènes et stratiformes de Carbauère, Saubé et Hoque de Rabe. Latéralement le calcaire de Carbauère passe à une dolomie.

La série paléozoïque du Haut Salat a fait l'objet de nombreuses publications : J. ZANDVLIET (1960), D. CHARUAU (1974), C. DERRÉ et S. KRYLATOV (1976), A. DOMMANGET (1977), C. DERRÉ (1978).

L'âge de ces formations reste controversé mais l'étude de A. DOMMANGET (1977) apporte des éléments solides pour affirmer l'âge Caradoc du « calcaire métallifère » et l'âge Dévonien inférieur du « calcaire » de Carbauère.

2.1.2. L'orogénèse hercynienne

A. Les épisodes de déformation

La série paléozoïque que nous venons de décrire a été plissée et métamorphisée lors de l'orogénèse hercynienne. Bien qu'il soit impossible à partir des seules données locales, vu l'absence de terrains mézozoïques, de faire la part de ce qui revient à la tectonique hercynienne et à la tectonique alpine, on peut affirmer par analogie avec d'autres études dans les Pyrénées que tous les épisodes de déformation décrits ci-dessous sont hercyniens.

Plusieurs études des déformations hercyniennes dans la zone du Haut-Salat ont été effectuées ces dernières années.

Les conclusions de J. DERAMOND (1970), C. DERRÉ (1973), D. CHARUAU (1974), D. CHARUAU et C. DERRÉ (1976) sont résumées dans le cadre

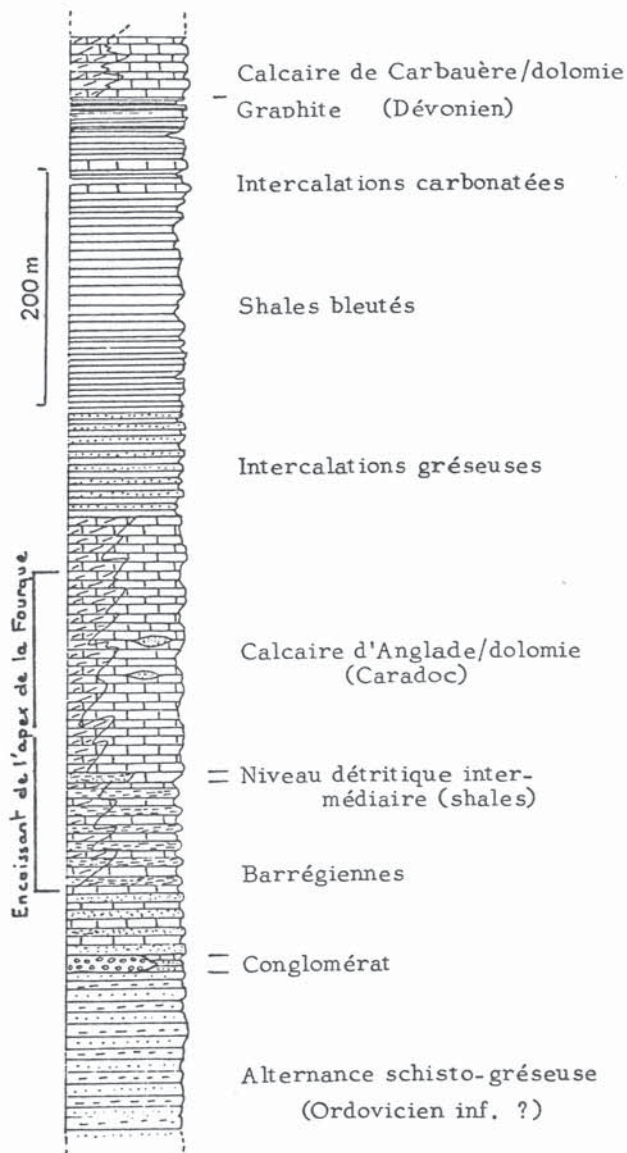


Fig. 8. — Lithostratigraphie de l'environnement des skarns de Salau, d'après D. CHARUAU (1974). Les attributions d'âge stratigraphique sont données d'après A. DOMMANGET (1977).

A du tableau ci-dessous à partir de l'article de C. DERRÉ (1978). Ce sont des études de microtectonique et de tectonique classique à la fois sur le gisement et la région du Haut Salat. Les conclusions de P. SOLER (1977) sont résumées dans le cadre B du même tableau. Elles sont tirées d'une étude microtectonique effectuée sur une aire limitée autour du gisement.

Ces deux études concordent en ce qui concerne les phases II, III et IV mais diffèrent largement pour ce qui est des phases précoces. Il n'entrerait pas dans le cadre de cet article de discuter les obser-

Phase	A — Caractéristiques des phases selon DERRÉ (1978)	B — Caractéristiques des phases selon SOLER (1977)
0	non décrite	Antéschisteuse et aschisteuse en plis ouverts d'axe N45E subhorizontal avec un flanc vertical et un flanc horizontal. Style de charnière inconnu. Phase non observée mais déduite de l'étude des diagrammes microtectoniques, analogue à celle décrite au Pic de Mauberné par BOISSONNAS et AUTRAN (1974).
I	Synmétamorphe en plis couchés avec schistosité de plan axial (phyllites orientées) Charnières observées de direction N30 à N80E Figures cartographiques d'interférence entre phase I et phase II	Synschisteuse de plan axial 90S60 à axe subhorizontal. Plis dissymétriques légèrement déversés à flanc horizontal long et flanc vertical court.
II	Direction N110 Plis dissymétriques déversés vers le Sud. Géométrie variant avec la nature des roches. Presque semblables avec schistosité serrée de "strain slip". [dans Charreau (1974) c'est une phase d'axe N90 à N110E à plan axial très redressé et schistosité de plan axial, donnant des plis isoclinaux]	Synschisteuse de plan axial 90S70 à axe subhorizontal dans les flancs horizontaux des plis 0 et subvertical dans les flancs verticaux des plis 0 Plis à tendance serrée mais non isoclinale, localement plus ronds selon la nature des roches. Phase dominante du secteur, responsable de l'allure nonoclinale de la série
III	Direction N140 Plis en chevrons ou flexures avec schistosité grossière. Redressement ou même renversent les plis II	Plis de plan axial moyen 40SE40 avec schistosité de fracture en éventail Axes de direction variable, direction 110-120 dominante
IV	Direction N70 Plis à charnière arrondie à large courbure avec schistosité grossière	Phase tardive aschisteuse de plan axial NSW34. Axes de directions variables direction 60-70 dominante.
V	Non décrite	Tardive. Bombements mous, aschisteuse de plan axial moyen 72S80

vations et les arguments des uns et des autres. Le lecteur se référera aux travaux cités.

La succession de phases proposée par P. SOLER (1977) est proche de celles mises en évidence quelques kilomètres plus à l'Est par M. COLCHEN (*in* A. DOMMANGET, 1977) et plus à l'Ouest dans la région du Pic de Mauberné par J. BOISSONNAS et A. AUTRAN (1974). Dans la région du Pic de Mauberné la phase II n'est importante que dans certains couloirs où elle verticalise les structures antérieures. La zone du Haut Salat où cette phase II est dominante, se situe vraisemblablement dans l'un de ces « couloirs ».

B. Le métamorphisme régional

Le métamorphisme régional pendant lequel se situe la phase de plissement synschisteux I (C.

DERRÉ, 1978) est un épimétamorphisme dont les minéraux caractéristiques sont la muscovite et la chlorite, orientées selon la schistosité I, l'albite et l'épidote, et qui se traduit par la recristallisation de la calcite et la pyrolyse partielle des matières organiques.

Dans la formation des shales bleutés, on note la présence de margarite, de paragonite et de chloritoïde.

Selon C. DERRÉ (1978) la cristallisation des minéraux de métamorphisme, en particulier du chloritoïde, s'est poursuivie jusqu'au plissement II.

C. Les roches intrusives

Un corps granodioritique est intrusif dans cette série paléozoïque (fig. 9). Son encaissant est princi-

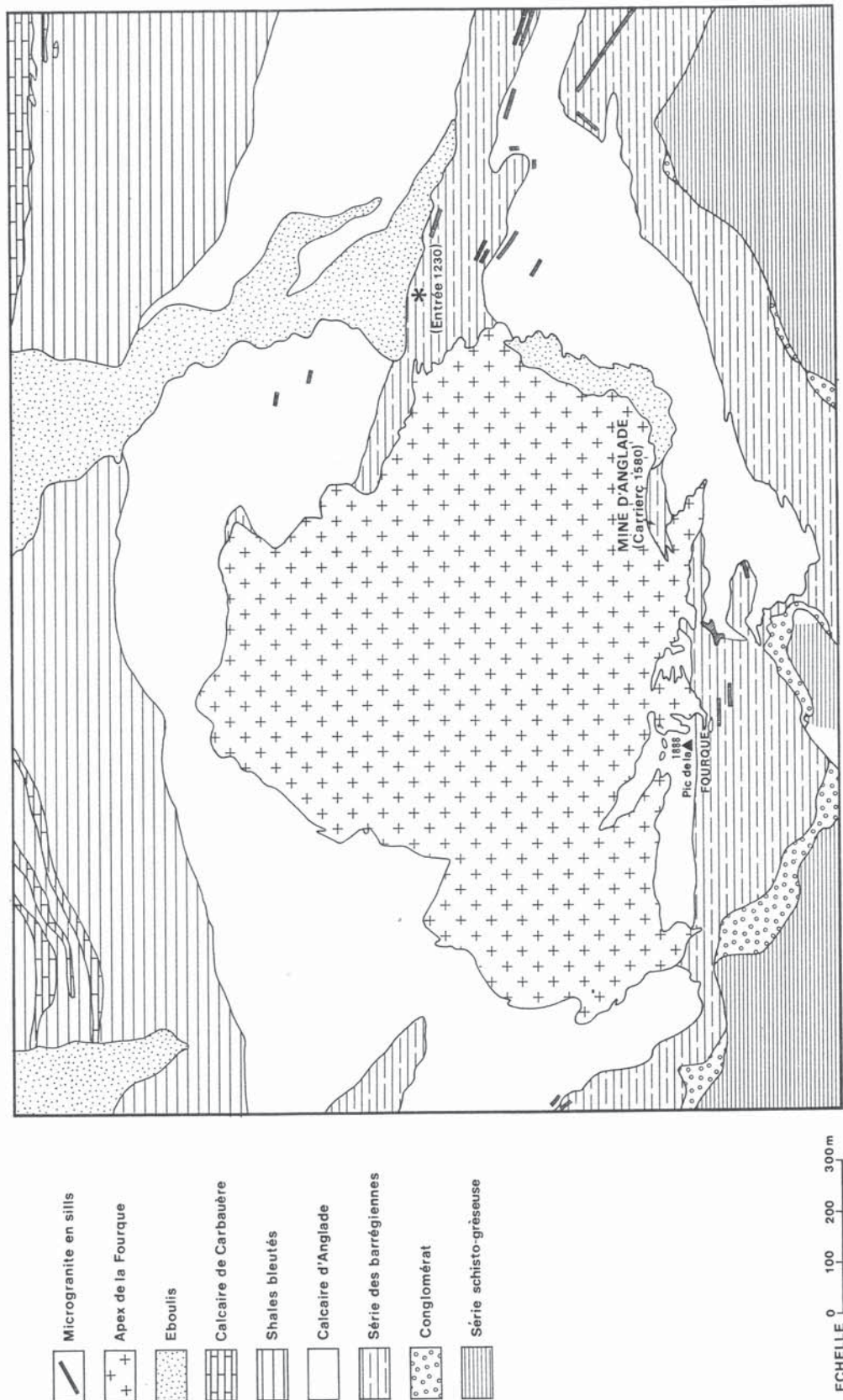


Fig. 9. — L'apex de la Fourque et son encaissant. Carte géologique d'après CHARUAU et DERRE, in CHARUAU (1974).

pablement le « calcaire métallifère » et pour partie, au Sud, les « barrégiennes ». A l'affleurement il a une forme grossièrement circulaire de 1 km de diamètre environ.

Cet apex de granodiorite est compris entre le massif de Marimana, à l'Ouest et celui de Bassiès à l'Est (fig. 7). Il est probable (J. ZANDVLIET, 1960) que ces massifs font partie d'un même ensemble granodioritique intrusif de la zone axiale.

Cependant l'apex de la Fourque semble être le produit de deux épisodes successifs d'intrusion, chimiquement différents. Ce point est discuté plus loin.

L'encaissant de la granodiorite de la Fourque est lardé de sills et dykes de roche microgrenue. On y distingue des sills de microgranite qui chimiquement seraient liés au premier épisode d'intrusion et des dykes de microquartzdiorite liés au second épisode d'intrusion. Ces sills sont connus sur plusieurs kilomètres à l'Est comme à l'Ouest de l'apex de la Fourque (J. ZANDVLIET, 1960; D. CHARUAU, 1974; C. DERRÉ, 1978).

La mise en place de l'intrusion granodioritique de la Fourque a produit un métamorphisme de contact. On y distingue une zone interne de 50 m de large en moyenne, où les minéraux caractéristiques sont le diopside, l'épidote, le grossulaire et l'idocrase, des cornéennes calciques et une zone externe à albite, épidote, trémolite, chlorite, biotite (C. DERRÉ, 1978) qui, autour du massif de la Fourque, est allongée suivant la direction E-W sur 6 kilomètres. Dans le chapitre 3 relatif à la pétrologie du gisement, seule l'auréole interne, qui englobe les corps minéralisés, sera décrite d'après P. SOLER (1977).

2.2. Géométrie du gisement

La minéralisation en scheelite est concentrée dans des skarns et des « skarnoïdes » développés aux dépens des marbres et des cornéennes calciques par métasomatose à haute température (voir chapitre 3), puis transformés par des circulations hydrothermales.

Tous les corps minéralisés sont situés au contact entre l'apex granodioritique de la Fourque et son encaissant. Les fluides responsables de la formation des skarns, des skarnoïdes et de la minéralisation ont circulé par ascension le long du contact intrusif et localement le long de la stratification des cornéennes calciques.

L'âge de la mise en place de l'intrusion granodioritique de la Fourque est controversé :

— C. DERRÉ (1978) situe la mise en place de la granodiorite de la Fourque pendant l'épisode de plissement synschisteux II.

Cette conclusion est principalement basée sur des considérations relatives à l'époque de croissances des minéraux par rapport aux phases tectoniques, déterminée en lames minces :

- le métamorphisme de contact débute avant la phase II,
- la diminution de température (c'est-à-dire la phase de rétro-morphose partielle des skarns, voir plus loin) est synchrone de la schistosité II;
- les sills de microgranite et microgranodiorite qui se rencontrent jusqu'à 3 km du massif de la Fourque sont plissés et affectés par la schistosité II.

Nous considérons qu'elle s'est mise en place au plus tôt après la phase dominante II, c'est-à-dire après les deux phases synschisteuses. Cette conclusion est basée sur les considérations suivantes :

— la granodiorite de la Fourque ne présente pas de schistosité systématique, tout au plus quelques couloirs de cataclase voir de mylonitisation;

— dans l'auréole de métamorphisme de contact les schistosités I et II sont effacées; seule subsiste une orientation mimétique dans les métashales. Les skarns et les skarnoïdes ne présentent aucune schistosité mais une fracturation tardive;

— la granodiorite recoupe les structures dues aux plis II et la forme du contact intrusif est en partie gouvernée par l'existence des plis II (ce point est discuté dans la partie relative à la géométrie du gisement).

2.2.1. Géométrie du contact intrusif-encaissant

De nombreux indices de skarns *s.l.* à pyrrhotite et scheelite sont connus sur le pourtour de la granodiorite. Le contact entre l'intrusion et son encaissant est extrêmement irrégulier. Le bord sud, en particulier, est caractérisé par l'existence de « golfes » d'encaissant dans la granodiorite (fig. 9) et de lames de granodiorite dans l'encaissant.

C'est sur ce flanc que sont situés les corps exploités du « golfe du Bois d'Anglade » (exploités depuis

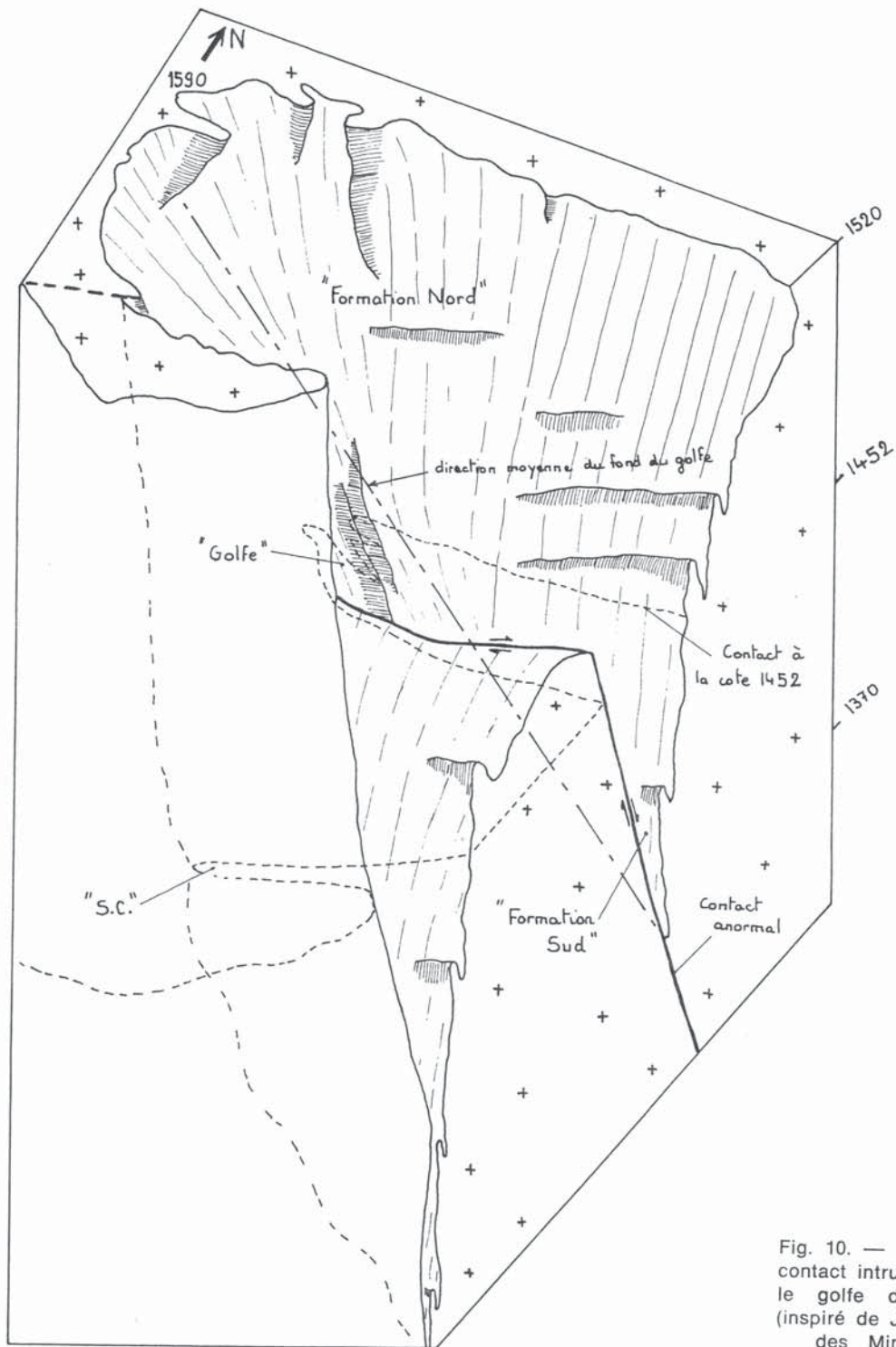


Fig. 10. — Bloc diagramme du contact intrusion encaissant dans le golfe du Bois d'Anglade (inspiré de J. FAURE, doc. Soc. des Mines d'Anglade).

1970) et ceux du « quartier Véronique » (exploités depuis 1977).

A. Le golfe du Bois d'Anglade

Le golfe du Bois d'Anglade s'étend de la cote 1364 à la cote 1590 où il affleure. Au niveau 1364, l'encaissant est entouré de toutes parts par la granodiorite *s.l.* Le golfe paraît donc constituer en profondeur un « roof-pendant » d'encaissant, corréennes calciques et calcaires.

Ce golfe a, en gros, la forme d'une proue de bateau dirigée vers l'Ouest dont l'étrave aurait un pendage de 60° vers l'Est. Ses dimensions sont de 100 à 200 m de large et 250 m de long entre les cotes 1590 et 1430 (fig. 10).

Au fond du golfe et sur son flanc nord, le contact est intrusif, fin et net, sans manifestation tectonique notable. La stratification des barrégiennes, qui constituent la quasi totalité du golfe, est E-W, subverticale et, par conséquent, à peu près parallèle au contact sur le flanc nord et orthogonale à celui-ci au fond du golfe.

Dans le détail ce contact intrusif normal est extrêmement irrégulier. Au fond du golfe des lames de granodiorite, de quelques centimètres à quelques mètres d'épaisseur, s'inscrivent le long du litage des barrégiennes. L'extension longitudinale de ces lames est extrêmement variable : de quelques décimètres pour les plus fines à plusieurs dizaines de mètres pour les plus puissantes, aussi bien verticalement qu'horizontalement.

Il en résulte un « peigne » à dents irrégulières de granodiorites dans l'encaissant.

Au contact nord, l'intrusion forme également des indentations dans l'encaissant (fig. 10). Ces indentations ont une direction grossièrement E-W parallèle au contact normal et ont un axe subhorizontal. Leur hauteur est d'ordre métrique; leur extension longitudinale est très variable, de quelques mètres à quelques décimètres. Elles sont parfaitement visibles dans les dépilages de la formation nord, les travaux miniers ayant suivi pas à pas le contact intrusion-encaissant. Ces indentations ne présentent en général pas à leur bordure de manifestation tectonique. Elles sont donc d'origine magmatique. L'analogie est frappante entre le style et la direction de ces indentations et ceux des plis serrés de phase II.

Le contact intrusif normal recoupe des micro-plis serrés, probablement imputables à la phase II (RV 474). Si cette attribution à la phase II est correcte les roches intrusives sont postérieures à la phase II et l'existence des plis II gouverne au moins en partie la forme du contact. Cette interprétation est

uniquement basée sur des données morphologiques. La mise en évidence du, ou des, processus qui déterminent cette morphologie est rendue difficile par le développement, au contact, de la minéralisation qui efface la stratification de la roche préexistante et ne permet même plus, parfois, l'identification de celle-ci. La forme générale du « golfe du Bois d'Anglade » ne semble pas contrôlée par l'existence des plis II.

Par ailleurs, des lames de granodiorite s'infiltrent dans l'encaissant de manière discordante, le plus souvent. L'épaisseur de ces lames est décimétrique à métrique, leur extension est très variable. Le contact présente des bombements irréguliers.

Ces divers éléments font que dans leurs détails les relations entre l'intrusion et l'encaissant, sur le bord nord du golfe du Bois d'Anglade sont extrêmement variables et complexes. Le contact a une direction moyenne E-W et un pendage moyen de 75° vers le Sud.

Le contact intrusion-encaissant sur le bord sud du golfe du Bois d'Anglade est au contraire un contact anormal, faillé, rectiligne de direction 90-100 et de pendage variable. Il est subvertical dans la partie la plus profonde du gisement. De très beaux miroirs de failles, verticaux, ont été observés dans les niveaux 1364, 1370, 1378. Il est penté à 45° vers le Nord à partir de la cote 1430 à peu près. Il n'a pas été possible de vérifier s'il s'agissait de la même faille (déformée ensuite), où s'il y avait relai de deux failles de pendages différents.

Au Sud de cette importante faille qui a vraisemblablement joué à plusieurs reprises comme nous le verrons, on trouve un panneau de granodiorite (fig. 11) qui sépare le golfe du Bois d'Anglade proprement dit de l'amas S.C.

Le contact intrusion-encaissant sur le bord nord du S.C. est assez semblable à celui du bord nord du golfe (fig. 11), et le type de minéralisation du S.C. voisin de celui de la partie profonde du golfe du Bois d'Anglade.

On peut envisager la possibilité que le S.C. soit primitivement la suite, en profondeur, du golfe. La grande faille serait alors une faille normale ayant un déplacement d'environ 100 m verticalement et horizontalement; le compartiment sud, où se situe le S.C. serait remonté et déplacé vers l'Ouest (fig. 12). Dans cette hypothèse le bord sud du S.C. était le bord sud originel du golfe du Bois d'Anglade. La faille n'a pas été observée en surface (*).

(*) C. DERRÉ décrit différemment ce site de la mine : « A cet endroit, la granodiorite recoupe un anticlinal de phase I dont le cœur est occupé par les métashales; la zone du golfe du Bois d'Anglade se trouve sur le flanc nord de ce pli ainsi que le quartier Véronique, et l'amas S.C. sur le flanc sud ».

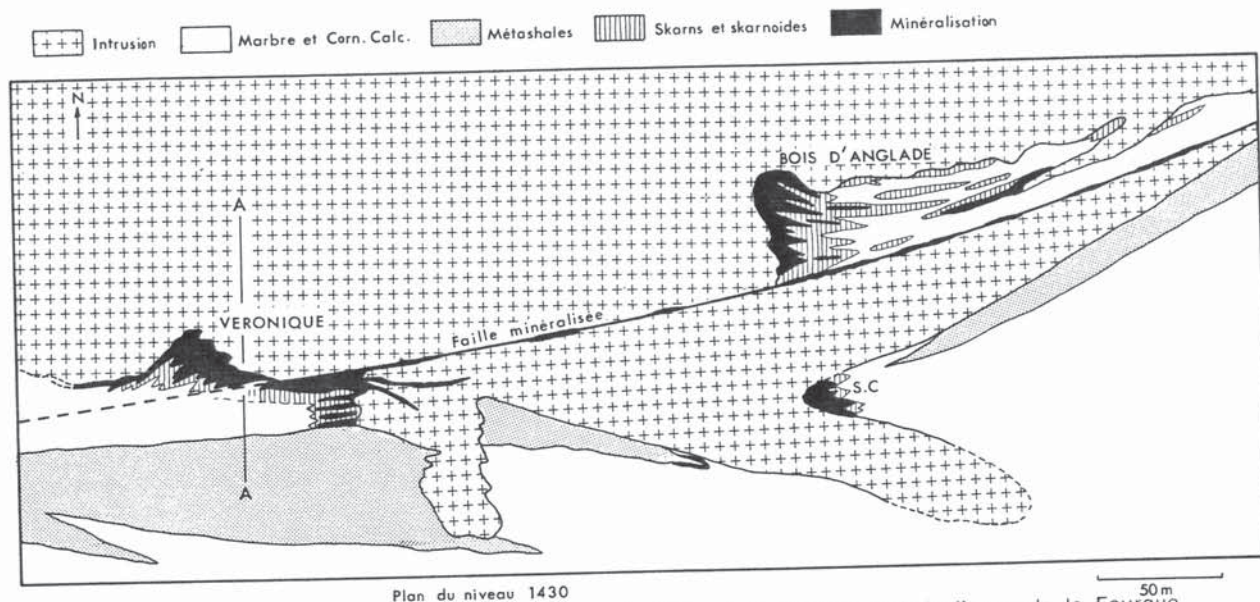


Fig. 11. — Les 3 amas de skarns du gisement de Salau à la bordure sud de l'apex de la Fourque (d'après doc. Soc. des Mines d'Anglade).

B. Le quartier Véronique

Dans ce secteur, situé à l'Ouest du golfe du Bois d'Anglade, le contact entre l'intrusion et son encaissant est en gros E-W (fig. 11).

Dans la partie est du quartier Véronique le contact au Nord des corps minéralisés est anormal, rectiligne de direction 90-100 et de pendage 45° vers le Nord.

Le plan minier à la cote 1430 montre clairement que cette faille s'identifie à la faille limitant le bord sud du golfe du Bois d'Anglade (fig. 11).

Entre le gisement du Bois et le quartier Véronique, la faille se matérialise par un laminage de l'intrusion et une minéralisation à quartz-scheelite, intra-granitique.

Au Nord des corps minéralisés, vers l'Ouest, le contact entre l'intrusion et l'encaissant redevient normal, de même style que celui du bord nord du golfe du Bois d'Anglade. La faille majeure qui formait le contact anormal passe dans l'encaissant, au Sud du contact normal. Dans l'encaissant calcique cette faille n'est pour ainsi dire plus identifiable, même à quelques mètres de l'endroit où elle « quitte » le contact intrusion-encaissant.

En profondeur (fig. 14) le contact est également anormal. Au niveau 1320 il est 100 N 45 de même direction et de même pendage qu'au niveau 1430.

Il s'agit vraisemblablement de deux failles parallèles de même famille (fig. 11 et 14).

2.2.2. Géométrie des corps minéralisés

La géométrie des corps minéralisés est contrôlée par la forme du contact entre l'intrusion et l'encaissant et l'orientation du litage de l'encaissant par rapport à ce contact.

A. Le gisement du Bois d'Anglade

Les « barrégiennes », dont la stratification est en moyenne 90° verticale, constituent la presque totalité de l'encaissant dans le golfe du Bois d'Anglade.

Elles ont été entièrement métamorphosées en cornéennes calciques. Dans ces cornéennes se sont développés ensuite, dans un premier temps, les skarnoïdes. Sur le flanc nord, ils sont peu épais tandis qu'au fond du golfe, ils peuvent avoir jusqu'à 40 m d'extension E-W horizontale (fig. 12 et 13). Cette extension est contrôlée par la position de la stratification par rapport au contact : lorsqu'elle lui est parallèle les skarnoïdes sont peu épais, lorsqu'elle est très oblique ou perpendiculaire les skarnoïdes peuvent être épais.

Ce contrôle géométrique intervient aussi bien à l'échelle du golfe qu'à l'échelle des ondulations de la surface de contact.

La minéralisation se développe dans les skarnoïdes et localement, sur le contact nord, en partie

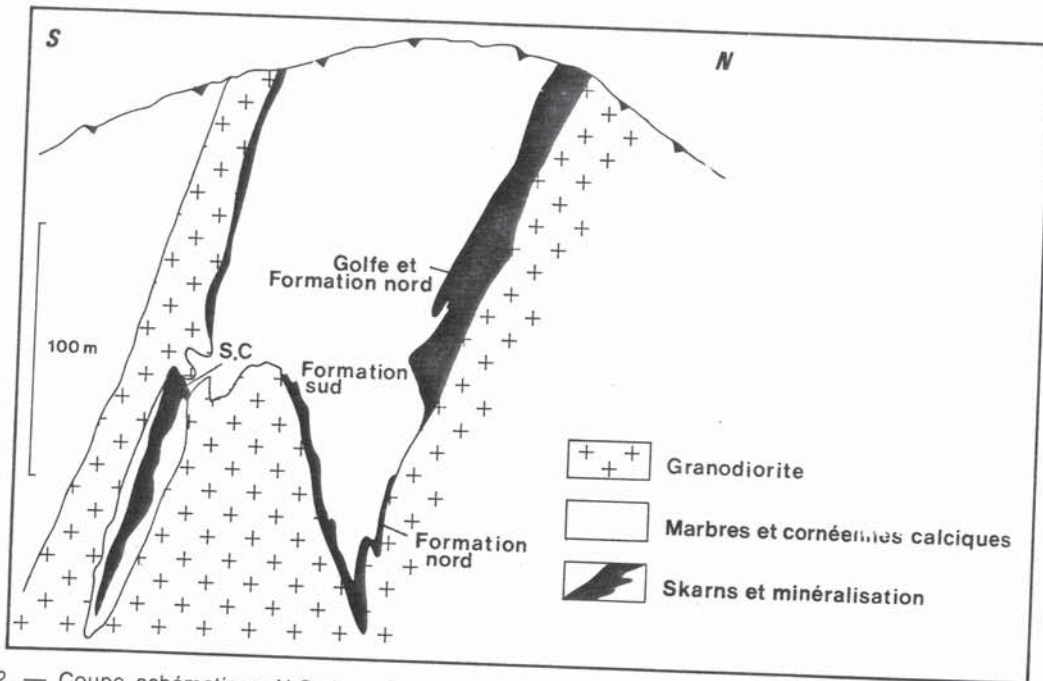


Fig. 12. — Coupe schématique N-S du « gisement du Bois d'Anglade », d'après J. FAURE (document S.M.A.).

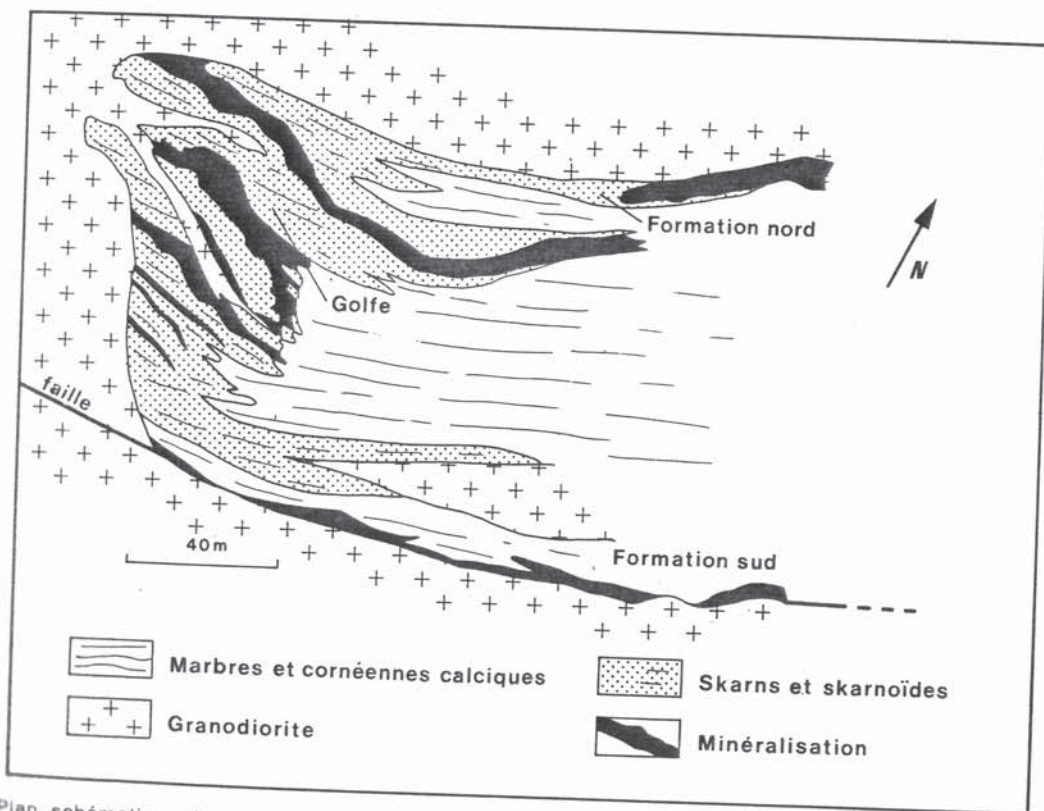


Fig. 13. — Plan schématique à la cote 1452 du « gisement du Bois d'Anglade », d'après J. FAURE (document S.M.A.).

aux dépens des roches intrusives. Le développement de la minéralisation ne suit pas de loi géométrique stricte dans le détail : il se fait de manière discordante sur les skarnoïdes, en général près du contact avec l'intrusion (fig. 13); quand la stratification des skarnoïdes est orthogonale au contact (cas du « golfe »), la minéralisation se développe en peigne dans les skarnoïdes.

Les trois éléments : forme irrégulière du contact et lames de granodiorite dans l'encaissant, développement discordant des skarnoïdes, développement discordant de la minéralisation, font que dans le détail la géométrie du gisement est très complexe.

Sur le bord sud du golfe, l'encaissant est le calcaire d'Anglade sur une épaisseur de quelques mètres. Dans ce marbre se sont développés les skarns massifs et zonés, modifiés par les circulations hydrothermales. C'est la « formation sud ».

Le contact sud avec l'intrusion est, comme nous l'avons déjà vu un contact faillé. Dans la zone broyée on trouve des lambeaux de marbre, de skarns et de roches intrusives, extrêmement laminés. Cette faille est donc postérieure à la formation des skarns. Ces lambeaux sont scellés par de la pyrrhotite, du quartz et de la scheelite. Cette minéralisation dans la faille comporte aussi pyrite, mispickel et exceptionnellement wolframite.

Le quartz de remplissage est lui-même laminé. La faille comporte des remplissages tardifs à chlorite, blende, apophyllite et calcite d'une part, à quartz d'autre part.

Elle a donc joué à plusieurs reprises, le premier (?) rejeu étant contemporain du développement de la minéralisation.

En profondeur, la faille, d'après les sondages, se poursuit dans l'intrusion. Le remplissage est principalement quartzueux avec parfois pyrrhotite et scheelite; il est vraisemblablement de même type qu'entre le « golfe du Bois d'Anglade » et le « quartier Véronique ».

Dans la « formation sud » les skarns sont souvent boudinés. Ce boudinage probablement contemporain de la faille, masque la continuité verticale des skarns. Le marbre a, au contraire, un comportement plastique. Il moule les boudins de skarn. Ce fluage du marbre donne des plis couchés, pouvant même se replier sur eux-mêmes; les mesures des éléments structuraux de ces plis n'ont pas pu être interprétées par les diagrammes de microtectonique. Ces plis se rencontrent dans toute la « formation sud ». Il est possible qu'ils soient induits par le jeu de la faille qui limite le panneau au Sud. On retrouve d'ailleurs des plis analogues en relation avec d'autres failles. Ce sont des plis de fluage locaux qui n'ont vraisemblablement rien à voir avec les plis hercyniens cylindriques décrits à la section

précédente. La grande plasticité du marbre indique que la température était élevée lors de cette déformation (*).

B. Le quartier Véronique

On y retrouve les deux types de minéralisation connus dans le golfe du Bois d'Anglade; minéralisation dans les skarnoïdes et les skarns modifiés par les circulations hydrothermales, minéralisation dans la faille E-W (fig. 14) qui forme en partie le contact intrusion-encaissant.

Les particularités du « quartier Véronique » sont de plusieurs ordres :

— Le développement des skarnoïdes présente la même géométrie que dans le golfe, mais à plus petite échelle (fig. 14). La minéralisation, quand le contact est intrusif, tend à se concentrer dans les golfes que dessine l'encaissant dans l'intrusion mais il n'y a pas de golfe à grande échelle. Le contact est en moyenne E-W, très redressé, et l'épaisseur de la minéralisation n'est que de quelques mètres.

Au Sud (fig. 14), une bande de métashales limite le panneau minéralisé. En profondeur les métashales sont au contact de la granodiorite. La minéralisation dans les skarns et skarnoïdes est donc limitée à un « couloir » entre intrusion et métashales, très peu perméables.

Le contact entre métashales et calcaire est faillé; l'importance de cet accident n'a pas été estimée. L'existence de cette faille qui a joué (ou rejoué) après le dépôt de la minéralisation ne permet pas d'affirmer avec certitude que le niveau de métashales ait joué un rôle d'écran imperméable.

La minéralisation se développe aussi dans l'intrusion, dans des zones laminées. Deux familles de

(*) Note de C. DERRÉ : Parmi les plis superposés visibles en mine plusieurs types peuvent se distinguer :

— des plis d'entraînement souvent à axes verticaux près des failles, avec charnières arrondies;

— des plis antérieurs à charnières aiguës, accompagnés de recristallisations de plan axial (calcite, pyrrhotite, scheelite).

Ces derniers plis se rencontrent aussi loin des failles (formation nord, niveau 1620) en mine, comme en surface, en dehors de la proximité de la granodiorite et sont attribuables à la phase II.

Le boudinage des skarns et le fluage près des failles sont deux épisodes de déformations successives, dans des conditions de température décroissante, comme les générations de plis distingués précédemment :

1) boudinage dans les flancs de plis P2 avec recristallisations orientées (amphiboles) (axe des boudins conforme aux axes des plis);

2) fluage dû au jeu des failles avec plissement des skarns antérieurement boudinés (axes des boudins différents des axes de ces plis).

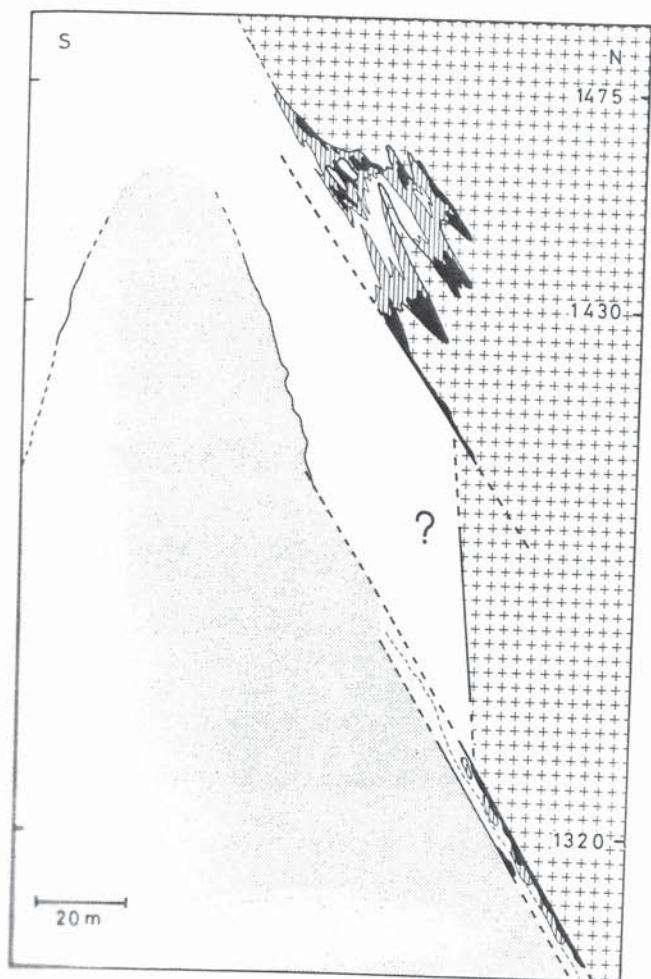


Fig. 14. — Amas Véronique.
Les figurés sont les mêmes que sur la fig. 11 où l'emplacement du plan de coupe A-A est situé.

failles minéralisées ont été distinguées : les plus anciennes de direction 80 N 75, les plus jeunes de direction 125 N 75. Ces deux systèmes de failles sont antérieurs à la faille majeure E-W. Ces failles ont une importance mineure; le déplacement engendré est vraisemblablement faible. On les observe uniquement dans les roches intrusives, car le calcaire encaissant s'adapte plastiquement. En volume, ce type de minéralisation reste limité.

On observe également des répliques de la faille majeure dans l'intrusion. Leur importance, quant à la géométrie du gisement, n'est pas encore estimée.

Le quartier Véronique s'étend de la cote 1500 à la cote 1290 environ. Les réserves, à l'heure actuelle, sont estimées à 4 000 t WO_3 (200 000 t de minerai à 2 % WO_3 en moyenne).

2.2.3. Conclusions

Cette analyse très succincte, de la géométrie du gisement permet de caractériser les contrôles du développement de la minéralisation :

— elle se développe principalement dans les roches d'origine métasomatique que modifient les circulations hydrothermales.

La géométrie des roches d'origine métasomatique est étroitement contrôlée par la forme du contact entre l'intrusion et l'encaissant. Le contact intrusif est extrêmement complexe : golfes à toutes les échelles, bombements, lames de granodiorite dans l'encaissant, indentations contrôlées par la pré-existence de plis hercyniens de phase II.

Les skarnoïdes sont particulièrement développés quand la stratification des cornéennes est très oblique par rapport au contact.

La minéralisation se développe en peigne dans ces skarnoïdes, préférentiellement dans des golfes, à toutes les échelles. Elle reste limitée à une bande d'une quarantaine de mètres d'épaisseur le long du contact.

Dans le quartier Véronique, les circulations hydrothermales sont peut-être en partie contrôlées par la présence des métashales formant un écran imperméable.

Localement la minéralisation se développe dans des zones broyées soit au contact intrusion-encaissant, soit dans l'intrusion elle-même, mais toujours près du contact.

Ces zones broyées se suivent en profondeur dans l'intrusion. La plus importante de ces failles minéralisées limite, au Sud, le gisement du Bois d'Anglade et se prolonge dans le quartier Véronique.

Les fluides métasomatiques et hydrothermaux remontant des profondeurs le long du contact entre l'intrusion et l'encaissant d'une part, et de failles, d'autre part, sont donc canalisés, dans la partie apicale de l'intrusion, dans des golfes métriques à hectométriques ou le long de la stratification de l'encaissant près du contact.