

Eléments d'une description pétrographique et métallogénique du gisement de scheelite de Salau (Ariège).



M. FONTEILLES*
et G. MACHAIRAS**

Sommaire

RÉSUMÉ	64		
AVANT-PROPOS	64		
1. — GÉOLOGIE.			
a) Nature et localisation du gisement	64		
b) Géométrie des contacts granitiques et situation du gisement	64		
c) Localisation et chronologie des phénomènes postmagmatiques	65		
2. — PÉTROGRAPHIE.			
a) Les roches du premier temps (intrusions grani- tiques et métamorphisme de contact sans apport important)	67		
b) Les roches du deuxième temps (skarns sombres et skarnoïdes)	71		
		c) Les roches du troisième temps (modifications deutériques et roches d'origine hydrothermale (R.O.H.)	75
		3. — MÉTALLOGÉNIE.	
		a) Minéralogie du minerai primaire	80
		b) Existence de deux types de minerais; teneurs	80
		c) Contrôles de la répartition de la minéralisation en scheelite	81
		d) Premières indications sur la chronologie des phénomènes de minéralisation	81
		e) Caractères des fluides minéralisants	82
		CONCLUSION	83
		BIBLIOGRAPHIE	84
		TABLE DES MATIÈRES	85

* Actuellement Laboratoire de Géologie Appliquée — Ecole des Mines — Paris.

** B.R.G.M., Orléans.

RÉSUMÉ

Les skarns de Salau ont une extension limitée et sont faiblement minéralisés en scheelite. L'essentiel de la minéralisation en scheelite et les sulfures associés sont liés à une phase hydrothermale subséquente, de température relativement élevée. Cette phase, qui présente une histoire compliquée et un mode d'expression variable d'un point à un autre, est analysée de façon assez détaillée.

AVANT-PROPOS

Le gisement de scheelite de Salau a été découvert par la division Sud-Ouest du B.R.G.M.

De nombreuses personnes ont participé directement ou fourni des données importantes au travail que nous présentons ici (*).

MM. J.P. PROUHET, C. GUIRAUDIE, B. PASSAQUI et R. COSTARGENT ont réalisé l'étude géologique du gisement en même temps que les travaux de recherche minière. Les quelques éléments géologiques contenus dans cette étude sont extraits de leurs rapports ou ont été recueillis au cours des visites du gisement que nous avons pu faire sous leur direction. Les échantillons étudiés proviennent surtout des galeries et des sondages et ont été choisis en accord avec ces géologues. Les données numériques sur les teneurs sont extraites de leurs rapports et d'une étude de valorisation effectuée par MM. J. GRASSAUD et P. SOLETY.

Les analyses de minéraux à la microsonde ont été effectuées par M. R. GIRAUD. Un diagramme de poudre a été réalisé par M^{me} Y. LAURENT sur le stilpnomelane prélevé par une méthode spéciale par G. MACHAIRAS.

Une étude préliminaire en sections polies a été effectuée par M. P. PICOT, mais l'essentiel de cette étude est dû à G. MACHAIRAS.

Un examen préliminaire en lames minces a été effectué par M. G. GUITARD. La majeure partie de l'étude pétrographique, la synthèse des données existantes et la rédaction de ce rapport ont été effectuées par M. FONTEILLES, qui a la responsabilité des interprétations proposées.

(*) Cette étude est publiée grâce à l'obligeance des sociétés OMNIMINES et COMPAGNIE METALLURGIQUE ET MINIERE qui ont participé, avec le B.R.G.M., au développement du gisement de SALAU.

1. — GÉOLOGIE

a) NATURE ET LOCALISATION DU GISEMENT

Le gisement de scheelite de Salau est situé dans des skarns plus ou moins modifiés par des phénomènes hydrothermaux, formés au contact du petit pointement granitique de Salau et du calcaire ordovicien appelé parfois « calcaire de Bentaillou » ou « calcaire métallifère ».

b) GÉOMÉTRIE DES CONTACTS GRANITIQUES ET SITUATION DU GISEMENT

Le granite de Salau forme autour du Pic de la Fourque un petit massif de 1,200 km de diamètre dans sa plus grande dimension, entouré de toutes parts par le calcaire ordovicien. Des skarns ont été repérés en sept points assez régulièrement espacés tout au long de sa périphérie [C. GUIRAUDIE, B. PASSAQUI, J.P. PROUHET, 1964]. Le seul corps de skarns qui ait jusqu'à maintenant fait l'objet d'une étude précise est celui de la zone du Bois d'Anglade. Sur la carte, cette zone apparaît comme un golfe de calcaires à l'intérieur du granite. On sait que ce type de situation est favorable à un développement particulièrement important des skarns [M. WATANABE, 1942]. Ce corps de skarns, d'ailleurs fort hétérogène comme nous le verrons, présente en coupe une forme ovale avec un grand diamètre de l'ordre de 220 m et un petit diamètre de l'ordre de 75 m. A la cote 1430, le même corps présente encore une forme grossièrement ovale avec un grand diamètre de l'ordre de 125 m et un petit diamètre de l'ordre de 30 m. (1). Il est alors entouré de toutes parts par le granite. Il se ferme probablement dans le granite en profondeur (peut-être entre cinquante et cent mètres plus bas), comme le suggère la coupe verticale le long de la recoupe 228 et plus particulièrement les résultats du sondage 11 F [J.P. PROUHET, C. GUIRAUDIE, B. PASSAQUI, R. COSTARGENT, 1966].

La forme et l'extension des autres corps de skarns sont actuellement inconnues. Cependant parmi ces autres corps de skarns celui qui est situé immédiatement au Sud du pic de la Fourque et qui paraît

(1) On trouvera un plan du gisement au niveau 1430 dans M. FONTEILLES, Ch. GUIRAUDIE, B. PASSAQUI et J.P. PROUHET (à paraître dans *Chron. Mines Rech. min., Fr.*, avril-mai 1969).

actuellement le mieux minéralisé semble (d'après la carte au 1/5 000 de C. GUIRAUDIE et al. [1964]) se trouver dans une situation très comparable à celle du corps de skarns de la zone du Bois d'Anglade.

Il est donc probable que les zones minéralisées les plus intéressantes correspondent à des « roof-pendants » calcaires qui se ferment en profondeur dans le granite. Ces « roof-pendants » sont irrégulièrement convertis en skarns mais on peut préciser (en particulier d'après la coupe verticale le long de la recoupe 228 donnée dans J.P. PROUHET et al. [1966]) que, dans l'ensemble, les skarns ne sont développés que dans une zone d'une puissance d'une dizaine de mètres au voisinage du contact granite marbre, du côté du marbre. Il en résulte que, malgré de multiples variations de détail, il subsiste généralement une zone de marbre conservée au centre du « roof-pendant » dans les parties élevées de celui-ci [par exemple plan à la cote 1429,15 dans J.P. PROUHET et al., 1966], alors que dans les parties plus profondes, lorsqu'on approche de la fermeture dans le granite, cette zone disparaît et le skarn constitue la presque totalité de la section du roof-pendant.

Si l'on considère que le granite de Salau s'est mis en place dans les marbres et les a assimilés, la conservation du banc de marbres (partiellement convertis en skarns) au milieu de granite ne s'explique pas. En outre, la limite souvent concordante, au moins à l'échelle de la reconnaissance minière, des bancs de marbre dans le granite n'est explicable que par la grande difficulté de l'assimilation de ce type de roche par le granite. En fait ce qui a été remplacé par le granite, au moins dans le cas de la lame au Sud de la zone minéralisée du Bois d'Anglade n'était pas du marbre, mais, comme en témoigne la nature de tous les septa indiqués sur le plan à 1430 m dans J.P. PROUHET et al. [1966], une épaisse bande de cornéennes feldspathiques essentiellement constituées de quartz, de plagioclase, et de biotite.

Cette constatation laisse supposer que le granite ne pouvait assimiler les marbres que d'une manière très limitée, ce qui d'ailleurs est théoriquement prévu [N.L. BOWEN, 1928, p. 217-218] et fréquemment confirmé par les observations de terrain (l'exemple des septa de marbres dans le granite de Quérigut est bien connu). Dans ces conditions, est-il raisonnable d'admettre que la masse principale du granite s'est mise en place par digestion des marbres? Je ne le pense pas, mais nous manquons ici d'indications sur la nature des enclaves préservées.

Remarquons cependant que l'élargissement brusque du calcaire métallifère, limité au voisinage immédiat du petit massif de Salau, s'expliquerait particulièrement bien s'il s'agissait d'une intrusion mise en place en repoussant les terrains encaissants. Il serait souhaitable d'examiner la valeur de cette hypothèse

à la lumière d'une étude structurale de l'encaissant. Une telle étude n'a jamais été entreprise à Salau.

Quoiqu'il en soit, il n'existe pas actuellement d'indication positive en faveur d'une assimilation très importante des marbres par le granite. Le granite lui-même ne présente d'ailleurs jamais de marques d'une contamination importante telles que développement de hornblende ou même de clinopyroxène en bordure. A cet égard son comportement en présence de roches calcaires diffère de celui de divers autres granites pyrénéens comme le granite de Quérigut [H. STRUWE, 1959] ou le granite de Costabonne [G. GUITARD et P. LAFFITE, 1960].

c) LOCALISATION ET CHRONOLOGIE DES PHÉNOMÈNES POSTMAGMATIQUES

c. 1. Les skarns.

Nous avons vu que, dans l'ensemble, les skarns de Salau s'étaient généralement développés au voisinage du contact granite-calcaire, du côté du calcaire. Leur épaisseur est très variable et ils ne sont pas toujours présents dans les contacts de ce type. On en déduit qu'ils ne sont pas produits par un effet de contact du granite immédiatement voisin mais par des circulations de fluides postmagmatiques pour lesquelles la limite granite-marbre constituait simplement un cheminement préférentiel [D.S. KORJINSKY, 1955]. La formation des skarns sombres (à grenat ou à clinopyroxène) entre donc strictement dans le cadre des phénomènes postmagmatiques. On constate d'ailleurs souvent un envahissement évident, en nuages, des cornéennes calciques claires et des barrégiennes métamorphiques claires à calcite, wollastonite, diopside, grenat rose pâle (grossulaire probablement) et/ou idocrase par les pyroxènes verts sombres (hédénbergite) et/ou les grenats rouges sombres assez ferrifères caractéristiques des skarns sombres (métalogéniques). Le phénomène procède par tout ou rien. Les cornéennes et les barrégiennes sont transformées en skarnoïdes sombres à minéralogie assez variable et souvent rubanés, qui se distinguent assez bien des skarns monominéraux et d'aspect uniforme qui se développent aux dépens des marbres purs.

La limite externe des skarns ou des skarnoïdes est presque toujours extrêmement discordante dans le détail sur le rubanement des marbres. Des masses de skarns, se détachent assez souvent des veines composites avec clinopyroxène vert sombre en bordure et grenat rouge sombre au cœur, fortement discordantes formant souvent un réseau plus ou moins

compliqué, dessinant parfois dans le cas de veines très minces (puissance inférieure à 5 mm) des replis irréguliers, quelquefois boudinés dans les marbres. La structure composite avec pyroxène en bordure et grenat au centre s'observe toujours, même dans les veines les plus minces.

c. 2. Phénomènes hydrothermaux.

Toutes les roches recueillies à proximité du gisement de Salau ont subi des modifications deutériques ou hydrothermales, à des degrés divers. Parmi ces roches modifiées on peut distinguer deux groupes :

— l'un comprenant toutes les roches dont la texture et/ou la minéralogie sont suffisamment bien conservées pour que la nature originelle (c'est-à-dire antérieure aux phénomènes deutériques et hydrothermaux) soit clairement reconnaissable; ce groupe comprend d'ailleurs un certain nombre d'échantillons peu modifiés qui permettent d'interpréter les textures et minéralogies observées dans les types plus modifiés.

— l'autre comprenant toutes les roches trop profondément modifiées pour qu'il soit possible de reconstituer leur nature originelle. Ces roches dont la texture, la minéralogie, et pour une grande partie le chimisme sont dus aux phénomènes hydrothermaux peuvent être considérées au moins en première approximation comme *produites* par ces phénomènes et seront appelées dans la suite « roches d'origine hydrothermale ». (R.O.H.).

Ces phénomènes hydrothermaux sont caractérisés comme à Costabonne [G. GUITARD et P. LAFFITTE, 1960] ou à Framont-Grandfontaine [J. BOULADON et al., 1964] par le développement de paragenèses à minéraux hydroxylés et/ou de basse température (muscovite, épidote, actinote et quartz, calcite, albite) aux dépens des paragenèses de plus haute température des roches ignées, des roches du métamorphisme de contact ou des skarns. Le développement de ces paragenèses que nous conviendrons d'appeler hydrothermales est accompagné de l'apparition de sulfures (pyrrhotine surtout) et de scheelite abondants.

La transformation en R.O.H. est encore plus capricieuse et irrégulière que la formation des skarns. Il s'agit cette fois encore, dans la plupart des cas, de circulations le long de certains contacts. Le contact granite skarns est souvent favorable. Le phénomène est irrégulier et progressif en nuages ou en réseau de veinules irrégulières, et non plus par tout ou rien comme dans le cas des skarns. Dans les marbres, la transformation en R.O.H. suit parfois très étroitement le litage, à tel point qu'il est souvent possible de penser que seuls certains lits de composition parti-

culière (probablement silicatés) ont été transformés. On n'observe pas la formation de R.O.H. à caractère nettement discordant au dépens des marbres.

Un point important à noter est que les fortes teneurs en scheelite dans les masses de R.O.H. apparemment homogènes sous un éclairage naturel, sont le plus souvent restreintes à un liseré de quelques centimètres de puissance le long des bordures de la R.O.H. au contact des marbres.

c. 3. Conclusion.

Nous pouvons distinguer trois temps principaux nettement distincts dans la formation des roches de contact à Salau (1) :

1^{er} temps : Intrusion du granite, métamorphisme de contact, développement des cornéennes calciques et des marbres métamorphiques à silicates clairs.

2^e temps : Formation des skarns d'infiltration à clinopyroxène et grenat sombres.

3^e temps : Phénomènes hydrothermaux et développement des paragenèses à quartz, calcite, albite, muscovite, épidote, actinote aux dépens des paragenèses préexistantes. A ce temps doit être rattaché l'essentiel de la minéralisation.

2. — PÉTROGRAPHIE

Pour mettre un peu d'ordre dans les descriptions pétrographiques nous décrirons successivement les roches formées au cours des trois temps que nous avons mis en évidence à la fin du chapitre précédent. Cette division peut paraître artificielle étant donné que bien souvent on observe dans une même lame la superposition de phénomènes appartenant à chacun des trois temps. Cependant il semble que ce soit la seule manière de présenter la pétrographie de ce gisement de façon claire et de dégager les traits caractéristiques des trois temps. La distinction des phénomènes superposés ne présente d'ailleurs de difficultés que tout à fait exceptionnellement.

(1) Cette distinction de trois temps successifs fait l'objet d'une remarque importante à la fin de la section 2 b 1 (skarns sombres).

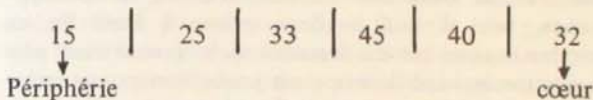
a) LES ROCHES DU PREMIER TEMPS

(Intrusions granitiques et métamorphisme de contact sans apport important)

a. 1. Granodiorites et Quartz-Diorites.

Les roches que nous allons décrire sous ce titre sont celles qui constituent la masse même du granite (s. l.) de Salau.

La *granodiorite* est constituée essentiellement de quartz et de plagioclase, avec microcline et biotite en moindre proportion. Le *plagioclase* est parfaitement idiomorphe, zoné et maclé de façon complexe. La basicité en général augmente, d'ailleurs avec plusieurs discontinuités entre les zones successives, de la bordure (An_{20}) vers le centre (An_{40} et même exceptionnellement dans une lame An_{60}). Parfois, mais plus rarement la basicité augmente, passe par un maximum puis diminue de la bordure vers le centre. On a noté ainsi une succession de zones avec les teneurs en anorthite suivantes :



Les valeurs données correspondent à des valeurs moyennes pour chaque zone, les coupures à des brusques discontinuités dans la basicité. Toutes les zones sont idiomorphes sauf le cœur An_{32} qui a un contour arrondi assez capricieux. Compte tenu de cette observation, le zoning inverse de la région centrale s'explique probablement par le fait qu'il s'agit d'un xéno cristal qui a d'abord été corrodé puis s'est développé au cours du phénomène de cristallisation du magma. La valeur An_{60} observée dans un cas exceptionnel au cœur d'un cristal est probablement significative. En effet, dans les autres cas An_{40} représente la teneur la plus basique au voisinage du centre du cristal, mais le centre lui-même est complètement altéré en zoïsite et/ou muscovite. On peut en conclure que ce centre était en fait plus basique que An_{40} . En résumé, on peut retenir de cette discussion que le zonage des plagioclases est de type normal avec une basicité variant de An_{60} (Labrador) à An_{15} (oligoclase) du centre vers la périphérie.

Le *microcline* bien quadrillé est en cristaux idiomorphes, assez faiblement perthitiques (en veines et taches), d'une taille comparable à celle du plagioclase. Il englobe souvent de petits cristaux de plagioclase idiomorphe zoné et de biotite. Il peut également (mais plus rarement ?) être xénomorphe interstitiel.

L'apparition de myrmékite au contact de ce microcline est exceptionnelle.

Le quartz se présente en partie sous forme de gros grains globuleux souvent polycristallins (2 ou 3 individus) dans lesquels on devine parfois les vestiges d'une forme dihexaédrique, en partie sous un aspect xénomorphe interstitiel.

La biotite est brun-rouge intense, en assez grandes lames, de type banal. Elle est probablement très titanifère si l'on en juge par la quantité de rutile (sagénite) libérée lors de son altération en chlorite.

Tous les minéraux constitutifs principaux ont ainsi une tendance marquée à l'idiomorphisme. En fait ces minéraux ne sont absolument pas jointifs. Il subsiste entre eux des espaces très limités qui sont remplis par quartz, plagioclase et microcline, en assez petits grains et dépourvus de formes. On peut voir là l'amorce d'un deuxième temps de cristallisation. La roche n'est pas microgrenue, le grain des minéraux du 2^e temps étant trop gros. Mais il s'agit quand même d'une texture grenue à la limite du type microgrenu. C'est une texture typique de partie apicale de granite. Notons en passant le caractère exceptionnel de la myrmékite dans cette roche.

Parmi les accessoires signalons le zircon, l'apatite et des minéraux opaques peu abondants.

Dans les galeries et les sondages, je n'ai jamais observé de granite porphyroïde. Le caractère porphyroïde signalé comme fréquent par J. ZANDVLIET [1960] pour l'ensemble des massifs de Bassiès-Auzat, Salau et Marimaña (cristaux de feldspath potassique atteignant quelques centimètres) est probablement limité aux massifs plus étendus de Bassiès-Auzat et de Marimaña. La croissance limitée du feldspath potassique à Salau peut être en relation avec une cristallisation plus rapide des parties apicales. Notons cependant que, dimension exceptée, les microclines du granite de Salau ont tous les caractères du microcline des granites porphyroïdes hercyniens des Pyrénées (quadrillage bien développé, idiomorphisme, inclusions plus ou moins bien orientées de plagioclases idiomorphes et de biotite le long des directions de faces cristallines).

Une analyse de la granodiorite de Salau est donnée dans J. ZANDVLIET [1960].

La granodiorite passe sur une épaisseur de quelques mètres au voisinage immédiat du contact calcaire, et dans les veines minces développées dans les cornéennes feldspathiques, à une variété de bordure qui est une *quartz-diorite*. Cette roche est très analogue à la granodiorite que nous venons de décrire, mais entièrement dépourvue de microcline. Le quartz y est souvent extrêmement abondant mais il ne présente pas la même tendance à l'idiomorphisme que celui de la granodiorite. Le plagioclase peut être très

comparable à celui de la granodiorite (par exemple zoning normal de An_{23} à An_{57}) ou assez différent (par exemple zoning avec récurrences, basicité variant de An_{40} à An_{55}). Tous les échantillons étudiés sont à biotite brune comme la quartz-diorite elle-même. Bien que certains échantillons aient été récoltés au contact même je n'ai jamais observé les types à cummingtonite et hornblende ou à diopside signalés par J. ZANDVLIET [1960]. Contrairement à l'opinion de cet auteur l'apparition de la cummingtonite dans un environnement calcaire paraît d'ailleurs fort improbable. Le diopside et la hornblende apparaissent peut-être dans des circonstances analogues dans les massifs plus profondément érodés de Bassiès-Auzat et de Marimana, mais apparemment pas à Salau. Peut-être faut-il attribuer une fois encore cette différence au refroidissement plus rapide des parties apicales qui est susceptible de limiter les échanges par diffusion entre le milieu calcaire et la granodiorite ou quartz-diorite.

Les minéraux accessoires de la quartz-diorite sont le zircon, l'apatite et l'ilménite. La tourmaline primaire est exceptionnelle.

a. 2. Marbres et cornéennes calciques.

Il serait artificiel de séparer ces deux familles de roches car à Salau les marbres sont toujours rubanés. Le rubanement peut être déterminé seulement par des minéraux dispersés (en particulier du graphite et des silicates calciques) ou par l'existence de lits de cornéennes calciques plus ou moins épais et plus ou moins espacés (de quelques millimètres à quelques mètres). Les cornéennes calciques elles-mêmes sont généralement rubanées avec alternances de lits de quelques millimètres à quelques centimètres d'épaisseur plus riches soit en diopside, soit en grenat, soit en épidote, etc... Nous décrivons donc simultanément les associations minérales des marbres et des cornéennes calciques.

Avant d'entrer dans le détail de l'étude pétrographique au microscope, nous rappellerons une distinction fondamentale établie par la seule étude des affleurements entre les *marbres gris* rubanés caractérisés par une alternance souvent très fine de lits gris plus ou moins foncés et les *marbres blancs* souvent avec lits de diopside, de grenat et parfois taches d'idocrase. La distribution de ces deux types de marbres a été cartographiée en détail dans C. GUIRAUDIE

(1) La couleur grise de ces marbres est due en partie à la présence de graphite bien individualisé, plus ou moins abondant selon les lits, en partie à la couleur grise de la calcite elle-même (probablement due à une dispersion sub-microscopique de matière carbonneuse).

et al. [1964] et J.P. PROUHET et al. [1966]. Nous discuterons plus loin leur signification pétrographique.

Les marbres ont des textures granoblastiques avec dimension et forme des grains irrégulières. Le grain reste cependant toujours assez fin. Les silicates dispersés dans le fond de calcite sont toujours très petits. La texture des cornéennes calciques est très monotone. Le grain est fin à très fin, particulièrement dans le cas des diopsidites. Les minéraux sont granulaires jointifs, mais pas enchevêtrés. Seule l'idocrase se développe en cristaux poecilites de grandes dimensions qui contrastent avec le grain fin des autres minéraux.

Les *paragenèses* sont assez variées. Les plus banales sont pour les marbres :

- | | |
|---|---------------------------------------|
| — calcite-amphibole-graphite
(marbre gris) (1) | } avec parfois
un peu
de quartz |
| — Calcite-clinopyroxène
(marbres blancs) | |

et pour les lits de cornéennes calciques :

- clinopyroxène seul
- clinopyroxène - grenat - idocrase.

L'amphibole, le plus souvent incolore, parfois vert pâle, est un trémolite ou une actinote, le clinopyroxène, tout à fait incolore même à l'œil nu en grandes masses est du diopside et le grenat rose pâle et rigoureusement isotrope est probablement un grossulaire pur. L'idocrase est d'un brun chocolat assez foncé.

Du point de vue des compositions il faut d'abord signaler que les silicates dispersés dans les marbres sont toujours du diopside, du grenat, de l'épidote, de la chlorite ou du sphène, c'est-à-dire des minéraux saturés en silice. On n'a jamais observé à Salau de forstérite, de minéraux du groupe de la humite, ou de spinelle. Le quartz libre n'est pas rare dans les marbres et la wollastonite apparaît parfois. On peut en conclure que s'il existait probablement des lits dolomitiques (actuellement lits à diopside), il s'agissait toujours en fait de lits à la fois dolomitiques et siliceux, à moins qu'il n'y ait eu un apport local de silice dans les niveaux à diopside (cette éventualité sera discutée de nouveau à la fin de cette section). Ces lits qui constituent des bandes dans les cornéennes rubanées n'avaient d'ailleurs pas une importance prépondérante. Le type dominant est le marbre pur ou le marbre rubané mais dans lequel les rubans silicatés ne représentent qu'une fraction de l'ordre de 1/10 ou de 1/5 de la roche.

Les lits à grenat et idocrase (ou plus rarement à zoïsité) sont généralement plus minces et plus régulièrement répétés que les lits à diopside. Ils peuvent dans certains cas avoir une épaisseur de l'ordre du millimètre avec des interlits de marbre de quelques

millimètres seulement d'épaisseur. Il s'agit certainement de lits alumineux dans les calcaires, peut-être primitivement à illite. On observe en effet assez souvent dans ces lits la présence de microline interstitiel à grain extrêmement fin, qui indique très probablement une teneur appréciable en potasse du minéral argileux primitif.

L'idocrase ne constitue pas de lits bien définis comme le diopside ou le grenat, mais elle apparaît au contraire sporadiquement en taches dans les lits à grenat. On observe également dans quelques cas des veinules d'idocrase discordantes sur le rubanement. Il s'agit toujours de veinules aveugles, de quelques centimètres de long et d'épaisseur millimétrique. A l'endroit où ils rencontrent ces veinules, les lits de grenat normaux de la roche sont également convertis en idocrase. Ainsi le développement de l'idocrase apparaît déjà dans une certaine mesure comme en rapport avec des circulations de fluides dans les roches en cours de métamorphisme.

Du point de vue du degré de métamorphisme ou du faciès minéral, on peut distinguer trois stades : 1) le stade à trémolite actinote sans clinopyroxène; 2) le stade à clinopyroxène avec calcite et quartz coexistant sans développement de wollastonite; 3) le stade à wollastonite. Dans ces trois stades nous avons distingué diverses paragenèses dont il suffit, du point de vue de l'étude du degré de métamorphisme, de retenir celles qui suivent, les autres s'en déduisant en supprimant un ou plusieurs des minéraux parmi ceux qui constituent les paragenèses les plus complètes :

Stade 1

- 1a) Quartz-calcite-[trémolite-actinote]-épidote-[prochlorite-clinocllore].
- 1b) Quartz-calcite-[trémolite-actinote]-épidote-[phlogopite-biotite]-microcline.

Stade 2

- 2a) Quartz-calcite-diopside-zoisite-grenat-microcline.
- 2b) Quartz-calcite-diopside-grenat-idocrase-microcline.

Stade 3

- 3) Wollastonite-calcite-diopside-grenat-idocrase.

Parmi les accessoires, les plus fréquents sont le sphène (souvent très pléochroïque, avec des auréoles de pléochroïsme dans les chlorites), l'apatite et des minéraux opaques toujours de très petites dimensions, en particulier le graphite dans le stade 1. Notons que le sphène présente souvent une nette tendance à se concentrer dans des lits alumineux (à zoisite grenat et idocrase). L'épidote englobe très fréquemment des granules opaques.

Il existe une correspondance stricte entre les différents stades que nous venons de décrire et la distinction macroscopique entre marbres gris et marbres blancs (éventuellement à diopside grenat, idocrase) déjà signalée au début de cette section. Dans tous les échantillons étudiés en lames minces les paragenèses du stade 1 se rencontrent dans les marbres gris et les paragenèses des stades 2 et 3 dans les marbres blancs. Compte tenu de cette remarque, on peut se faire une idée précise de la distribution des roches du stade 1 et des stades 2 et 3 aux environs du massif granitique de Salau d'après les plans et coupes de C. GUIRAUDIE et al. [1964] et J.P. PROUHET et al. [1966]. Il est clair d'après ces documents que les paragenèses des stades 1, 2 et 3 ne se rencontrent pas en zones concentriques autour des affleurements granitiques. En fait les paragenèses 2 et 3 apparaissent en bandes dans les calcaires qui même très près du granite sont dans leur majeure partie à paragenèses du stade 1. Cette constatation suggère que le développement des stades 2 et 3 est lié à des circulations de fluides à haute température le long de zones privilégiées (ici généralement concordantes). Il ne s'agirait donc pas d'un métamorphisme de contact à proprement parler, mais plutôt d'un métamorphisme lié à des circulations hydrothermales. A ce propos il peut être intéressant de rappeler l'existence de veines discordantes d'idocrase, formant parfois un véritable réseau avec les lits de grenat, diopside, wollastonite, et déjà signalées plus haut. Dans le même ordre d'idée, il faut signaler le passage de la paragenèse du stade 1 à la paragenèse du stade 2 sur quelques centimètres de puissance de part et d'autre des veines de skarns sombres discordantes que nous décrirons plus loin (2.b.1). Cependant il s'agit dans ce cas d'une transformation tardive qu'il faut déjà rattacher au deuxième stade de l'évolution des roches de Salau : celui du développement des skarns sombres métallogéniques. La transformation banc par banc des marbres gris en marbres blancs, qui n'apparaît absolument pas comme liée au développement des skarns sombres métallogéniques et se manifeste souvent jusqu'à une distance de plusieurs centaines de mètres du contact, correspond probablement à un stade plus ancien de l'évolution. Dans les deux cas il s'agit d'un phénomène d'oxydation du graphite ou des matières carbonneuses en CO₂ sous l'action de fluides d'origine magmatique.

Il est possible qu'un apport de silice appréciable ait accompagné les circulations de fluides qui sont à l'origine de la transformation en marbre blanc, ce qui expliquerait que l'on ne rencontre jamais de minéraux sous saturés en ce constituant bien que la roche de départ ait été le marbre gris (éventuellement dolomitique le long de certains lits), qui, dans tous les échantillons étudiés, paraît très pauvre en quartz.

a. 3. Cornéennes feldspathiques.

Dans cette famille la chaux est essentiellement liée à l'alumine dans les feldspaths et les épidotes. Contrairement à ce que l'on observe dans la famille précédente, les minéraux calciques non alumineux (wollastonite, clinopyroxènes, trémolite-actinote) ou relativement moins alumineux que les feldspaths et les épidotes (grenats calciques et idocrase) n'apparaissent pas (1).

On connaît, dans cette famille, dans les environs du gisement de Salau, deux types de roches de compositions chimiques probablement très voisines, mais caractérisées par des paragenèses très différentes qui peuvent être mises en parallèle, du point de vue du degré de métamorphisme ou du faciès minéral, avec celles des stades 1, 2 et 3 décrits dans les cornéennes calciques et les marbres.

Le premier type est une roche à grain très fin et à texture nettement orientée, mais assez confuse dans le détail. Les minéraux phylliteux sont très petits mais bien orientés, les minéraux granulaires (épidote et minéraux titanés) dessinent des alignements ou des traînées discontinues. L'association minérale comprend du quartz, de l'albite, (rarement mâclée), de l'épidote, de la muscovite, de la chlorite (pennine) du sphène et de l'ilménite. Ces minéraux (sauf l'albite dont la quantité est difficile à préciser du fait de la finesse du grain et de la rareté des mâcles) sont tous assez abondants. Le sphène en grains extrêmement petits forme des agrégats et des couronnes autour de l'ilménite. Parmi les accessoires peu abondants notons l'apatite et la tourmaline jaune brunâtre.

Cette paragenèse caractérisée par l'association épidote-chlorite est manifestement à paralléliser avec celles du stade 1 (et en particulier avec la paragenèse 1a) dans les marbres et cornéennes calciques (*Faciès des schistes verts* de P. ESKOLA).

Le second type est également une roche à grain très fin. La texture est très régulière, tous les minéraux ont des dimensions et des formes granulaires comparables : c'est une texture typique de cornéenne. Les biotites sont fortement orientées, mais il s'agit essentiellement d'une orientation du réseau sensible dans le pléochroïsme et l'extinction des minéraux, beaucoup plus que dans leur forme, l'aplatissement étant très faible. On note aussi une schistosité. L'association minérale comprend essentiellement du quartz, un plagioclase calcique (An_{60}) fréquemment mâclé

(1) Ce qui entre en considération ici est plus précisément le rapport Al/Ca, par exemple en nombre d'atomes. Dans les plagioclases ce rapport varie de ∞ à 2, dans l'épidote de 3/2 à 1, dans les grenats calciques (grossulaire - andradite) de 2/3 à 0, et il est de l'ordre de 2/5 dans l'idocrase.

(mâcle de l'albite en général), un peu d'épidote en grains dispersés et de la biotite brune, et comme accessoires l'apatite, de la tourmaline, et de rares zircons.

Cette paragenèse qui, d'après la composition du plagioclase appartient certainement au faciès des amphibolites de P. ESKOLA, est à mettre en parallèle avec les paragenèses des stades 2 et 3 des marbres et cornéennes calciques.

Les parallèles que nous venons d'établir entre les paragenèses des cornéennes feldspathiques et celles des marbres et des cornéennes calciques, correspondent à une association effective sur le terrain : les cornéennes feldspathiques du premier type (à épidote-chlorite) sont associées aux marbres gris (stade 1). Les cornéennes feldspathiques du second type sont associées aux marbres blancs (à diopside, grenat, idocrase, etc.).

Les cornéennes feldspathiques qui sont des roches à la fois alumineuses et assez calciques correspondent probablement à des niveaux calcaro-argileux (proches de certaines marnes ou de certains calcschistes) intercalés dans les marbres. Elles sont relativement moins calciques que les lits alumineux des cornéennes calciques, mais pas essentiellement différentes du moins dans le stade 1 (présence de muscovite au lieu de l'amphibole des cornéennes calciques). Si le contraste s'accroît dans les stades 2 et 3 il ne faut peut-être pas y voir une différence plus accusée des compositions chimiques initiales mais plus probablement un rôle plus important des échanges par diffusion aux températures plus élevées, avec développement prépondérant des skarns de réactions à l'échelle des lits schisteux et notamment production de grenat et d'idocrase par réaction entre plagioclase et calcite, jusqu'à disparition totale du plagioclase dans les lits les plus minces.

a. 4. Diorites et quartz diorites fines à biotite.

Ces roches n'ont qu'une importance très réduite à Salau. Elles n'apparaissent que très localement dans les travaux miniers. Mises à part les modifications secondaires qu'elles ont souvent subies, elles paraissent très homogènes.

Il semble, pour autant que l'on puisse reconstituer leur état initial à partir de leur état actuel plus ou moins profondément modifié par les altérations périgranitiques deutériques à hydrothermales, que ces roches présentaient les caractères suivants : elles étaient essentiellement constituées de plagioclase de grain fin très uniforme, idiomorphe ou à tendance idiomorphe, zoné (de An_{25} en bordure à An_{40} au cœur des cristaux) accompagné d'un peu de biotite en

grandes lames dispersées. Les principaux minéraux accessoires étaient l'apatite et l'ilménite.

On peut distinguer deux types, l'un sans quartz (diorite) dans lequel les plagioclases gênés dans leur croissance ont seulement une tendance à l'idiomorphisme, l'autre à quartz interstitiel assez abondant (quartz-diorite) avec plagioclases idiomorphes.

Ces roches sont probablement à rattacher au cortège des roches de semi-profondeur en sills ou dykes dans le paléozoïque des Pyrénées signalées par J. ZANDLVIET [1960] et W.F.J. KLEINSMIEDE [1960]. Ces auteurs signalent d'ailleurs plusieurs autres variétés (notamment une variété porphyrique à phénocristaux de quartz et une variété plus riche en minéraux colorés dans laquelle apparaît une amphibole) qui n'ont pas été observées à Salau dans les travaux miniers.

Ces roches, qui d'après W.F.J. KLEINSMIEDE [1960], se rencontrent dans tous les terrains paléozoïques de la région, ont un âge carbonifère supérieur. Elles ne présentent généralement aucune schistosité et par suite leur mise en place peut être post-tectonique, comme celle des granites. J. ZANDLVIET [1960] et W.F.J. KLEINSMIEDE [1960] suggèrent — d'ailleurs de façon prudente — une liaison avec la granodiorite. Que cette opinion soit ou non justifiée, ces roches dans le cas de Salau ne paraissent en tout cas présenter aucune relation avec la minéralisation.

b) LES ROCHES DU DEUXIÈME TEMPS

(Skarns sombres et skarnoïdes)

b. 1. Skarns sombres (1)

Les skarns sombres massifs sont rares à Salau et paraissent toujours de dimensions limitées. Ils sont toujours formés de clinopyroxène vert sombre. Dans les échantillons étudiés, entre les cristaux de pyroxène subsistent des espaces, qui primitivement étaient probablement géodiques selon une interprétation de D.S. KORJINSKY [1955] et qui actuellement sont remplis de quartz et calcite interstitiels. Les pyroxènes en contact avec ce quartz et cette calcite sont idiomorphes (mais corrodés secondairement). Un pyroxène de ces skarns massifs a été étudié à la micro-

sonde. C'est une hédénbergite pratique pure, avec seulement 1,9 % MnO (n° 4 tableau 1). Un peu de scheelite en gros grains, dont certains présentent une tendance à l'idiomorphisme, est associée au clinopyroxène et paraît s'être développé en même temps que celui-ci. La formation de ces skarns massifs s'explique probablement par une percolation généralisée des marbres par les solutions responsables de la métasomatose. Ce sont donc des skarns d'infiltration au sens de D.S. KORJINSKY [1955].

Les skarns sombres zonés fréquents à Salau, mais dont l'importance en volume reste toujours très limitée, sont de deux types.

Le premier type se rencontre le long de certaines limites entre roches quartzo-feldspathiques et marbres. Le système de zones primitif, abstraction faite de l'évolution deutérique ou secondaire qui affecte toujours ces roches de manière plus ou moins intense, est probablement le suivant :

Plag.	Epid.	Grenat	Clpx	marbre
	Fe		seul	
+	+	+		
clpx	clpx	clpx		

(plag = plagioclase, epid. Fe = épidote ferrifère, clpx = clinopyroxène).

Dans le cas où les skarns se développent en bordure de veines (primitivement) feldspathiques assez minces, la zone feldspathique peut avoir complètement disparu. Le cœur de la veine est alors constitué d'épidote + clinopyroxène.

La zone à grenat et la zone à pyroxène seul ont chacune au plus quelques centimètres d'épaisseur.

Nous admettons ici l'existence d'une véritable zone à épidote contemporaine des zones à grenat et à clinopyroxène seul. Cette interprétation n'est pas la seule possible. On connaît dans d'autres gisements des zones à épidote dont le développement est également métasomatique mais tardif par rapport à la formation du système principal de zones (à grenat et pyroxène). La nature de ce phénomène est connue et a déjà fait l'objet d'une discussion détaillée [FONTEILLES, 1962]. Toutefois ce développement secondaire d'une zone à épidote a été décrit en fait dans les skarns clairs à grossulaire et diopside. L'épidote ferrifère primaire est bien connue dans les skarns sombres métallogéniques. En ce qui concerne le cas particulier de Salau il existe un argument pétrographique en faveur de l'idée selon laquelle le développement de cette zone à épidote serait primaire et contemporain de celui des zones à grenat et à pyroxène seul : dans un échantillon on observe un

(1) Liste des échantillons ayant fait l'objet d'études à la microsonde :

échantillon n° 42 - skarn massif - bloc à l'affleurement.

échantillon n° 49 - skarn zoné (2^e type) - TB m 44.

échantillon n° 50 - skarn zoné (1^{er} type) - même provenance.

échantillon n° 56 - skarn zoné (2^e type) - TB m 53.

cristal d'allanite (entouré d'une frange d'épidote), en inclusion dans le grenat. Or, les nombreuses observations qu'il a été possible de faire sur ce minéral, très fréquent à Salau, indiquent que son développement est lié à la transformation des plagioclases en épidote. On peut en conclure que le plagioclase s'est transformé en épidote (et allanite), et que la zone du grenat s'est développée ensuite aux dépens de la zone à épidote, englobant simplement l'allanite.

Il peut être utile de donner sur la pétrographie et la minéralogie de ces skarns les précisions suivantes: la zone à épidote est constituée d'épidote ferrique largement cristallisée accompagnée éventuellement de sphène abondant en grands cristaux, d'allanite et d'apatite. La zone à grenat est constituée d'un grenat rouge à gros grain, franchement anisotrope avec une structure en secteurs très nette. Cette anisotropie est remarquable car elle n'a été observée à Salau que dans ce type de skarns et dans quelques skarnoïdes d'interprétation parfois assez délicate. Un grenat de ce type a été analysé à la microsonde. Il appartient à la série grossulaire-andradite avec environ 80 % de grossulaire (analyse 1, tableau 1). Le clinopyroxène associé au grenat est en quantité variable et distribué irrégulièrement. Le grenat englobe en outre des grains d'allanite et/ou d'apatite. Un clinopyroxène de la zone à grenat et clinopyroxène a été analysé. Contrairement aux autres pyroxènes des skarns de Salau, il contient une teneur non négligeable (1,1 %) de MgO (analyse 5, tableau 1). On peut expliquer le caractère biminéral de ce skarn en admettant que la roche quartzofeldspathique de départ contenait une faible teneur en magnésium et que ce constituant se comportait de manière inerte lors de la skarnification. Le clinopyroxène de la zone à clinopyroxène est largement cristallisé, avec parfois une tendance à former des cristaux allongés perpendiculairement aux frontières des zones successives. Il s'agit d'un embryon de structure en peigne, si fréquente dans de nombreux gisements de skarns sombres mais inconnue jusqu'à maintenant à Salau.

Notons que la zone du grenat se développe aux dépens à la fois de la zone à clinopyroxène et de la zone à épidote. Le développement aux dépens de la zone à pyroxène est évident d'après la texture, mais il paraît très limité. Le développement aux dépens de la zone à épidote est évident sur un échantillon particulier dans lequel cette zone est criblée de petits prismes d'apatite. La même abondance et la même répartition de l'apatite se poursuit dans la presque totalité de la zone du grenat, mais l'apatite est absente de la zone à clinopyroxène. On peut en conclure que la limite entre endoskarn et exoskarn se situe à l'intérieur de la zone à grenat, mais très près de la zone à clinopyroxène.

TABLEAU 1

Analyses de minéraux des skarns à la microsonde.

Type de skarn		massif	Zoné 1er type	Zoné 2ème type	
numéro d'échantillon		42	50	49	56
numéro d'analyse			1	2	3
Grenats	Résultats d'analyse	SiO ₂	36,1	37,9	35,9
		Al ₂ O ₃	17,8	16,0	17,8
		Fe ₂ O ₃	6,7	11,0	9,3
		MnO	0,9	1,0	0,7
		CaO	33,0	32,3	33,0
	calculés sur base Al + Fe + Mn + Ca = 1000 et Al + Fe ⁺³ = 400	Si	570	591	548
		Al	330	295	322
		Fe ⁺³	70	105	78
		Fe ⁺²	9	24	29
		Mn	12	14	8
Ca		575	562	563	
En molécules théoriques pour cent	Gr	78	67,5	74	
	And	18,5	26	19,5	
	Alm	2	4	5	
	Sp	1,5	2,5	1,5	
numéro d'analyse		4	5	6	
Pyroxènes	Résultats d'analyse	SiO ₂	abondant	45,2	abondant
		Al ₂ O ₃	absent	0,2	absent
		MgO	absent	1,1	absent
		FeO	abondant	25,1	abondant
		MnO	1,5	1,6	0,9
		CaO	abondant	21,9	abondant
	calculés sur base Mg + Fe + Mn = 100	Si	189		
		Al	1		
		Mg	7		
		Fe	87		
En molécules théoriques pour cent	Mn	6			
	Ca	98			
	Hd	93	87	96	
	Di	0	7	0	
	Joh	7	6	4	

N.B. 1) dans l'échantillon 50, le grenat et le pyroxène analysés sont associés dans la même zone.

2) dans l'échantillon 49, le grenat et le pyroxène analysés appartiennent à deux zones différentes, mais les analyses ont été faites au voisinage du contact de ces deux zones.

Le grenat s'altère secondairement en épidote ferrière. Ces skarns sombres zonés du premier type doivent probablement être interprétés comme des skarns bimétasomatiques au sens de D.S. KORJINSKY [1955], avec apports métasomatiques par des solutions circulant le long de la limite entre roches quartzofeldspathiques et marbres et simultanément échanges par diffusion entre ces deux types de roches.

Le second type se rencontre en veines dans les marbres. Ces veines dont les formes et les dimensions ont déjà été indiquées plus haut, sont caractérisées du centre vers la bordure par la succession symétrique extrêmement nette et bien définie de zones monominérales :

Grenat	clpx		marbre
seul	seul		

La zone à grenat est constituée de grenat isotrope, massif. La composition de ce grenat est très comparable à celle du grenat des skarns zonés du premier type (série grossulaire andradite, avec 70 à 75 % de grossulaire : analyses 2 et 3, tableau 1). On observe avec netteté le développement de cette zone à grenat aux dépens de la zone à clinopyroxène. Celle-ci est constituée de pyroxène seul, massif, en grains jointifs, sans forme ni élongation. Ce pyroxène a une composition à peu près identique à celle du pyroxène des skarns massifs : hédénbergite pratiquement pure avec environ 1% MnO (n° 6, tableau 1). A ce pyroxène sont assez souvent associés quelques grains de scheelite de même forme et de même dimension, probablement formés en même temps. En bordure de la veine de part et d'autre de celle-ci et sur quelques centimètres on note, lorsqu'elle recoupe des marbres gris rubanés à actinote, une zone de marbre blanc sans rubanement visible et à diopside. Cette zone est interprétée comme un effet de métamorphisme de contact des fluides circulant dans la veine.

De cette description des skarns sombres de Salau, il convient à notre avis de retenir trois points assez originaux et qui nous paraissent d'un intérêt général :

1° Le développement d'un métamorphisme de contact thermique avec transformation des marbres à actinote en marbre à diopside en bordure des veines de skarns sombres à hédénbergite. Cette observation indique que la température de formation des skarns sombres à pyroxènes et grenats ferrières n'est pas inférieure à la température de formation des skarns clairs ou des cornéennes à diopside, grossulaire, etc., contrairement à ce que l'on admet souvent.

2° La disparition du graphite et des matières charbonneuses dans cette zone de contact. Ces substances ont manifestement été oxydées en CO₂ et emportées sous cette forme par les fluides circulant dans les veines de skarns. Ces fluides avaient donc un caractè-

re relativement oxydant. Comme le note R.F. MUELLER [1961], ce caractère est d'ailleurs probablement général pour les fluides responsables des métasomatoses dans les contacts granitiques, comme en témoigne la fréquence de l'andradite souvent très pure dans les gîtes pyrométasomatiques. Si ce type de grenat n'apparaît pas à Salau c'est probablement parce que les fluides sont partiellement réduits par le graphite.

On peut rapprocher ces conclusions des résultats d'une étude de S. YUI [1966]. Cet auteur a montré que les fluides qui ont donné naissance aux skarns de Yaguki (Japon) avaient initialement (c'est-à-dire au départ du milieu granitique) un caractère fortement oxydant. Par réaction sur des marbres purs (sans graphite), ces fluides ont produit des skarns à andradite dominante, hédénbergite, magnétite et hématite. Par réaction sur des marbres graphiteux ou riches en matières charbonneuses, ils ont produit des skarns à hédénbergite-pyrrhotine. Cette différence est interprétée par S. YUI comme résultant d'une réduction des fluides minéralisants par le graphite. (Cette réduction, moyennant certaines hypothèses supplémentaires — en particulier fugacité totale du soufre sous toutes ses formes dans la phase fluide compté comme H₂S (f_{S₂}) constante — entraîne une élévation de la fugacité du soufre f_{S₂} dans le fluide).

S. YUI ne précise pas si la formation de l'hédénbergite et celle de la pyrrhotine sont simultanées, mais le contexte et la température de formation de la pyrrhotine adoptée dans son étude — 600 °C — le laissent supposer. A notre avis cependant une telle formation simultanée de l'hédénbergite et de la pyrrhotine est extrêmement improbable. En effet sur un diagramme f_{S₂}-f_{O₂}, sous un potentiel chimique de SiO₂ donné, la pyrrhotine et l'hédénbergite doivent être stables dans des domaines différents, dont la limite commune est parallèle aux lignes d'égale fugacité de H₂S. Si les fluides évoluent à température constante, f_{H₂O} et f_{S₂} constants, comme l'admet S. YUI, le dépôt simultané de pyrrhotine et d'hédénbergite, même en des points différents de la zone minéralisée, est improbable. Nous verrons plus loin (3.e) qu'à Salau la pyrrhotine ne s'est pas formée en même temps que les skarns, mais dans une phase hydrothermale subséquente, appelée ici 3° temps.

3° Les skarns sombres zonés du second type s'interprètent très simplement comme formés par réaction entre le fluide circulant dans une fissure et le marbre encaissant. Ils correspondent donc à une variété en veines de skarns d'infiltration au sens de D.S. KORJINSKY [1955]. Les fluides responsables de la métasomatose apportaient avec eux la silice, le fer ferreux et le fer ferrique nécessaire à la formation de ces veines de skarns à partir de marbres à peu près purs. Tout ceci est très classique. Ce qui l'est moins c'est

que les grenats qui forment le cœur des veines sont essentiellement des grossulaires à faible teneur en andradite. Ceci s'explique bien entendu par la faible activité de Fe_2O_3 dans la phase fluide, résultant de la réduction partielle de celle-ci par le graphite. Mais, puisqu'il s'agit de veines discordantes formées aux dépens de marbres relativement purs, ceci suppose également une grande mobilité de l'alumine lors de la formation des skarns d'infiltration. Ce comportement de l'alumine dans les skarns de Salau s'oppose aux idées de D.S. KORJINSKY [1950] et prouve une fois de plus qu'il n'existe pas d'ordre de mobilité croissante de valeur universelle. Un apport d'alumine important a également été mis en évidence dans le gisement de skarns de Costabonne [G. GUI-TARD et P. LAFFITTE, 1960], où le grenat andradite qui constitue l'essentiel des skarns contient 27 % de constituant grossulaire.

Remarque sur la distinction entre 1^{er} et 2^e temps dans l'évolution des contacts de Salau.

Nous avons vu plus haut (2.a.2) qu'à une certaine distance des skarns se développent des zones de marbre blanc à diopside, grossulaire, etc. Nous avons attribué la formation de ces zones à des circulations de fluides chauds dans le « premier temps » de l'évolution des contacts de Salau. On pourrait également penser que les fluides qui ont formé les skarns, après avoir épuisé leur silice, fer, alumine, etc. par réaction avec les marbres, se sont rassemblés le long de cheminements privilégiés. Si ces fluides restaient oxydants à ce stade, ils pouvaient donner naissance aux zones de marbre blanc que l'on observe actuellement.

On voit que la distinction des temps 1 et 2, commode pour l'exposé, peut ne pas être entièrement fondée. Les roches que nous appelons ici du 1^{er} temps (stades 2 et 3) pourraient s'être formées le long du même système de chenaux que les skarns (dits ici du 2^e temps), simultanément, mais à une plus grande distance de la source des fluides. On serait alors simplement en présence d'une zonalité en grand, et les phénomènes ne paraîtraient successifs que parce que les zones de skarns se développaient progressivement aux dépens des zones simplement recristallisées.

b. 2. Skarnoïdes.

Ces roches sont constituées des mêmes minéraux très ferrifères que les divers skarns sombres qui viennent d'être décrits, clinopyroxène vert très sombre, grenat rouge foncé et épidote ferrifère, mais ces minéraux ne se présentent pas en zones ordonnées de

façon régulière comme dans les skarns sombres zonés. Ils se distribuent dans des lits assez irréguliers, qui souvent se ferment latéralement. Leur succession ne présente pas un ordre constant et il y a souvent des récurrences. D'une manière générale on est frappé par leur irrégularité. On observe fréquemment des passages latéraux à des roches différentes qui sont toujours des cornéennes calciques ou des marbres impurs avec lits de cornéennes calciques. Les limites entre ces deux types de roches sont généralement très discordantes mais pas toujours extrêmement nettes. On peut observer sur quelques centimètres un changement de couleur progressif du pyroxène ou du grenat. Les skarnoïdes se présentent alors comme des nuages plus sombres qui envahissent les cornéennes calciques claires. La texture des skarnoïdes ne se distingue parfois pas du tout de celle des cornéennes calciques qu'ils remplacent. On a souvent l'impression que sous l'influence de solutions un peu plus tardives, le pyroxène de la cornéenne à diopside s'est chargé en fer, mais sans véritable recristallisation du minéral.

Ces skarnoïdes sont étroitement liés aux skarns dont ils ne se distinguent que par la distribution des divers minéraux constitutifs. Ce sont simplement des skarns d'infiltration formés aux dépens de cornéennes calciques ou de marbres impurs, et dans lesquels la distribution du grenat et de l'épidote est un héritage et reflète la distribution de l'alumine dans la roche préexistante. C'est essentiellement ce qui les distingue des skarns dans lesquels la distribution des divers minéraux, pyroxène, grenat, épidote est entièrement déterminée par les apports métasomatiques. Les skarns bimétasomatiques sont un peu intermédiaires à cet égard entre les skarnoïdes et les skarns d'infiltration.

Il existe fréquemment dans les skarnoïdes une minéralisation en scheelite en assez grosses mouches le plus souvent très dispersées, très comparable à celle déjà signalée dans les skarns sombres eux-mêmes. La localisation de cette scheelite n'est pas quelconque. Nous avons déjà vu que dans les veines de skarns la scheelite ne se rencontrait que dans la zone à clinopyroxène, mais pas dans la zone à grenat. Il en est de même dans les skarnoïdes. La scheelite, lorsqu'on la rencontre, est presque toujours environnée de pyroxène, très rarement de grenat ou d'épidote. Cette règle n'est pas absolue, mais elle est extrêmement nette dans la plupart des échantillons étudiés. L'un d'entre eux, qui est composé de lits millimétriques régulièrement alternés de clinopyroxène et de grenat transformé secondairement en épidote) contient de la scheelite en petits grains dispersée de manière assez abondante dans les lits de clinopyroxène mais qui n'apparaît jamais dans les lits à grenat (ou épidote).

Nous aurons l'occasion de revenir sur cette loi qui se manifeste également (bien que sous une forme un peu différente) dans le 3^e temps de l'évolution des roches de Salau.

c) LES ROCHES DU TROISIÈME TEMPS

(Modifications deutériques et roches d'origine hydrothermale - R.O.H.)

Les phénomènes du troisième temps à Salau affectent pratiquement toutes les roches, mais à des degrés variables. Selon les cas, ils peuvent être considérés soit comme des phénomènes d'altération très partielle ne masquant pas le caractère primitif de la roche, soit comme des phénomènes générateurs de roches nouvelles avec associations minérales en équilibre et textures entièrement nouvelles. Tous les degrés de transformation entre ces deux extrêmes existent.

Les mêmes roches avec les mêmes paragenèses au départ peuvent évoluer de façons diverses avec production de paragenèses néoformées tout à fait différentes. Nous discuterons plus loin l'interprétation que l'on peut donner à cette observation. Provisoirement nous nous contenterons de décrire les phénomènes en classant les roches selon leur nature initiale, selon le type d'évolution qu'elles ont subi et selon l'intensité des transformations.

c. 1. Roches feldspathiques partiellement muscovitisées à plagioclase relativement calcique.

Dans cette première catégorie nous pouvons classer les roches dans lesquelles subsiste un plagioclase autre que l'albite. Ce type de transformation a été observé dans certaines granodiorites et quartz-diorites et plus rarement dans des cornéennes feldspathiques. Nous nous référons plus particulièrement dans la description aux roches granitiques (s. l.). Dans ces roches la séricitisation s'attaque essentiellement aux cœurs des cristaux de plagioclases qui sont intégralement transformés en muscovite en lamelles enchevêtrées, le plus souvent accompagnée d'un peu de clinozoisite. Les zones externes du feldspath sont conservées avec seulement une séricitisation faible et sporadique. Leur basicité peut aller jusqu'à An 40. La biotite est toujours altérée; exceptionnellement cette altération peut ne pas être totale, mais seulement à une distance de plusieurs mètres de zones minéralisées. En général dans toute la zone des

travaux miniers, la biotite a complètement disparu et elle est remplacée selon les cas par :

- chlorite + épidote
- chlorite + muscovite
- chlorite seule.

dans l'ordre des fréquences décroissantes. Les minéraux secondaires phylliteux contiennent toujours dans leurs clivages de petits minéraux titanifères, selon les cas, ilménite, leucoxènes, et/ou sphène. Le feldspath potassique peut selon les cas être conservé ou transformé en albite à macles en échiquier. (L'ancien état de feldspath potassique se manifestant par l'existence de myrmékite - rare d'ailleurs, ainsi que nous l'avons déjà noté - dans les plagioclases voisins).

Notons que cette transformation partielle, mais qui correspond quand même à la conversion totale à partir d'une certaine basicité du plagioclase en muscovite suppose probablement dans la plupart des cas (par exemple roche à biotite rare, sans feldspath potassique ou à feldspath potassique conservé), une métasomatose avec apport de potasse et départ de soude. Il est moins évident qu'il y ait un départ de calcium car on observe fréquemment le développement de petites plages de calcite secondaire.

c. 2. Roches feldspathiques partiellement muscovitisées à albite.

Lorsque la texture des roches affectées par cette transformation est encore reconnaissable, il s'agit manifestement de granodiorites ou de quartz-diorites. Dans ce cas le plagioclase est intégralement transformé en albite et muscovite. La biotite est intégralement transformée en muscovite dans tous les cas observés, avec développement de granules d'ilménite (avec minces couronnes de sphène) dans les clivages. Le feldspath potassique est conservé. On observe, comme dans le cas précédent, de petites plages de calcite secondaire. L'allanite en gros grains apparaît dans certaines variétés.

Certaines roches de cette famille sont parcourues par des veines très irrégulières à *tourmaline* jaune pâle (magnésienne) en fibres très fines qui se disposent en nuages ou en échelons, parfois accompagnées de quartz. Dans certains cas, ces veines sont accompagnées d'une minéralisation, pyrrhotine, chalcopyrite, et blende (avec parfois scheelite et/ou mispickel et accessoirement galène - bismuth natif). Autour de ces veines minéralisées on observe une recristallisation de la roche qui peut effacer entièrement la texture primitive. En particulier les fantômes bien reconnaissables de plagioclases disparaissent. L'albite (An — 5) recristallisé, limpide, à assez gros grain, selon les cas à macles discontinues ou à macles larges et régulières, présente souvent une tendance nette-

ment idiomorphe. On aboutit ainsi à une première variété de « roche d'origine hydrothermale » caractérisée pour la paragenèse.

- (I) quartz - carbonate - albite - muscovite - tourmaline.

Les proportions de ces différents minéraux sont très variables d'une lame à l'autre et il est à peu près certain qu'il s'agit de roches largement métasomatiques avec apports et départs de divers éléments dans des proportions variables.

c. 3. Roches d'origine hydrothermale à chlorite et albite.

Ces roches présentent une grande analogie avec celles que nous venons de décrire, mais la muscovite y est très rare et seulement en très petites inclusions dans le quartz. Le clinocllore en lames bien formées avec une nette tendance à se disposer en éventail est en revanche abondant. L'albite (An - 5) est fraîche en petits cristaux limpides, bien formés et bien maclés. La clinozoisite et l'allanite souvent en associations parallèles, ne sont que des accessoires comme le sphène et l'apatite. Les minéraux opaques (pyrrhotine, chalcopirite, et blende) constituent une sorte de réseau à mailles discontinues enserrant les gros grains de quartz et les petits grains d'albite. La scheelite abondante est assez régulièrement dispersée en petits grains octaédriques. Cette seconde variété de « roche d'origine hydrothermale » est donc caractérisée par la paragenèse

- (II) quartz - carbonate - albite - clinocllore.

c. 4. Roches feldspathiques partiellement muscovitisées et épidotisées, à albite.

En général, dans ces roches l'étude de la texture montre sans difficulté que le développement de la clinozoisite ou d'une épidote intermédiaire est plus tardif que celui de la muscovite, et lié à des circulations tardives qui se traduisent également par le développement d'un réseau de veinules à sulfures accompagnés souvent de la tourmaline fibreuse jaune pâle déjà signalée ci-dessus à propos de la première variété de R.O.H. (2. c.2), et parfois d'apatite très abondante. Au voisinage de ces veinules, la muscovite tend souvent à disparaître complètement et à être entièrement remplacée par la clinozoisite. Lorsque le réseau de veinules s'étend à toute la roche, on aboutit à des variétés de « roches d'origine hydrothermale » dans lesquelles la clinozoisite largement cristallisée et idiomorphe joue un rôle important alors

que la muscovite devient peu abondante ou disparaît. Nous avons observé les paragenèses :

- (III) quartz - carbonate - albite - clinozoisite - muscovite - apatite.

et (IV) quartz - carbonate - albite - clinozoisite - chlorite - tourmaline - apatite.

La chlorite qui accompagne cette paragenèse (IV) est une prochlorite et son développement reste local.

La minéralisation qui apparaît dans ce type de R.O.H. comprend pyrrhotine, chalcopirite et blende avec parfois mispickel. La scheelite est absente des échantillons étudiés. On n'a pas observé de développement d'allanite en liaison avec cette épidotisation.

c. 5. Roches primitivement feldspathiques épidotisées, sans muscovite ni albite.

Cette transformation conduit à des associations à quartz calcite et épidote. Elle s'accompagne presque toujours, lorsque le matériau de départ était feldspathique, du développement d'allanite en grains dispersés. Cette transformation se produit en milieu calcique, dans les zones feldspathiques des skarnoïdes ou dans les roches feldspathiques muscovitisées ou non, au contact des skarns. Le même phénomène métasomatique est peut-être à l'origine de la zone à épidote des skarns bimétasomatiques, mais il peut s'agir tout aussi bien dans ce cas d'une zone à épidote individualisée dès le 2^e temps, comme nous l'avons supposé ci-dessus (2.b.1).

Un point intéressant à noter est le développement très fréquent en relation avec toute épidotisation d'une biotite néoformée, brun pâle à contours souvent amiboïdes, le plus souvent en petits cristaux très dispersés (1). Le développement de cette biotite paraît indiquer que ce phénomène d'épidotisation métasomatique s'est produit à température relativement élevée, et que la potasse jouait probablement à ce stade le rôle d'un constituant inerte.

c. 6. Modifications hydrothermales des cornéennes calciques, skarns, et skarnoïdes, avec développement d'épidote et actinote.

Ces modifications sont plus simples que celles qui affectent les roches feldspathiques. Ainsi le grenat

(1) Cette biotite présente un « mottling effect » très caractéristique et ne peut être confondue avec le stilpnomélané signalé plus loin.

TABLEAU 2

Analyses des amphiboles du 3^e temps à la microsonde (échantillon n° 56).

(L'analyse du grenat (2^e temps) du même échantillon a été donnée plus haut (analyse 3))

Type de présentation des résultats	numéro d'analyse	7	8
En poids d'oxydes pour cent	SiO ₂	39,4	n.d.
	Al ₂ O ₃	8,9	1,2
	FeO	31,5	31,5
	MgO	2,2	n.d.
	CaO	11,1	11,5
	K ₂ O	0,6	n.d.
	Na ₂ O	< 1,3	n.d.
Calculés		(base Si + Al + Fe + Mg = 1300)	(base Ca = 200)
	Si	647	
	Al	171	23
	Fe	429	425
	Mg	53	
	Ca	195	200
	K Na	13 43 > > 13 ⁽¹⁾	
Interprétés ⁽²⁾	Z { Si Al ^{IV}	a b	c d e
		647 647 153 153	777 777 788,5 23 23 11,5
	Y + X { Al ^{VI} Fe ⁺³ Fe ⁺² Mg	18 18	11,5
		89 119	23
		340 310	425 402 425
W { Ca (Na, K)	195 195	200 200 200	
	5 5		
A (Na, K)	51 21	23	
En molécules théorique pour cent ⁽³⁾	1 ^{er} ensemble { St Ed'' Ts Tr	5 5	—
		23 8	11,5
		53,5 68,5	— 11,5 5,75
		18,5 18,5	88,5 88,5 94,25
	2 ^e me ensemble { St Ed Pa Ts Tr	5 5	— — —
		— —	23 — —
		46 16	— — —
		30,5 60,5	— 11,5 5,75
		18,5 18,5	77 88,5 94,25

(1) En général dans les analyses d'amphiboles Na > K.

(2) Chaque interprétation correspond à l'extremum possible (compte tenu des analyses) d'un mode de substitution.

(3) St = (Na, K)₂ Ca (Fe⁺², Mg)₅ Si₈O₂₃ ;

Ed'' = (Na, K)₂ Ca₂ (Fe⁺², Mg)₅ Al₂^{IV} Si₆O₂₃ ;

Ed = (Na, K) Ca₂ (Fe⁺², Mg)₅ Al^{IV} Si₇O₂₃ ;

Pa = (Na, K) Ca₂ (Fe⁺², Mg)₄ (Fe⁺³, Al^{VI}) Al₂^{IV} Si₆O₂₃ ;

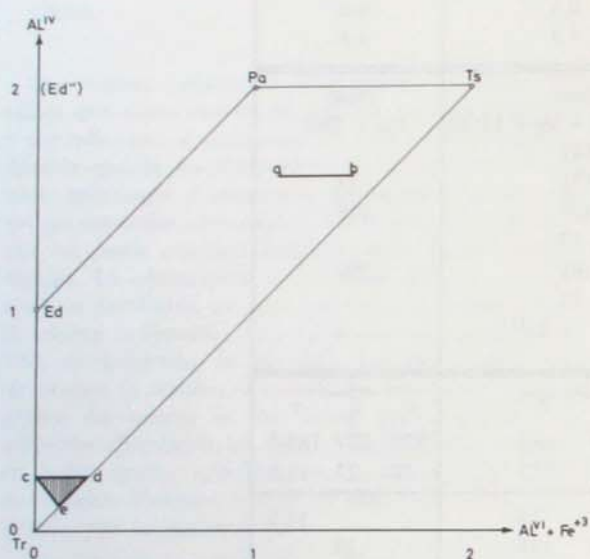
TS = Ca₂ (Fe⁺², Mg)₃ (Fe⁺³, Al^{VI})₂ Al₂^{IV} Si₆O₂₃ ;

Tr = Ca₂ (Fe⁺², Mg)₅ Si₆O₂₃ .

et l'idocrase s'altèrent en épidote le plus souvent assez ferrifère et/ou en quartz et calcite, soit le long de veinules soit dans leur ensemble.

L'hédenbergite, loin des minéraux alumineux (grenat ou épidote), s'altère en une amphibole fibreuse pratiquement incolore en lame mince, et en quartz, souvent également avec développement de carbonate. Une analyse partielle de cette amphibole effectuée à la microsonde montre qu'il s'agit d'une actinote extrêmement ferrifère (tableau 2 - analyse n° 8 et figure 1 - domaine cde).

FIG. 1. — Position des amphiboles du 3^e temps sur le diagramme de A.F. HALLIMOND [1943].



N.-B. Les compositions a et b sont projetées sur le plan de figure à partir du point représentatif de la composition St.

Au voisinage des minéraux alumineux (1) cette ferro-actinote passe à une amphibole d'un vert intense qui présente d'ailleurs la même texture fibreuse que l'actinote elle-même. L'angle d'axes de cette amphibole vert foncé est assez petit ($2V_x \sim 60^\circ$ à 40°). Ces propriétés optiques sont comparables à celles des hornblendes les plus ferrifères et des hastingsites. Une analyse de cette amphibole à la microsonde montre qu'il s'agit effectivement d'une hornblende extrêmement ferrifère (tableau 2 analyse n° 7 et figure 1 domaine ab). Cette analyse se rapproche des ferrohastingsites par sa teneur en alumine et sa teneur en fer ($100 \text{ Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}^{+2}$

(1) Le grenat autour duquel se développe cette hornblende très particulière dans l'échantillon étudié à la microsonde, est un grossulaire qui a lui-même été analysé (tableau 1, analyse n° 3).

$+ \text{Fe}^{+3}) = 11,0$, que l'on pourra comparer avec le même paramètre pour les analyses données par W.A. DEER et al. [1963]), mais s'en éloigne par une teneur en alcalins nettement plus faible.

Au sujet de cette amphibole, il convient de faire deux remarques d'une portée assez générale :

1° Cette hornblende très particulière se développe dans un faciès qui, à tous autres égards, est typiquement le faciès des schistes verts de P. ESKOLA (On verra en particulier qu'elle est étroitement associée au stilpnomélane avec lequel elle paraît être en équilibre). A notre avis, la présence de cette hornblende ne doit pas remettre en cause l'attribution au faciès des schistes verts. Il s'agit en effet d'une roche de composition extraordinaire (par sa richesse en fer) donnant naissance à une hornblende de composition extrêmement spéciale. Ceci n'implique pas que la hornblende commune soit stable, et nous allons voir qu'il y a même de bonnes raisons de penser le contraire.

2° Dans le même échantillon où nous avons analysé les amphiboles précédentes, nous avons testé sommairement la composition de plusieurs amphiboles de couleur vert intense, comparables à la hornblende que nous venons de décrire, mais situées plus loin des minéraux alumineux, en îlots au milieu de la ferro-actinote. La microsonde nous a permis de constater que sur le même grain, si les teneurs en fer et en calcium paraissent comparables d'un point à un autre, les teneurs en alumine sont très variables mais tantôt du même ordre que celles de la hornblende ci-dessus, tantôt du même ordre que celles de la ferro-actinote, à l'exclusion de toutes teneurs intermédiaires. Nous pensons donc que les deux amphiboles dont les compositions sont schématisées sur la figure 1 sont sensiblement en équilibre et séparées par un large domaine d'immiscibilité couvrant la plupart des compositions des hornblendes banales. Peut-être s'agit-il d'un élargissement vers les basses températures du domaine d'immiscibilité entre actinote et hornblende mis en évidence par F. SHIDO [1958].

Exceptionnellement, dans l'un seulement des échantillons étudiés (1), un minéral phylliteux vert assez pâle à brun pâle, en grandes lamelles sans orientation et à extinction absolument franche et par conséquent différente de l'extinction « mottled » des biotites, vient s'associer à cette hornblende vert intense. Ce minéral a été identifié au microscope comme *stilpnomélane* (ferro-stilpnomélane probablement). Malgré la petitesse et la faible abondance du minéral, on a pu prélever à l'aide d'un appareil mis au point par G. MACHAIRAS [1967], une quantité suffisante pour établir un diagramme de poudre. Ce diagramme com-

(1) Echantillon n° 56.

porte les raies correspondant aux espacements réticulaires suivants :

12,1 / 9,8 / 4,46 / 4,04 / 3,30 / 3,01 / 2,83 / 2,71

Parmi ces raies seule 9,8 n'appartient pas au stilpnomélane. Elle est d'ailleurs extrêmement faible. Peut-être le stilpnomélane est-il accompagné dans le prélèvement d'un peu de mica ($c = 10 \text{ \AA}$) d'ailleurs très peu abondant. Les autres raies correspondent aux raies N° 2, 5, 7, 9, 10, 11, 12 de J.W. GRUNER [1937]. Les intensités des raies ne correspondent pas à celles indiquées par cet auteur; en particulier la raie 12,1 est faible et la raie la plus forte est 4,46. Cependant les trois réflexions basales 001 (n° 2) 003 (n° 7) et 004 (n° 10) sont très nettes. Une série de plans réticulaires espacés de 12,1 Å joue donc un rôle essentiel dans la structure de ce minéral. Ces éléments joints aux caractères observés sous le microscope nous paraissent suffisants pour identifier le minéral comme stilpnomélane.

L'association hornblende très ferrifère - stilpnomélane, apparemment en équilibre, est exceptionnelle et mérite d'être notée. La présence même du stilpnomélane n'a rien de bien remarquable et ce minéral a déjà été décrit dans divers gîtes de skarns.

Dans les roches les plus transformées en quartz-calcite-épidote-actinote, et à épidote dominante, il n'est pas rare de rencontrer la même biotite brun pâle que nous avons signalée ci-dessus à propos des phénomènes d'épidotisation totale de feldspath. Notons qu'en outre ici il n'est pas rare que son apparition s'accompagne de celle de microcline quadrillé néoformé.

La transformation des cornéennes calciques, skarns et skarnoïdes en roches essentiellement constituées de quartz, calcite, épidote et actinote, s'accompagne souvent du développement d'une minéralisation en sulfures et en scheelite. Cependant dans un cas il a été possible de montrer que ce développement de la minéralisation en sulfures en réseau de veinules et en scheelite disséminée se produit à un stade plus tardif que l'altération elle-même. On constate en effet un remaniement et une recristallisation très poussée de la paragenèse à actinote-épidote au voisinage des veinules minéralisées. En particulier l'épidote recristallise en gros grains idiomorphes et devient plus ferrifère que dans le reste de la roche. En outre la proportion d'actinote diminue et la proportion d'épidote dans la roche augmente, ce qui laisse supposer un développement métasomatique d'épidote à ce stade, analogue à celui déjà noté dans les roches feldspathiques. Le microcline quadrillé paraît encore susceptible de se développer à ce stade tardif et la biotite brun pâle n'est pas détruite. La minéralisation associée est essentiellement la même que dans les roches feldspathiques (pyrrhotine, chalcopryrite, blen-

de). La scheelite accompagne presque toujours cette minéralisation en sulfures.

Dans les cas où la transformation est assez poussée, on aboutit à des « roches d'origine hydrothermale ». Nous signalerons trois paragenèses :

(V) quartz - calcite - clinozoisite - actinote.

(VI) quartz - calcite - clinozoisite - actinote - clinocllore.

(VII) quartz - calcite - épidote - actinote - microcline.

Les veinules minéralisées dans les roches de ce groupe ne sont qu'exceptionnellement accompagnées d'un peu de *tourmaline* jaune analogue à celle que l'on rencontre dans les roches feldspathiques. Ce minéral n'a pas été observé dans les R.O.H. de ce groupe.

c. 7. Altérations en prehnite ou en quartz et calcite au voisinage de veinules.

Ces altérations sont très fréquentes. L'altération en prehnite n'affecte que les cornéennes calciques. On observe alors le remplacement du grenat, de l'idocrase ou de la clinozoisite secondaire, ou l'envahissement d'espaces interstitiels entre les clinopyroxènes par la prehnite en grands cristaux qui peuvent englober tous les autres minéraux. Ce développement de prehnite, bien que lié à un système de veinules, peut s'étendre latéralement sur plusieurs centimètres dans les lits alumineux.

L'altération en quartz et calcite est limitée à un réseau de veinules. Elle affecte indifféremment tous les minéraux primaires ou secondaires des roches calciques, cornéennes, skarns et skarnoïdes et roches hydrothermalement modifiées.

Ces phénomènes d'altération en prehnite et/ou en calcite et quartz sont des phénomènes très tardifs, postérieurs à la minéralisation et sans relation avec celle-ci.

c. 8. Les trois stades de l'évolution tardive des roches de Salau.

En résumant et en schématisant, on peut distinguer trois stades dans l'évolution tardive des roches de Salau.

1^{er} stade :

— séricitisation (avec développement simultané d'albite) des roches feldspathiques loin de toute influence du milieu calcique.

— épidotisation et développement d'actinote dans les roches calciques (cornéennes calciques, skarns et skarnoïdes), épidotisation des roches feldspathiques au voisinage des roches calciques.

2° stade :

minéralisation en pyrrhotine, chalcopryrite, blende et éventuellement scheelite accompagnée d'une recristallisation métasomatique conduisant :

- dans les roches à muscovite - albite à une paragenèse nouvelle essentiellement à quartz-calcite-épidote-albite.
- dans les roches à actinote-épidote à une paragenèse nouvelle essentiellement à quartz-calcite-épidote, avec actinote subordonnée.

3° stade :

le long de systèmes de veinules, développement de prehnite à partir des minéraux alumineux des cornéennes calciques et de quartz et calcite à partir de tous les minéraux primaires ou secondaires des roches calciques.

Remarquons que dans toutes ces transformations les métasomatoses jouent un rôle essentiel, comme dans la skarnification elle-même. C'est évident lorsque ces transformations conduisent par exemple à partir de roches granitiques à des roches essentiellement constituées de séricite et quartz ou d'épidote et quartz (1^{er} stade) et à des R.O.H. essentiellement constituées de quartz et calcite (2^e stade). Ces transformations conduisent d'ailleurs souvent comme c'est la règle générale dans les phénomènes métasomatiques à des paragenèses simplifiées. C'est le cas par exemple dans les R.O.H. La plupart du temps cette simplification n'est pas complète. Certains minéraux persistent bien que leur proportion ait fortement diminué. Il est probable que la durée des phénomènes métasomatiques n'a pas été suffisante pour que les réactions de passages en solution soient complètes. En tous cas la tendance reste nette. Ainsi les roches alumineuses évoluent vers l'une des paragenèses simplifiées suivantes :

I - quartz - carbonate - albite - muscovite.

II - quartz - carbonate - albite - clinocllore.

III - IV - quartz - carbonate - albite - clinozoïsite.

Et les roches calciques vers :

V - VI - VII - quartz - calcite - clinozoïsite.

qui est d'ailleurs simplement une variante de la précédente dans un milieu dépourvu de soude.

Le quartz et la calcite sont largement apportés en solution. La seule conclusion que l'on puisse tirer de la comparaison de ces paragenèses est que l'alumine

et probablement la soude sont parmi les constituants les moins mobiles à ce stade. D'autres constituants paraissent à peu près inertes. Ce sont en particulier le titane et les terres rares. Le premier persiste à tous les stades de la transformation sous forme de sphène dispersé ; quant aux secondes, alors qu'elles sont normalement camouflées dans les feldspaths, elles s'individualisent sous forme d'allanite lors de la transformation de ces feldspaths en épidote.

D'autres constituants normalement peu abondants sont au contraire largement apportés en solution : c'est le cas du bore dans la tourmaline et du phosphore dans l'apatite.

La minéralisation du troisième temps est un autre aspect de ces phénomènes métasomatiques.

3. — MÉTALLOGÉNIE

Ce chapitre résume les renseignements que nous possédons actuellement sur la minéralisation de Salau. L'étude en section polie est due à MM. P. PICOT et G. MACHAIRAS.

a) MINÉRALOGIE DU MINÉRAI PRIMAIRE

La minéralisation primaire comprend essentiellement, comme nous l'avons déjà vu, de la scheelite et de la pyrrhotine abondante accompagnée en moindre proportion de chalcopryrite et de blende. Les autres minéraux opaques ont un caractère plus ou moins accidentel. Ce sont : molybdenite - magnétite - mispickel - pyrite - galène - bismuth natif - bismuthinite et or natif.

Signalons en outre que la chalcopryrite présente fréquemment des exsolutions de valériite, et plus rarement de cubanite.

Ce type de minéralisation est tout à fait banal dans une certaine catégorie de gisements de skarns et ne pose pas de problèmes particuliers.

b) EXISTENCE DE DEUX TYPES DE MINÉRAI-TENEURS

On peut distinguer :

1°) Une minéralisation en scheelite très dispersée dans les skarns et les skarnoïdes, liée au 2^e temps

de l'évolution des roches de Salau et non accompagnée de sulfures. La gangue est essentiellement formée de clinopyroxène. Les teneurs du minerai de ce type (skarns et skarnoïdes peu modifiés dans le 3^e temps) restent faibles, de l'ordre de 0,20 à 0,25 % WO_3 dans le tout venant [J. GRASSAUD et P. SOLETY, 1966].

2°) Une minéralisation en scheelite avec des teneurs très variables d'un point à un autre, mais avec souvent des zones très riches (particulièrement dans les R.O.H.), liée aux sulfures du 3^e temps de l'évolution des roches de Salau (pyrrhotine principalement). La gangue est essentiellement formée de quartz et calcite. Les teneurs de ce type de minerai sont beaucoup plus intéressantes que celles du type précédent (1) : dans le tout venant 1,6 à 2 % de WO_3 en moyenne avec un maximum de 3,5 % dans les zones les plus riches. Les blocs les plus riches peuvent atteindre jusqu'à 12,85 % WO_3 . Le même minerai contient dans le tout venant :

- en moyenne 0,15 à 0,20 % de cuivre avec un maximum de 0,40 %.
- en moyenne 5 à 6 % de soufre avec un maximum de 10 % ce qui correspond environ à 18 à 22 % de pyrrhotine Fe S avec un maximum de 36 %. Il contient enfin environ 100 g/t de bismuth, 11 à 22 g/t d'argent et 0 à 3 g/t d'or [C. GUIRAUDIE et al. (1964) ; J. GRASSAUD et P. SOLETY (1966)].

c) CONTROLES DE LA RÉPARTITION DE LA MINÉRALISATION EN SCHEELITE

Nous avons déjà noté à plusieurs reprises que la distribution de la minéralisation en scheelite liée au troisième temps était très irrégulière. Nous avons vu qu'elle est généralement très riche sur quelques centimètres en bordure des zones affectées par les modifications du troisième temps, au contact des marbres. Nous avons signalé également qu'il existe des roches du troisième temps minéralisées en sulfures (pyrrhotine principalement) dans lesquelles la scheelite n'apparaît pas. C. GUIRAUDIE et al [1964] ont noté que dans ces zones la pyrrhotine est plus brillante et paraît à grain plus gros que dans les zones minéralisées. Les observations au microscope n'ont pas indiqué de différence notable entre ces R.O.H. non minéralisées et les R.O.H. minéralisées. Le seul point intéressant à préciser à cet égard est que les R.O.H.

(1) K.D. PHAN [1967] insiste sur le fait que, d'une manière très générale, dans les gisements de skarns les plus intéressants par leur teneur en scheelite, cette minéralisation est essentiellement associée à une phase hydrothermale postérieure à la formation des skarns eux-mêmes.

et veines du 3^e temps minéralisées en sulfures mais dépourvus de scheelite se sont dans tous les cas étudiés formées aux dépens de roches feldspathiques. Nous retrouvons ici une *tendance sélective de la minéralisation en scheelite* déjà observée dans les skarns et skarnoïdes, dans lesquels la scheelite apparaît seulement dans les parties à pyroxène, à l'exclusion des parties à grenat. Cette sélectivité est probablement liée à la composition des solutions percolantes. Dans les roches du troisième temps la sélectivité est moins nette que dans les cas de skarns peut-être parce que ces roches portent autant de marques du chimisme des solutions percolantes que de la composition préexistante. Dans ces conditions on peut penser que la différence d'aspect de la pyrrhotine entre les parties minéralisées en scheelite et les parties non minéralisées correspond non pas à deux stades dans le développement de la pyrrhotine mais à des différences locales de la composition de ces solutions liées à leur percolation à travers les terrains. On sait que de telles différences peuvent avoir, par l'intermédiaire des énergies libres de surface, une influence considérable sur le mode de cristallisation.

Dans les marbres la présence de scheelite est tout à fait exceptionnelle. Je ne l'ai rencontrée que dans un échantillon de marbre rubané, dans lequel elle n'apparaît que dans un mince ruban concordant de 3 mm d'épaisseur constitué de pyrrhotine enserrant des grains de clinozoisite et de scheelite accompagnés d'un peu de chlorite et de tourmaline incolore. Ce lit renferme de gros ovoïdes dispersés de quartz et de calcite extrêmement déformés. On peut donc penser qu'il s'agit d'une veine minéralisée mise en place dans une surface de rupture et de cisaillement concordante avec le rubanement.

d) PREMIÈRES INDICATIONS SUR LA CHRONOLOGIE DES PHÉNOMÈNES DE MINÉRALISATION

Selon M. G. MACHAIRAS, dans le développement de la minéralisation liée au troisième temps de l'évolution des roches de Salau, on peut distinguer trois stades successifs (1) :

1°) La scheelite, la molybdenite et la magnétite auraient commencé à se déposer avant le reste de la minéralisation.

2°) La pyrite et le mispickel seraient un peu antérieurs à l'essentiel de la minéralisation sulfurée.

(1) Notons que cette succession concerne plus que le dépôt même du minerai, la dernière recristallisation qui peut l'avoir affecté.

3°) L'essentiel de la minéralisation sulfurée comprenant pyrrhotine, chalcopryrite et blende correspondrait à un stade moyen.

4°) La galène, le bismuth natif, la bismuthinite et l'or natif (associé au bismuth dans le seul échantillon où il ait été observé autrement qu'en inclusions extrêmement rares) seraient sensiblement plus tardifs.

Rappelons à ce sujet que le mispickel n'a été observé que dans des roches modifiées du groupe feldspathique.

On n'a pas observé de minéraux d'argent, mais l'analyse spectrographique des sulfures, chalcopryrite, pyrrhotine et blende sur 3 échantillons a indiqué des teneurs de l'ordre de 40 g/t.

Enfin, il convient de distinguer un stade nettement plus tardif - terminal pourrait-on dire - probablement lié à l'altération météorique de surface, dans lequel on observe la destruction de la pyrrhotine et son remplacement au voisinage de certaines veinules par des bourgeons de melnikovite-pyrite. Le développement de la marcasite et a fortiori celui de la goethite seraient à rapporter au même stade terminal. Ce stade est peu développé, d'intérêt très limité et n'est mentionné ici que pour mémoire.

e) CARACTÈRES DES FLUIDES MINÉRALISANTS

Les indications que nous pouvons apporter sur ce sujet après une étude rapide comme celle-ci sont naturellement très limitées. Nous pouvons cependant noter trois points qui présentent un certain intérêt.

1°) Alors que dans le 2^e temps le fer se trouve essentiellement sous forme oxydée dans les silicates, dans le 3^e temps, il se présente essentiellement sous forme de sulfure FeS. Intuitivement, on pourrait penser que cette constatation implique une plus grande concentration du soufre dans les solutions minéralisantes du troisième temps que dans celle du second. Cependant l'examen des données rassemblées par H.D. HOLLAND [1965] montre que cette interprétation n'est pas nécessairement exacte. Nous pouvons estimer la température des fluides de l'ordre de 600° C pour le deuxième temps (faciès amphibolite,

(1) La limite supérieure est faible (4 atmosphères) parce que le silicate qui intervient dans les calculs de H.D. HOLLAND est la fayalite. Elle serait certainement nettement plus élevée si l'on pouvait faire le calcul avec l'hédenbergite. Il est regrettable que les données thermodynamiques sur ce minéral manquent.

(2) Faute d'indications qui puissent se déduire de la minéralogie ou de la pétrographie des roches de Salau, nous adoptons pour la variation de H₂O au cours de l'évolution du fluide à température décroissante les valeurs proposées par H.D. HOLLAND.

voisinage du granite magmatique) et de 500° C pour le troisième temps (faciès des schistes verts avec biotite). Dans ces conditions, un fluide dans lequel la fugacité totale du soufre compté sous forme H₂S est comprise entre environ 2 et 4 atmosphères (1) peut d'après les diagrammes de H.D. HOLLAND [1965] (2) donner naissance à des silicates type hédenbergite à 600° C et à de la pyrrhotine à 500°, pourvu que les conditions soient suffisamment réductrices, comme c'est le cas dans les marbres graphiteux de Salau. Les fluides minéralisants étant libérés au cours de la consolidation progressive d'un magma granitique qui cristallise comme un eutectique - c'est-à-dire sans évolution de la composition des phases en présence - l'hypothèse d'une composition relativement constante (3) de ces fluides au cours du temps, en particulier en ce qui concerne la teneur totale en soufre (du moins tant que l'on ne franchit pas la zone de précipitation des sulfures) nous paraît la plus simple et la plus acceptable en première approximation. S'il en est ainsi, nous devons admettre, également en première approximation, que la fugacité totale du soufre dans les fluides minéralisants compté sous forme H₂S était à Salau de l'ordre de 3 atmosphères (Dans le cas particulier de Salau, le soufre était d'ailleurs certainement presque entièrement sous forme H₂S dans ces fluides).

2°) Dans le troisième temps, on peut penser qu'à un certain stade (relativement précoce), ou en certains points de la zone minéralisée l'association pyrite-pyrrhotine a été stable. Lorsque ces deux minéraux sont en équilibre dans le système Fe-S, la fugacité du soufre (f_{S_2}) est fonction seulement de la température. Si nous admettons pour le 3^e temps de Salau une température de l'ordre de 500° C (ou ~ 800° K), l'association précédente était stable sous une fugacité du soufre $f_{S_2} \sim 10^{-4}$ atmosphères. Cette valeur est compatible avec l'existence de la blende, de la galène et du rutile dans la paragenèse, mais incompatible à cette température avec l'existence du bismuth natif.

L'association bismuth - bismuthinite en présence de pyrrhotine, qui paraît caractériser un stade plus tardif dans l'évolution des paragenèses du troisième temps (4), ne peut être stable qu'au-dessus d'une température voisine de 650° K (-380° C), ce qui suppose d'ailleurs une séparation du bismuth à

(3) D'après la loi des gaz parfaits, la composition et le volume étant donnée $f_1/f_2 = T_1/T_2$, T désignant la température absolue. Il en résulte que lorsqu'on passe de 600° à qui est 500° C, la fugacité diminue de $(873-773)/873 \sim 1/9$ de sa valeur, ce qui est négligeable ici.

(4) Bismuth natif et bismuthinite se rencontrent toujours associés. Ils cimentent les cristaux brisés de quartz, de blende et de pyrrhotine [G. MACHAIRAS]. La coexistence avec la pyrrhotine n'implique pas nécessairement la stabilité de l'association, mais elle la suggère.

l'état liquide. Le développement de cette paragenèse n'est possible que sous une fugacité de S_2 relativement faible et dans ces conditions la pyrite n'est pas stable (figure 2).

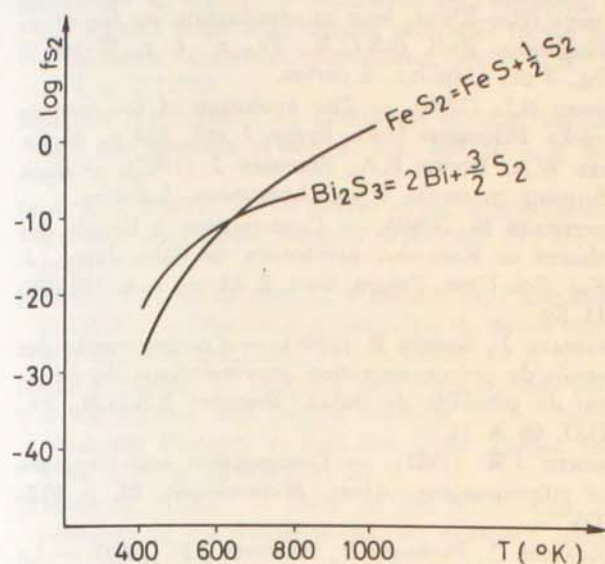


FIG. 2.

Cette conclusion est susceptible de plusieurs interprétations :

— Elle peut signifier une variation de la composition des fluides minéralisants dans le temps, entraînant le dépôt de paragenèses successives selon la conception classique. Si l'on adopte cette interprétation, on peut considérer que cette conclusion d'ordre physico-chimique confirme en partie la succession établie au microscope à partir de critères morphologiques.

— Elle peut aussi signifier qu'à un instant donné, la composition des solutions minéralisantes était variable d'un point à un autre. Il est possible de préciser cette seconde interprétation de la façon suivante :

Si nous acceptons pour l'ensemble du domaine minéralisé la valeur de la fugacité totale du soufre trouvée ci-dessus (3 atmosphères ou $\log f_{S_2} = 0,5$ environ), l'association pyrrotine - pyrite est stable dans des conditions ($f_{O_2} \sim 10^{-20}$ atmosphères) plus oxydantes que l'association bismuth - bismuthinite ($f_{O_2} \sim 10^{-25}$ atmosphères). Il existait donc des gradients de pression partielle d'oxygène. On peut rapprocher cette conclusion de ce que nous avons dit plus haut à propos des skarns (2.b.1) sur le caractère réducteur des marbres à graphite et le caractère fortement oxydant des fluides d'origine magmatique au voisinage de leur source. Puisque nous avons admis que les fluides minéralisants étaient essentiellement les mêmes que dans le deuxième temps -

avec simplement un refroidissement dû probablement à l'éloignement croissant de la source magmatique à mesure que la cristallisation du granite progressait des bordures vers le cœur de l'intrusion -, il est tout naturel d'admettre qu'ils avaient au départ de leur source le même caractère oxydant. Dans cette hypothèse les zones où l'on rencontre la pyrite - et a fortiori celle où apparaît la magnétite - représenteraient simplement des régions situées plus près de la source, le long du trajet des fluides minéralisants [cf. S. Yur, 1966].

3°) Comme il est fréquent dans les skarns, le bore a joué un rôle important dans les fluides minéralisants comme en témoigne le dépôt de tourmaline en liaison avec la minéralisation. Le rôle du bore est moins spectaculaire que dans certains gisements puisqu'on ne connaît pas de borates comme la ludwigite, etc... Mais ceci est dû seulement à l'absence des dolomies dans les contacts de Salau. Le développement de tourmaline dans le minerai et les roches siliceuses d'origine hydrothermale peut indiquer une fugacité de B_2O_3 comparable sinon plus élevée dans le cas de Salau.

CONCLUSION

Nous possédions au départ un ensemble d'observations complexes et difficiles à débrouiller du fait de l'enchevêtrement et de la superposition des phénomènes dans presque tous les échantillons. Nous nous sommes essentiellement efforcés de classer les faits, de les replacer dans un cadre chronologique et d'estimer dans une certaine mesure les conditions physico-chimiques de formation. Ce dernier point mériterait d'ailleurs une étude beaucoup plus détaillée, qu'il n'est pas possible d'entreprendre dans le cadre d'une description sommaire comme celle-ci.

Il n'est pas possible de réduire cette étude à quelques idées générales. Il s'agit d'un ensemble de faits dont certains sont relativement originaux et significatifs à divers points de vue théoriques, mais qui ne constituent pas un ensemble cohérent convergent vers la formulation d'une idée générale. Nous nous contenterons donc ici d'indiquer les diverses observations intéressantes recueillies au cours de cette étude :

1°) Le métamorphisme intense n'est pas progressif mais se développe dans certains niveaux concordants dans les calcaires, probablement en relation avec des circulations de fluides chauds.

2°) Les veines de skarns sombres présentent un métamorphisme de contact chaud.

3°) Les phénomènes de métamorphisme 1° et 2° ci-dessus s'accompagnent d'une disparition complète du graphite des marbres, oxydé par les fluides chauds d'origine magmatique.

4°) Le grenat des skarns est un grossulaire, ce qui indique une grande mobilité de l'alumine lors de leur formation.

5°) La scheelite dans les skarns se développe sélectivement dans des environnements exclusivement pyroxéniques.

6°) L'essentiel de la minéralisation en scheelite est postérieur à la formation des skarns et lié à une phase hydrothermale chaude subséquente (ce point est le plus intéressant du point de vue minier).

7°) Cette phase hydrothermale, de caractère largement metasomatique arrive à produire de véritables « roches d'origine hydrothermale » constituées essentiellement de quartz et de calcite accompagnés selon les cas d'albite, de muscovite et de chlorite ou de clinozoisite et d'actinote.

8°) Lorsque la R.O.H. se trouve en contact direct avec le marbre, la teneur en scheelite dans la R.O.H. s'accroît souvent très progressivement sur 20 à 50 centimètres lorsqu'on se rapproche du marbre. Elle est très élevée sur quelques centimètres au contact même de celui-ci, qui, lui-même, n'est jamais minéralisé.

9°) A la ferro-actinote qui se produit dans cette phase hydrothermale à partir des skarns à hedenbergite, vient s'associer autour des minéraux aluminés, une hornblende très ferrifère. Un large domaine d'immiscibilité paraît exister entre ces deux amphiboles. Le stilpnomélane s'associe parfois à la hornblende très ferrifère.

10°) L'allanite se développe avec une certaine abondance au cours de l'épidotisation des roches feldspathiques.

11°) La minéralisation qui accompagne cette phase hydrothermale s'est déposée dans des conditions variables dans le temps et/ou dans l'espace, particulièrement en ce qui concerne f_{S_2} : les associations pyrite - pyrrhotine d'une part et bismuth - bismuthinite d'autre part, ne peuvent coexister de façon stable à des températures de l'ordre de 500° C (Température estimée d'après la stabilité de la biotite dans la phase hydrothermale).

12°) La phase hydrothermale est accompagnée d'un développement remarquable de tourmaline et d'apatite. La présence de tourmaline en particulier témoigne d'une fugacité particulièrement élevée de B_2O_3 au cours de ce stade hydrothermal chaud.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- BOULADON J., BURNOL L., PICOT P., SAINFELD P. (1964). — Les skarns métallifères de Framont-Grandfontaine (Bas-Rhin), leur minéralisation en fer et en tungstène. *Bull. B.R.G.M., Fr.*, n° 4, p. 55-109, 5 fig., 3 pl., 1 dpl.h.t., 3 cartes.
- BOWEN N.L. (1928). — The evolution of the igneous rocks. Princeton Univ. Press, 1 vol., 334 p., 82 fig.
- DEER W.A., HOWIE R.A., ZUSSMAN J. (1962). — Rock forming minerals. 5 vol. Longmans. Londres.
- FONTEILLES M. (1962). — Contribution à l'étude des skarns de Kamioka, préfecture de Gifu, Japon. *J. Fac. Sci. Univ. Tokyo, Sect. 2*, 14, n° 1, p. 153-227, 11 fig.
- GRASSAUD J., SOLETY P. (1966). — Compte-rendu des essais de préconcentration gravimétrique du minerai de scheelite de Salau. *Rapport B.R.G.M., Fr.*, D.O. 66 A 11.
- GRUNER J.W. (1937). — Composition and structure of stilpnomelane. *Amer. Mineralogist*, 22, p. 912-925.
- GUIRAUDIE C., PASSAQUI B., PROUHET J.P. (1964). — Le gisement de tungstène (scheelite) de Salau (Ariège). *Rapport B.R.G.M., Fr.*, D.R.M.M. 64 A₂.
- GUITARD G., LAFFITE P. (1960). — Les calcaires métamorphiques et les skarns du pic de Costabonne (Pyrénées-Orientales). *Sci. Terre, Fr.*, 6 (1958), n° 1-2, p. 57-137, 12 fig., 6 pl., 4 pl.h.t., 1 carte dpl.h.t.
- HALLIMOND A.F. (1943). — On the graphical representation of the calciferous amphiboles. *Amer. Mineralogist*, 28, n° 2, p. 65-89, 3 fig.
- HOLLAND H.D. (1959). — Some applications of the thermochemical data to problems of ore deposits. I. Stability relations among the oxides, sulfides, sulfates and carbonates of ore and gangue metals. *Econ. Geol., U.S.A.*, 54, n° 2, p. 184-233, 45 fig.
- HOLLAND H.D. (1965). — Idem. II. Mineral assemblages and the composition of ore forming fluids. *Econ. Geol., U.S.A.*, 60, n° 6, j. 1101-1166, 42 fig.
- KLEINSMIEDE W.F.J. (1960). — Geology of the valley of Aran (Central-Pyrenees). *Leidse geol. Med.*, 25, p. 129-245, 75 fig., 1 dpl.h.t., 1 carte dpl.h.t.
- KORZHINSKIJ D.S. (1950). — Phase rule and geochemical mobility of elements. *Rep. 18th. Sess. Intern. Geol. Congress Great Britain (1948)*, Part 2, p. 50-65, 1 fig.
- KORZHINSKIJ D.S. (1955). — An outline of metasomatic processes. *Intern. geol. Rev., U.S.A. (Trad.)*, Part 1, 1964, 6, n° 10, p. 1713-1734, 3 fig. Part 2, 1964, 6, n° 11, p. 1920-1952, 7 fig.
- KRAUSKOPF K.B. (1957). — The heavy metal content of magmatic vapor at 600° C. *Econ. Geol., U.S.A.*, 52, n° 7, p. 786-807.

- MACHAIRAS G. (1967). — Description d'un appareillage nouveau permettant des microprélèvements ponctuels sur lame mince et section polie. *Bull. Soc. Minéral. Cristallogr., Fr.*, 90, n° 2, p. 269-270, 5 fig.
- MIYASHIRO A. (1964). — Oxidation and reduction in the Earth's crust with special reference to the role of graphite. *Geochim. cosmochim. Acta, G.B.*, 28, n° 5, p. 717-729.
- MUELLER R.F. (1961). — Oxidation in high temperature petrogenesis. *Amer. J. Sci.*, 259, n° 6, p. 461-480, 5 fig.
- PHAN K.D. (1967). — Les skarns et les minéralisations qui leur sont liées. *Rapport B.R.G.M., Fr.*, DS. 67 A 127.
- PROUHET J.P., GUIRAUDIE C., PASSAQUI B., COSTARGENT R. (1966). — Gisement de scheelite de Salau (Ariège). *Rapport B.R.G.M., Fr.*, D.R.M.M. 66 A 5.
- SHIDO F. (1958). — Plutonic and metamorphic rocks of the Nakoso and Iritono districts in the Central Abukuma Plateau. *J. Fac. Sci. Univ. Tokyo, Sect. 2*, 11, n° 2, p. 131-217, 31 fig.
- STRUWE H. (1959). — Data on the mineralogy and petrology of the dolomite-bearing northern contact zone of the Querigut granite (French Pyrenees). *Leidse geol. Med.*, 22 (1957-1958), p. 235-349, 46 fig.
- WATANABE M. (1942). — Contact metasomatic deposit in Japan and Korea. In « Ore deposits as related to structural features », ed. W.H. Newhouse.
- WATANABE T. (1958). — On the occurrence and paragenesis of magnesium borate minerals in dolomite contact skarns. *J. mineral. Soc. Japan*, 3, p. 747-762 (en japonais).
- WATANABE T. (1964). — Geochemical cycle and concentration of Boron in the Earth crust. *Geochemical Conference « chemistry of the Earth crust », dedicated to the 100th anniversary of Academician V.I. Vernadsky. Acad. Sci. U.R.S.S.*, t. 2, p. 156-167.
- YUI S. (1966). — A thermochemical interpretation of the mode of occurrence of pyrrhotite in the Yaguki mine, Japan, and the possible role of graphite. *J. Min. Coll. Akita Univ., Ser. A*, 4, n° 1, p. 21-34, 7 fig.
- ZANDVLIET J. (1960). — The geology of the Upper Salat and Pallaresa valleys, Central Pyrenees, France/Spain. *Leidse geol. Med.*, 25, p. 1-127, 45 fig., 2 dpl.h.t., 3 cartes dpl.h.t.

TABLE DES MATIERES

RÉSUMÉ	64	c1) roches feldspathiques partiellement muscovitisées à plagioclase relativement calcique	75
AVANT-PROPOS	64	c2) roches feldspathiques partiellement muscovitisées à albite	75
1. — GÉOLOGIE.		c3) roches d'origine hydrothermale à chlorite et albite	76
a) Nature et localisation du gisement	64	c4) roches feldspathiques partiellement muscovitisées et épidotisées, à albite	76
b) Géométrie des contacts granitiques et situation du gisement	64	c5) roches primitivement feldspathiques, épidotisées, sans muscovite ni albite	76
c) Localisation et chronologie des phénomènes postmagmatiques	65	c6) modifications hydrothermales des cornéennes calciques, skarns et skarnoïdes, avec développement d'épidote et d'actinote	76
c1) skarns	65	c7) altération en prehnite ou en quartz et calcite au voisinage de veinules	79
c2) phénomènes hydrothermaux	66	c8) les trois stades de l'évolution tardive des roches de Salau	79
c3) conclusion	66		
2. — PÉTROGRAPHIE.		3. — MÉTALLOGÉNIE.	
a) Les roches du premier temps (intrusions granitiques et métamorphisme de contact sans apport important)	67	a) Minéralogie du minerai primaire	80
a1) granodiorites et quartz-diorites	67	b) Existence de deux types de minerais; teneurs	80
a2) marbres et cornéennes calciques	68	c) Contrôles de la répartition de la minéralisation en scheelite	81
a3) cornéennes feldspathiques	70	d) Premières indications sur la chronologie des phénomènes de minéralisation	81
a4) diorites et quartz-diorites fines à biotite	70	e) Caractères des fluides minéralisants	82
b) Les roches du deuxième temps (skarns sombres et skarnoïdes)	71	CONCLUSION	83
b1) skarns sombres	71	BIBLIOGRAPHIE	84
b2) skarnoïdes	74	TABLE DES MATIÈRES	85
c) Les roches du troisième temps (modifications deutériques et roches d'origine hydrothermale (R.O.H.)	75		

