

Chapitre 3

Étude pétrologique du gisement de Salau et de son enveloppe immédiate

par

P. SOLER *

avec la collaboration de M. FONTEILLES **

Dans ce chapitre sera abordée la description pétrographique des roches constituant le gisement et son environnement immédiat. Les analyses chimiques des roches et les analyses chimiques à la microsonde électronique, ainsi que les interpréta-

tions pétrologiques qualitatives que l'on peut tirer de toutes ces observations, seront données parallèlement. Nous suivrons la chronologie des phénomènes géologiques.

3.1. Roches intrusives

3.1.1. Description pétrographique

A. Granodiorite

La majeure partie de l'apex intrusif de Salau, au niveau de la mine, est constituée d'une granodiorite.

La texture est équi-granulaire à grains fins (0,5-1,5 mm). Le quartz est en agrégats polycristallins (4-5 individus) ou xénomorphe, interstitiel. Les plagioclases sont automorphes et zonés. Le cœur An_{15-20} n'est, en général, pas automorphe, la basicité décroît vers le bord pour atteindre An_{18-20} en bordure. Les zones externes sont automorphes et à limites tranchées.

Le microcline est peu abondant (7% vol. de la roche; détermination au compteur de points), bien quadrillé.

Il se présente soit en cristaux subautomorphes

de taille voisine de celle des plagioclases, soit xénomorphes, interstitiels. Les perthites sont peu abondantes mais constantes.

La biotite est abondante en fines lamelles de même taille que le grain moyen. Les minéraux accessoires sont le zircon et l'apatite. La granodiorite ne présente pas de schistosité. L'altération hydrothermale qui l'affecte est exposée et discutée plus loin.

B. Faciès de bordure

Sur une épaisseur difficile à préciser du fait de l'altération hydrothermale ultérieure, tout au plus quelques mètres, on distingue en bordure de la granodiorite :

— Une quartz-diorite (analyses 2 et 3, tableau 1) de texture semblable à celle de la granodiorite

* Ecole Nationale Supérieure des Mines, Paris.

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

TABLEAU 1. — Analyses chimiques des roches intrusives de Salau.

N°	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
Echantillon	2	27A	478	118	163	306A	574	199	306B	27C	27B	355	320A	320B	578	128C	(95)	(93)	(92)
SiO ₂	53,73	57,79	59,63	58,45	68,82	69,33	69,61	70,44	70,64	58,57	52,15	64,33	69,74	69,09	47,84	38,91	69,09	67,19	67,50
Al ₂ O ₃	18,22	18,14	18,73	18,95	14,55	15,80	14,43	14,15	14,90	19,65	19,54	19,89	12,53	12,95	19,70	18,87	14,82	17,74	14,44
Fe ₂ O ₃	1,53	1,15	0,68	1,07	0,47	0,22	0,36	0,35	0,25	1,08	2,14	1,38	0,27	0,40	7,40	8,31	0,47	2,17	1,35
FeO	6,23	4,53	5,11	4,91	1,51	2,26	2,26	2,93	1,85	3,24	4,17	0,49	3,69	5,04	2,37	2,72	1,32	2,30	3,13
MnO	0,15	0,13	0,07	0,13	0,04	0,03	0,05	0,04	0,01	0,17	0,21	0,04	0,08	0,08	0,21	0,32	0,06	0,05	0,04
MgO	5,43	1,70	1,48	3,21	0,34	0,46	0,56	0,86	0,42	1,66	1,99	0,14	1,07	1,37	0,57	0,84	1,01	1,18	1,71
CaO	7,66	5,43	5,28	4,77	2,49	3,18	2,95	3,50	2,86	8,55	11,23	3,25	2,46	1,92	18,03	22,58	3,57	2,43	3,68
Na ₂ O	1,76	2,83	2,90	3,38	3,57	3,44	3,51	2,65	3,39	4,21	2,69	8,49	5,20	2,21	0,03	0,06	3,33	3,55	2,36
K ₂ O	1,76	4,53	2,83	1,72	3,30	3,18	2,05	2,65	3,08	1,63	2,70	tr.	0,48	2,46	tr.	0,04	4,46	2,88	4,00
TiO ₂	0,97	0,84	0,85	0,87	0,25	0,30	0,55	0,34	0,20	0,60	0,82	0,25	0,62	0,56	0,59	0,15	0,65	0,46	0,61
H ₂ O	2,65	1,29	1,35	3,15	1,40	0,82	1,46	0,72	0,86	1,10	1,39	0,44	1,36	2,32	1,68	1,87	1,18	2,11	0,91
P.F.	2,45	1,12	1,28	2,17	4,50	1,07	2,32	0,84	1,20	0,82	1,15	0,65	1,98	2,61	1,99	2,83	—	—	—
P ₂ O ₅	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	2,50	0,21	0,21	0,22
Total	99,89	98,19	98,84	99,63	99,85	99,27	98,65	98,75	98,80	99,18	98,79	98,91	98,12	98,68	98,73	98,21	100,17	99,26	99,95

1. Diorite quartzifère ; 2. Quartz-diorite potassifiée ; 3. Quartz-diorite ; 4. Microquartz-diorite en dyke ; 5 à 9. Granodiorite apicale (plagioclase ± séricitisé ou saussurité, chlorite aux dépens de la biotite) ; 10 et 11. Quartz-diorite modifiée, enrichie en chaux et soude ; 12. Roche à albite (80 %), épidote et calcite en veinule tardive ; 13. Granodiorite silicifiée partiellement albitisée ; 14. Granodiorite silicifiée ; 15. Faciès de bordure à épidote-amphibole ; 16. Veinule formant le centre d'un skarn zoné (discuté plus haut) à épidote-amphibole ; 17. Granodiorite à microcline abondant (J. ZANDVLIET, 1960) ; 18. Microgranite en sill (J. ZANDVLIET, 1960) ; 19. Quartz-diorite de bordure du massif de Bassiès (J. ZANDVLIET, 1960).

(*) Les analyses chimiques ont été réalisées au C.R.P.G. à Nancy.

P.F. = perte au feu ; n.d. = non dosé.

mais où le feldspath potassique est totalement absent. La proportion de plagioclase est plus importante que dans la granodiorite; le zoning est souvent le même mais on trouve aussi des plagioclases où la basicité ne descend pas en dessous de An₃₀ en bordure. Le quartz est peu abondant. Le minéral ferromagnésien est toujours la biotite.

— Une diorite quartzifère (analyse 1, tableau 1) où le quartz est présent mais où les minéraux les plus abondants sont le plagioclase (An₆₀ au centre, An₃₀₋₄₀ au bord), la biotite et la hornblende.

L'évolution dans la composition du plagioclase permet de penser que la diorite quartzifère, la quartz-diorite et la granodiorite sont les termes successifs d'évolution d'un même magma. Ce point sera discuté plus loin;

— Une quartz-diorite à grenat observée une fois dans le gisement (SN1 niveau 455, dans le « golfe »). Le grenat est un almandin automorphe, associé à quartz et plagioclase zoné. Le centre des plagioclases est très altéré, la composition est An₂₀ sur bord et An₃₀ dans les zones médianes. Ce type de roche peut être une roche d'assimilation, mais il est peu probable que ce soit l'assimilation de maté-

riel de barrégiennes, avant tout calcique. Le développement d'almandin serait plutôt compatible avec l'assimilation de shales;

— Une roche à épidote-amphibole (analyse 15, tableau 1) observée en de rares endroits au contact avec l'encaissant. Elle présente une texture grenue, mais le minéral dominant est l'épidote (analyse 2, tableau 5) de composition clinozoïsite 40-pistachite 60. L'amphibole est fibreuse, parfois associée au quartz et à la calcite. Elle n'est visiblement pas primaire. Sa composition est celle d'une ferro-trémolite (analyse 1, tableau 5). Le sphène est abondant. L'allanite forme souvent le cœur des épidotes.

La texture grenue, l'importance du titane et des terres rares, la position en bordure de la granodiorite, attestent l'origine magmatique de cette roche. La teneur en chaux ferait penser à une roche formée par assimilation de matériel calcique encaissant. Mais la minéralogie et le chimisme, en particulier la teneur en fer (FeO + Fe₂O₃ = 10 %) et en manganèse (MnO = 0,21 %), ne permettent pas de faire de cette roche seulement un produit d'assimilation par le magma de matériel calcique encaissant.

Toutes ces considérations permettent de proposer pour cette roche le schéma génétique suivant :

— au stade magmatique, dans un premier temps, se forme par réaction entre le magma et son encaissant calcique une roche grenue à plagioclase et clinopyroxène. Ce type de roche est classiquement connu en bordure des granites, par exemple autour du massif de Quérigut;

— dans un second temps, au stade de la métasomatose responsable de la formation des skarns (voir plus loin) cette roche est modifiée principalement par un apport de fer et de chaux. L'épidote dérive du plagioclase et la ferrotremolite du clinopyroxène. La roche conserve cependant sa texture grenue (la conservation des textures est une des caractéristiques des phénomènes métasomatiques).

Cette roche est particulièrement intéressante dans la mesure où elle constitue parfois la zone centrale de skarns zonés, en veines dans les marbres (voir plus loin).

C. Granodiorite porphyroïde

Sous le gisement, à partir de la cote 1350, nous avons noté la présence d'une granodiorite porphyroïde. Les échantillons prélevés dans des sondages sont très altérés. Le microcline se présente en phénocristaux, pouvant atteindre ici 1 cm de longueur, avec des inclusions orientées de plagioclase et de biotite selon les faces cristallines. La proportion de feldspath potassique doit être de l'ordre de 20% (compteur de points), donc beaucoup plus élevée que dans la granodiorite apicale. La composition du plagioclase, vu l'altération, n'a pas été déterminée. Le passage entre une granodiorite porphyroïde en profondeur à une granodiorite à grain fin en partie apicale, peut s'expliquer par le refroidissement plus rapide de cette dernière (M. FONTEILLES et G. MACHAIRAS, 1968). Mais le chimisme différent des deux types de roches montre qu'il s'agit plutôt d'intrusions successives.

D. Dykes et sills associés

L'encaissant de l'apex de la Fourque est parcouru par des dykes et des sills de roches intrusives.

On peut en distinguer deux types :

— des sills (concordants) pouvant faire plusieurs mètres d'épaisseur, observés à l'Est du gisement mais connus également à l'Ouest (J. ZANDVLIET, 1960; D. CHARUAU, 1974). Ils sont constitués d'une roche microgrenue à phénocristaux abondants de

quartz, de plagioclase, de biotite et, rarement, de grenat (almandin ?);

— des dykes d'épaisseur variable, dépassant rarement quarante centimètres, de roche microgrenue où les phénocristaux sont exclusivement des plagioclases. Tous ces dykes ont été observés dans le gisement lui-même. Ils sont extrêmement modifiés par métasomatose, avec le développement d'épidote et d'amphibole. L'analyse 4, tableau 1, dans un cas où la roche n'est pas modifiée, donne une composition de microquartz-diorite. Les phénocristaux sont des plagioclases zonés, cœur An_{50} et bord An_{30} .

En raison des modifications métasomatiques, il est souvent difficile de distinguer ces dykes des lames de granodiorite qui s'infiltrèrent le long de la stratification des barrégiennes ou dans des fractures sécantes.

3.1.2. Evolution pétrochimique.

Les analyses des roches ignées sont données dans le tableau 1. Ces analyses ne rendent compte des compositions des roches intrusives que dans une frange d'une cinquantaine de mètres à partir du contact avec l'encaissant.

Dans cette zone, la granodiorite porphyroïde est située sous la granodiorite à grain fin de la partie apicale. Celle-ci présente, d'un point de vue chimique, plusieurs particularités. En premier lieu, l'importance mineure du microcline dans la granodiorite apicale se traduit par une teneur faible en potasse. La moyenne est de l'ordre de 2,60% K_2O , si l'on exclut les analyses de roches albitisées (355 et 32 OA).

La différence par rapport aux granitoïdes en massif supérieur des Pyrénées ariégeoises et orientales (A. AUTRAN *et al.*, 1970) est en moyenne de 1,50%. La teneur en K_2O de la granodiorite porphyroïde (analyse 17, tableau 1) est, par contre, tout à fait banale pour un granitoïde en massif supérieur.

Les analyses des roches ignées de l'apex de la Fourque sont reportées sur un diagramme $Al_2O_3-(FeO + Fe_2O_3)-MgO$ (fig. 15).

La plupart des analyses, si l'on ne tient pas compte des roches modifiées se répartissent sur une courbe SS'. Cette lignée, que la zonation du plagioclase et les associations de terrain faisaient pressentir, se caractérise par un enrichissement notable en fer en début de différenciation, entre diorite quartzifère et quartz-diorite.

D'autres analyses, par contre, se répartissent sur une seconde courbe SS''. Ce sont la granodiorite

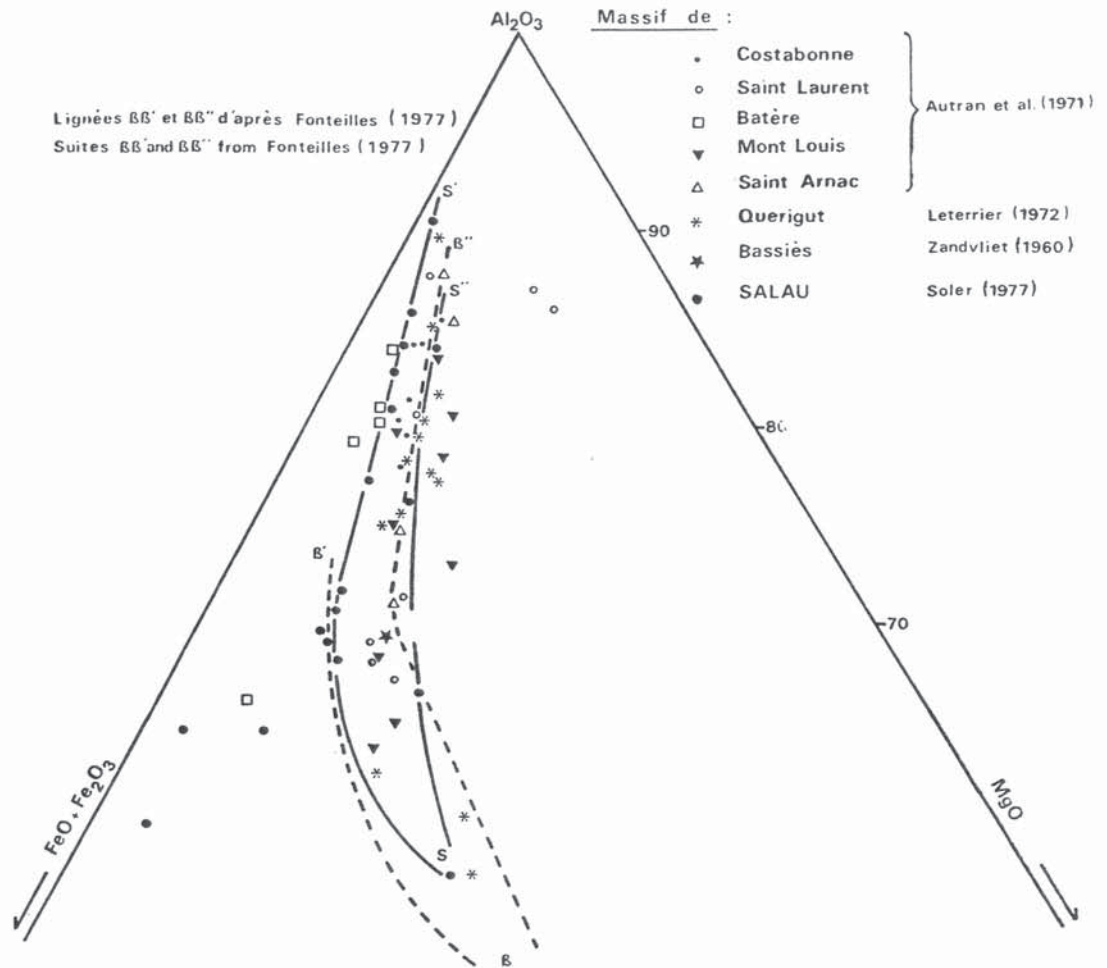


Fig. 15. — Comparaison des compositions chimiques des roches intrusives de Salau avec celles d'autres massifs de granitoïdes en massifs supérieurs des Pyrénées, sur un diagramme Al, Fe, Mg. Distribution des deux lignes SS' et SS'' discutées dans le texte.

porphyroïde (N° 95), la microquartz-diorite (N° 118) et une veine recoupant la « granodiorite apicale » (27C). La quartz-diorite de Bassiès (N° 92) se situe sur cette courbe.

La comparaison avec les granitoïdes en massif supérieur des Pyrénées ariégeoises et orientales (fig. 15) permet de souligner la particularité de la lignée SS'.

La lignée moyenne des granitoïdes des Pyrénées est proche de la lignée SS''. Celle-ci correspond à la lignée $\beta\beta''$ de M. FONTEILLES (1977) dans l'Agly. C'est la lignée calco-alcaline type des chaînes plissées.

La lignée SS' est nettement décalée vers les fortes teneurs en fer. Elle est très proche de la lignée $\beta\beta'$ de M. FONTEILLES (1977) dans l'Agly, mais dans le cas de l'Agly, les termes les plus

acides ne sont pas connus. Dans le cas de Salau l'évolution est complète jusqu'à la granodiorite apicale. La lignée SS' correspond peut être à un milieu moins équilibré avec l'encaissant et plus réducteur; elle s'apparente plus ou moins au type tholéitique. Il est clair, vu les relations de terrain avec la granodiorite porphyroïde, que SS' est antérieur à SS''.

Les sills de microgranite (N° 93) sont, comme nous l'avons vu, contemporains de la granodiorite apicale SS' tandis que les dykes de microquartz-diorite (N° 48) sont, d'après leur chimisme, de lignée SS''.

Les relations de terrain et le chimisme des roches ignées permettent de proposer le schéma suivant (fig. 16) :

— dans un premier temps, mise en place de

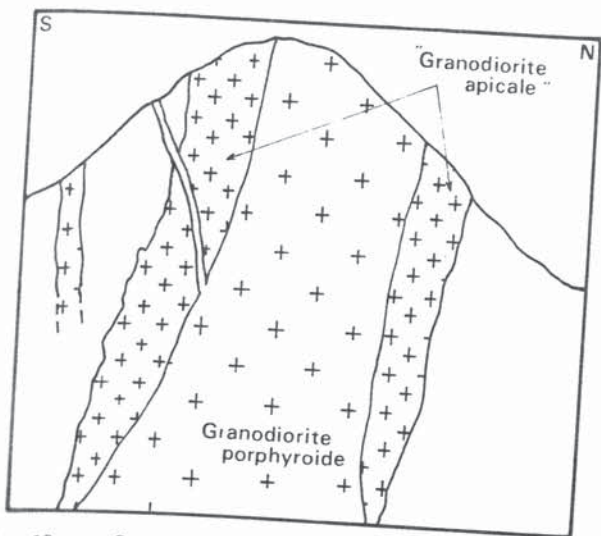


Fig 16. — Coupe interprétative des relations entre la granodiorite corticale de l'apex et le monzogranite-granodiorite ultérieur.

roches de la lignée SS', diorite quartzique, quartz-diorite, granodiorite apicale et sills de microgranite.

— dans un deuxième temps intrusion de la granodiorite porphyroïde de lignée SS'', lignée calco-

alcaline normale des « granitoïdes en massif supérieur » des Pyrénées. Ce schéma est tout à fait indicatif puisque le passage entre les roches de lignée SS' et celles de lignée SS'' n'a pas été observé.

3.1.3. Conclusions

Le caractère particulier des roches ignées constituant la bordure de l'apex de la Fourque ne doit pas masquer le fait que celles-ci représentent un volume faible et n'ont probablement pas de continuité en profondeur.

Nous verrons plus loin que les fluides responsables de la minéralisation ont vraisemblablement circulé *per ascensum*, le long du contact intrusion-encaissant. En profondeur, l'intrusion est une granodiorite porphyroïde qui, chimiquement et minéralogiquement, ne se distingue pas des autres granitoïdes pyrénéens et en particulier de celui de Bassiès-Auzat.

Il ne semble pas, par conséquent, que l'on puisse relier la particularité magmatique de l'intrusion de la Fourque à la minéralisation en scheelite.

3.2. Roches produites par métamorphisme de contact

La mise en place de la granodiorite *s.l.* s'accompagne d'un métamorphisme de contact affectant les barrégiennes, le calcaire et les lentilles de schistes intermédiaires. Nous décrivons ici seulement les roches métamorphiques calciques (cornéennes calciques et marbres) dans une frange de 50 m à partir du contact avec l'encaissant.

Elles constituent l'enveloppe des skarns et des serps minéralisés.

3.2.1. Marbre graphiteux

Le « calcaire métallifère », déjà recristallisé en partie lors du métamorphisme régional, donne un marbre miccharoïde à gros cristaux de calcite. Les matières organiques sont totalement transformées en graphite. Celui-ci forme des rubans qui soulignent la stratification. De fins lits de quartz, et plus rarement de pyrite ou de pyrrhotite, marquent parfois la stratification. Ce marbre est quasiment pur (analyses 1 et 2, tableau 2) mais on peut trouver

des lits à silicates calciques (le plus souvent il s'agit de clinozoïsite). Ces lits d'épidote sont très fins (< 1 mm). Ils correspondent sans doute à d'anciens lits argileux. De manière exceptionnelle, on trouve un plagioclase calcique, de la biotite ou un pyroxène (diopside-salite).

3.2.2. Cornéennes calciques

Ce sont des roches claires, litées, dérivant par métamorphisme de contact des barrégiennes situées stratigraphiquement sous le calcaire d'Anglade. Elles ne présentent pas de schistosité.

Leur aspect est très variable, depuis une roche constituée presque exclusivement de silicates calciques jusqu'à un « calcaire à minéraux ». Cette hétérogénéité est soulignée par les analyses chimiques (analyses 3 à 8, tableau 2). Les teneurs en SiO₂ et Al₂O₃ en particulier, sont extrêmement variables.

Les minéraux caractéristiques sont le grossulaire, le clinopyroxène (salite), l'épidote et l'idocrase. Un

TABLEAU 2. — Analyses chimiques des roches du métamorphisme de contact du gisement de Salau.

N°	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Echantillon	164	167	384	507	394	405	168	379	483	502
SiO ₂	0,10	4,37	12,00	22,28	24,53	31,74	38,78	42,61	58,54	58,62
Al ₂ O ₃	0,02	2,00	2,83	4,82	9,02	7,97	8,81	9,82	18,16	18,33
Fe ₂ O ₃	0,08	0,44	0,66	2,06	1,10	1,14	1,09	2,07	1,21	0,81
FeO	0,19	0,42	2,41	2,85	1,36	2,27	2,28	4,58	6,92	6,57
MnO	0,06	0,04	0,10	0,40	0,09	0,31	0,13	0,21	0,08	0,06
MgO	0,25	0,96	2,34	2,70	1,50	2,18	2,27	4,29	2,52	1,78
CaO	54,07	50,71	46,32	37,52	31,53	35,44	38,49	30,54	1,03	1,10
Na ₂ O	0,00	0,14	0,09	0,01	0,95	0,07	0,06	0,03	1,00	1,23
K ₂ O	0,02	0,10	0,44	0,01	1,75	0,51	0,03	0,02	4,35	4,78
TiO ₂	0,00	0,10	0,22	0,43	0,53	0,59	0,53	0,81	0,95	0,90
P.F.	43,82	39,48	32,55	24,50	24,64	16,56	7,12	3,09	4,25	3,93
H ₂ O	1,30	0,51	0,22	0,18	0,32	0,10	0,56	0,36	3,31	3,13
Total	98,61	98,76	99,96	97,58	97,00	98,78	99,59	98,07	99,01	98,32

1 et 2. Marbre ; 3. Calcaire à minéraux (calcite, épidote, biotite) ; 4, 6, 7 et 8. Cornéennes calciques à grossulaire-idocrase-épidote-diopside-quartz-calcite ; 5. Calcite-muscovite-épidote ; alternance de calcaires et de métashales 9 et 10. Métashales (muscovite-quartz plagioclase).

plagioclase, vraisemblablement très calcique est parfois présent. La wollastonite s'observe exceptionnellement. Elle n'est jamais associée au plagioclase. La prehnite est absente.

La cristallisation simultanée de grossulaire, de clinozoïsite (primaire) et d'anorthite dans des lits différents, mais dans les mêmes conditions physiques, ne peut s'expliquer que par la différence de composition chimique de ces différents lits. Nous montrerons plus loin que le système CaO-Al₂O₃-SiO₂-CO₂-H₂O est impropre à rendre compte de la paragenèse observée. C'est la teneur en fer des niveaux sédimentaires qui détermine quel minéral apparaît.

Localement, le développement des silicates calciques ne se fait pas selon la stratification. On observe la succession d'un amas à grossulaire-diopside-idocrase, en « nuage » pluridécimétrique discordant sur la stratification, d'un amas à épidote-diopside, lui aussi discordant, et de la barrégienne non transformée. Les deux amas se succèdent ainsi dans le même niveau. Il paraît peu probable, vu le caractère rythmique de la série, que cette particularité soit d'origine sédimentaire.

Deux hypothèses sont possibles : soit les silicates calciques ne se forment pas parce que, localement, il ne peut pas y avoir évacuation du CO₂, soit la formation des silicates calciques nécessite un apport de silice ou d'alumine qui ne se fait pas

localement. Les deux hypothèses sont compatibles avec le fait que l'on trouve, dans le même banc, le grossulaire puis l'épidote, puis la barrégienne non transformée.

En effet, une forte fugacité de CO₂ ou un faible potentiel chimique de la silice favorise la cristallisation de l'épidote par rapport au grenat ($GR + CO_2 + H_2O \rightarrow Zo + Ca + Q$).

Il est impossible pour le moment de trancher entre ces deux hypothèses.

3.2.3. Conclusions

Le métamorphisme de contact n'a pas été systématiquement étudié, surtout du point de vue géochimique. Cependant il ne présente apparemment aucun caractère exceptionnel que l'on puisse mettre en relation avec l'existence du gisement de scheelite. La seule chose particulière qui mérite d'être signalée est l'éventualité d'un apport de silice dans la formation des cornéennes calciques. Ce point sera discuté plus loin. L'étude thermochimique de ce métamorphisme permettra de caractériser les conditions physico-chimiques régnant au contact de la granodiorite avant le développement des phénomènes métasomatiques.

3.3 Roches d'origine métasomatique

3.3.1. Généralités

Dans les marbres graphiteux et les cornéennes calciques on observe des skarns et skarnoïdes, roches sombres principalement constituées de pyroxène, de grenat et d'épidote. Ces roches ont un chimisme totalement différent de celui de leur encaissant comme le montrent les analyses chimiques (tableau 3).

Dans ces deux exemples, on remarque une augmentation très importante de la teneur en silice, en fer et en manganèse et une diminution de la teneur en chaux. Ces roches ont une teneur en WO_3 de l'ordre de 0,3%, alors que les marbres et les cornéennes calciques ne contiennent pas de tungstène.

Elles se développent de manière discordante par rapport au litage de leur encaissant. Elles ne peuvent donc pas dériver de niveaux plus siliceux et plus ferrifères (qui auraient existé dans la série sédimentaire ?) par métamorphisme de contact. L'énorme différence de composition avec l'encaissant, et surtout le fait que certains éléments (fer,

tungstène, phosphore, manganèse) sont, pour ainsi dire, totalement absents de l'encaissant, ne permettent pas d'envisager raisonnablement non plus une concentration par ségrégation à partir de l'encaissant. On peut donc conclure que ces roches se sont formées par apport principalement de silice et de fer.

Ces roches d'apport sont localisées à l'intérieur de l'auréole de métamorphisme de contact, plus précisément dans une bande d'une trentaine de mètres d'épaisseur au maximum, le long du contact entre la granodiorite et son encaissant carbonaté. Ce contact a donc joué un rôle important pour ces apports.

L'extension du phénomène (jusqu'à 30 m du contact) ne permet pas d'envisager qu'il y ait eu diffusion entre la roche magmatique et son encaissant carbonaté. Les phénomènes de diffusion, induits par les gradients de potentiel chimique entre deux roches de composition très différente, sont bien connus mais leur ampleur reste tout au plus métrique (F.J. TURNER et J. VERHOOGEN, 1960; M. FONTEILLES, 1962; D.M. BURT, 1972). L'apport s'est donc effectué par circulation d'un fluide dans l'encaissant carbonaté et le long des contacts granodiorite-encaissant. Le fluide circule soit dans des veines (cas des skarns), soit le long des joints de stratification (en partie cas des skarnoïdes). L'origine de ces roches est donc une métasomatose de percolation (D.S. KORZHINSKII, 1970; M. FONTEILLES, 1962; D.M. BURT, 1972). La continuité verticale de ces roches et le type de pièges dans lesquels elles se développent montrent que les fluides circulent *per ascensum* le long du contact granodiorite-encaissant et ne proviennent donc pas de la partie de l'intrusion immédiatement adjacente aux roches d'origine métasomatique.

Le résultat de cet apport varie selon la nature de l'encaissant et ses relations avec les roches intrusives.

3.3.2. Description pétrographique

Nous décrirons successivement les roches d'origine métasomatique se développant dans le marbre graphiteux, les skarns et celles qui se développent dans les barrégiennes, les skarnoïdes.

TABLEAU 3. — Composition chimique des roches d'origine métasomatique et de leur encaissant (gisement de Salau).

N°	1	2	3	4
Echantillon	164	153	405	
SiO ₂	0,10	44,09	31,74	47,35
TiO ₂	0,00	0,17	0,59	0,36
Al ₂ O ₃	0,02	1,52	3,97	4,04
Fe ₂ O ₃	0,29	23,04	3,66	18,54
MnO	0,06	3,58	0,31	1,38
MgO	0,25	0,44	2,18	2,14
CaO	54,07	22,76	35,44	23,68
Na ₂ O	0,00	0,10	0,07	0,02
K ₂ O	0,02	0,07	0,51	0,00
P ₂ O ₅	43,82	0,32	16,56	0,76
H ₂ O	1,30	0,40	0,10	0,28
S	0,00	2,31	0,00	1,79
P ₂ O ₆	0,00	0,11	0,00	0,11
WO ₃	0,00	0,32	0,00	0,34
Total	98,63	98,34	99,03	99,39

1. Marbre encaissant ; 2. Skarn ; 3. Cornéenne calcique ; 4. Skarnoïde.

A. Skarns

Du point de vue pétrographique, nous sommes amenés à distinguer deux grands types principaux de skarns :

a) LES SKARNS MASSIFS

Ils représentent en volume plus de 95 % des skarns rencontrés. Ils sont constitués en quasi-totalité par de l'*hédénbergite* pratiquement pure (analyses 1 et 2 du tableau 4*). Les teneurs en Al_2O_3 et en MgO sont très faibles. Par contre, la teneur en MnO est relativement importante, supérieure à 2,50 %.

L'*hédénbergite* en cristaux millimétriques à centimétriques à tendance automorphe, présente très souvent la macle polysynthétique (100). La texture est à grains non jointifs. Les espaces sont remplis principalement par le quartz et la calcite, accessoirement par la pyrrhotite. Ces minéraux sont xénomorphes et les relations de texture montrent, avec une certaine ambiguïté cependant, qu'ils sont postérieurs à l'*hédénbergite*. Cette dernière se présente exceptionnellement en « peignes ».

A l'*hédénbergite* est associée de manière systématique la *scheelite*. Elle se présente en grains arrondis de 0,5 mm de diamètre en moyenne. Les relations de texture suggèrent qu'elle est contemporaine de l'*hédénbergite*.

La teneur en WO_3 du skarn est de l'ordre de 0,2 à 0,3 %, c'est-à-dire une teneur non exploitable à l'heure actuelle.

* Toutes les analyses à la microsonde électronique ont été effectuées à l'Ecole des Mines de Paris (Centre de Fontainebleau).

En bordure du skarn, sur une frange de 1 mm à 1 cm, le marbre est blanchi. Ce blanchiment est dû à l'oxydation du graphite par les fluides responsables de la formation des skarns.

Enfin, un *grenat*, postérieur à l'*hédénbergite*, se développe en veinules transverses ou au contact entre skarn et marbre (analyses 3 et 4, tableau 4). Ce *grenat* peut être rétrotransformé en épidote. Dans certains skarns massifs, il devient très abondant. Sa teneur en molécule d'almandin est importante.

b) LES SKARNS ZONÉS

Contrairement aux skarns massifs qui ne présentent aucune structure, les skarns zonés sont organisés en zones autour d'un plan de symétrie. Chaque zone a une minéralogie simple se réduisant à une ou deux phases. En volume, ces skarns zonés sont extrêmement réduits mais ils ont une grande importance pour la compréhension des phénomènes métasomatiques. Ils se présentent en « veine » dans le marbre graphitique; leur puissance va de quelques décimètres à quelques millimètres.

La succession complète des zones est la suivante (succession A) (fig. 17) :

— une zone centrale (I) à texture grenue constituée d'épidote (analyse 2, tableau 5) et d'amphibole (analyse 1). Elle dérive vraisemblablement d'un petit filon intrusif qui primitivement était constitué, par réaction magmatique, de plagioclase et de clinopyroxène (voir plus haut). Localement cette zone centrale peut avoir une bordure externe uniquement à épidote. Le sphène est toujours abondant.

— une zone II, généralement très mince, constituée d'épidote xénomorphe, « amiboïde » et caractérisée par la présence d'apatite automorphe en alignements parallèles aux limites de zone. La limite I-II est irrégulière. Cette épidote dérive d'un

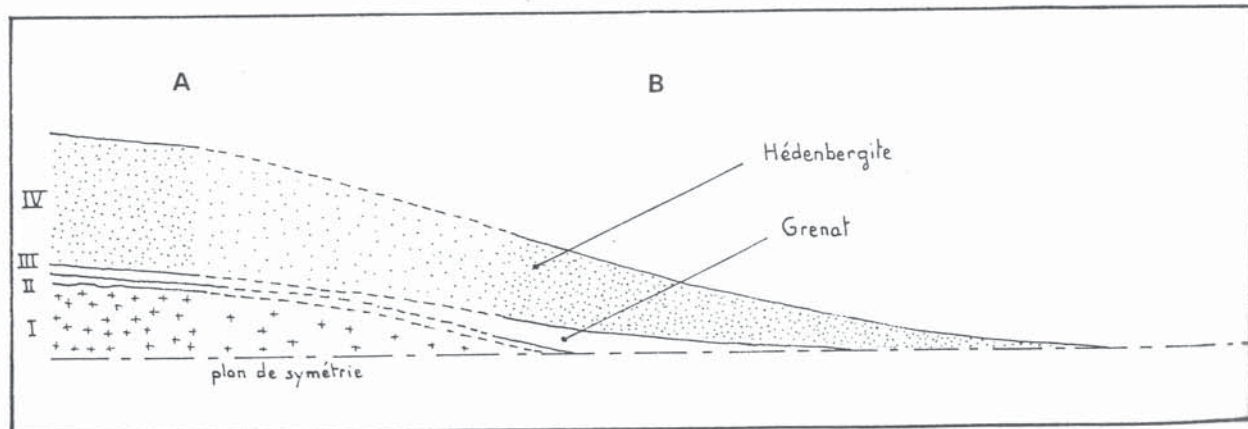


Fig. 17. — Schéma de disposition des zones de skarns zonés en veines.

TABLEAU 4. — Composition chimique des minéraux des skarns massifs du gisement de Salau.

N°	1	2	3	4
Echantillon	44	153	153	810
SiO ₂	46,57	47,11	39,39	39,90
TiO ₂	0,00	0,00	0,13	0,62
Al ₂ O ₃	0,46	0,46	21,96	19,23
Fe ₂ O ₃	3,86	3,90	0,00	2,10
FeO	23,19	22,53	6,57	6,23
MnO	2,70	3,43	4,18	5,34
MgO	0,29	0,75	0,02	0,03
CaO	22,99	22,54	28,00	28,89
Na ₂ O	0,00	0,06	n.d.	n.d.
K ₂ O	0,00	0,00	n.d.	n.d.
H ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	100,06	100,78	100,25	102,34
Si	1,93	1,93	6,04	6,07
Al ^{IV}	0,02	0,02	0,00	0,00
Ti	0,00	0,00	0,02	0,07
Al ^{VI}	0,00	0,00	3,96	3,44
Fe ³⁺	0,12	0,12	0,00	0,28
Fe ²⁺	0,80	0,77	0,84	0,75
Mn	0,09	0,12	0,54	0,69
Mg	0,02	0,05	0,00	0,00
Ca	1,02	0,99	4,60	4,71
Na	0,00	0,00	—	—
K	0,00	0,00	—	—
OH	0,00	0,00	0,00	0,00

1 et 2. Hédenbergite ; 3 et 4. Grenat tardif.

Toutes les analyses à la microsonde électronique ont été effectuées à l'Ecole des Mines de Paris (Centre de recherche de Fontainebleau).

grenat dans lequel a été observé un cœur d'allanite (M. FONTEILLES et G. MACHAIRAS, 1966).

— une zone III constituée de grenat, proche d'un grossulaire (analyse 4, tableau 5), d'épidote (développée secondairement sur le grenat) d'amphibole (analyse 3) et de reliques de pyroxène sur sa bordure externe (analyse 5). Cette zone ne contient pas de sphène. La limite II-III est nette.

— une zone externe IV constituée presque exclusivement d'hédenbergite (analyses 6 et 7, tableau 5). La texture est la même que dans les skarns massifs mais nous n'avons pas observé ici de développements « en peignes ». Le quartz et la scapolite sont xénomorphes et remplissent les espaces entre les cristaux d'hédenbergite. Dans la partie interne de la zone, la scheelite n'apparaît pas tandis qu'on la trouve en petits cristaux xénomorphes dans la partie externe. Le fait que le développement de la scheelite respecte la zonation des skarns s'ajoute aux arguments de texture pour montrer que la scheelite est en partie contemporaine des skarns.

En bordure du skarn, le graphite est oxydé donnant une frange blanchie d'un centimètre au maximum. On trouve ensuite le marbre graphitique non modifié.

Enfin, les différentes zones sont recoupées par des veinules (souvent perpendiculaires aux limites de zones) à grenat (analyses du tableau 7) rétro-morphosé partiellement en épidote. Dans certaines de ces fractures se développe, mais rarement, une amphibole aux dépens de l'hédenbergite (analyse 8, tableau 5). En fait, cette succession complète de zone n'a été observée qu'une fois dans le gisement (niveau 1384, « formation sud »).

Les autres skarns zonés présentent une succession réduite de zones (succession B) (fig. 17) :

— une zone centrale à grossulaire (analyse 1 tableau 6) partiellement rétro-morphosé en épidote (analyse 2) avec localement de l'apatite dans sa partie médiane;

— une zone externe à hédenbergite (analyses 3 et 4, tableau 6) avec scheelite dans sa partie

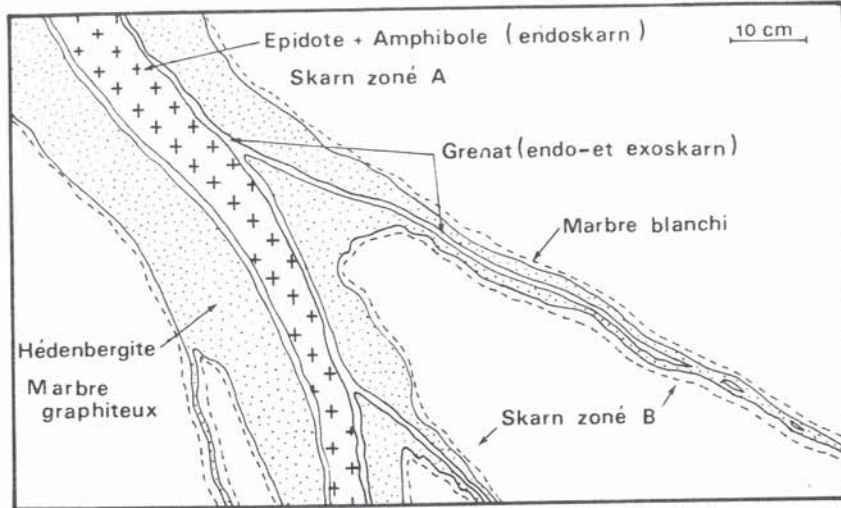


Fig. 18. — Exemple de relations spatiales entre les skarns zonés de type A et B.

TABLEAU 5. — Composition des minéraux des skarns zonés du gisement de Salau (succession A).

N°	1	2	3	4	5	6	7	8
Minéral Zone	Amphibole I	Epidote I	Amphibole III	Grenat III	Pyroxène III	Pyroxène IV	Pyroxène IV	Amphibole IV
SiO ₂	49,60	39,41	51,03	39,59	49,12	47,76	47,15	46,43
TiO ₂	0,05	0,00	0,00	0,19	0,05	0,07	0,05	0,13
Al ₂ O ₃	1,42	24,11	0,89	20,24	0,44	0,43	0,22	4,34
Fe ₂ O ₃	4,80	11,70	4,18	3,98	0,00	1,94	3,53	10,40
FeO	24,41	0,58	25,52	2,55	25,85	27,35	21,72	23,29
MnO	1,51	0,17	1,63	0,85	0,74	1,52	1,78	1,37
MgO	4,77	0,00	4,81	0,03	2,22	0,67	2,00	2,08
CaO	11,00	23,60	11,33	34,36	21,15	20,62	22,34	10,54
Na ₂ O	0,23	—	0,11	n.d.	0,09	0,06	0,07	0,38
K ₂ O	0,15	—	0,15	n.d.	0,00	0,00	0,00	0,25
H ₂ O	1,93	1,94	1,96	0,00	0,00	0,00	0,00	1,96
Total	98,87	101,51	101,61	101,79	99,66	100,42	98,87	101,17
Si	7,70	3,09	7,80	5,96	2,01	1,97	1,95	7,09
Al ^{IV}	0,26	0,00	0,16	0,04	0,00	0,02	0,01	0,78
Ti	0,01	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,01
Al ^{VI}	0,00	2,23	0,00	3,55	0,02	0,00	0,00	0,00
Fe ³⁺	0,56	0,65	0,48	0,45	0,00	0,06	0,11	1,42
Fe ²⁺	3,16	0,03	3,25	0,32	0,88	0,93	0,75	3,04
Mn	0,20	0,01	0,21	0,11	0,03	0,05	0,06	0,18
Mg	1,11	0,00	1,10	0,01	0,14	0,04	0,12	0,48
Ca	1,83	1,99	1,85	5,54	0,93	0,91	0,99	1,72
Na	0,07	—	0,03	—	0,01	0,01	0,01	0,11
K	0,03	—	0,03	—	0,00	0,00	0,00	0,05
OH	2,00	1,00	2,00	0,00	0,00	0,00	0,00	2,00
	7,96	3,09	7,96	6,00	2,01	1,99	1,96	7,87
	5,04	2,88	5,04	4,02	1,07	1,08	1,04	5,13
	1,93	2,03	1,91	5,98	0,94	0,92	1,00	1,88

externe. Il y a également blanchiment du marbre en bordure du skarn et développement de grenat tardif en fractures.

On observe le passage continu entre les skarns A et les skarns B. La zone centrale des skarns B

correspond à la zone III des skarns A et la zone externe à la zone IV, ce que laissait déjà supposer la minéralogie (fig. 18); les skarns B se situent en aval (dans le sens de circulation des fluides des skarns A).

TABLEAU 6. — Composition des minéraux des skarns zonés du gisement de Salau (succession B).

TABLEAU 7. — Composition chimique du grenat tardif recoupant en veinules les skarns zonés du gisement de Salau.

N°	1	2	3	4
Minéral	Grenat	Epidote	Pyroxène	Pyroxène
Echantillon	414	414	414	414
SiO ₂	38,94	39,10	48,51	47,73
TiO ₂	0,35	0,21	0,03	0,03
Al ₂ O ₃	21,80	27,56	0,24	0,20
Fe ₂ O ₃	0,25	7,46	2,29	3,61
FeO	7,55	2,02	23,93	23,06
MnO	4,17	0,15	2,09	2,57
MgO	0,00	0,02	0,87	0,74
CaO	27,16	22,50	23,15	23,51
Na ₂ O	n.d.	n.d.	0,06	0,05
K ₂ O	n.d.	n.d.	0,00	0,00
H ₂ O	0,00	1,94	0,00	0,00
Total	100,22	100,96	101,16	101,50
Si	6,00	3,03	1,97	1,94
Al ^{IV}	0,00	0,00	0,01	0,01
Ti	0,04	0,01	0,00	0,00
Al ^{VI}	3,91	2,51	0,00	0,00
Fe ³⁺	0,03	0,43	0,07	0,11
Fe ²⁺	0,97	0,13	0,81	0,78
Mn	0,56	0,01	0,07	0,09
Mg	0,00	0,00	0,05	0,05
Ca	4,48	1,87	1,01	1,02
Na	0,00	0,00	0,00	0,00
K	0,00	0,00	0,00	0,00
OH	0,00	1,00	0,00	0,00

1	2	3
126	126	128
38,30	38,38	38,87
0,16	0,16	0,30
19,91	19,94	19,19
1,09	1,78	2,56
14,41	13,89	8,78
3,57	4,06	1,96
0,05	0,04	0,02
21,80	21,84	28,11
n.d.	n.d.	n.d.
n.d.	n.d.	n.d.
0,00	0,00	0,00
99,29	100,09	99,79
6,06	6,03	6,05
0,00	0,00	0,00
0,02	0,02	0,04
3,71	3,69	3,52
0,13	0,21	0,30
1,90	1,82	1,14
0,48	0,54	0,26
0,01	0,01	0,00
3,69	3,68	4,69
—	—	—
—	—	—
0,00	0,00	0,00

e) REMARQUES INTERPRÉTATIVES

L'analyse générale de la formation de skarns zonés par métasomatose de percolation sera abordée dans l'étude thermochimique (chapitre 7). Nous abordons ici quelques points particuliers :

— la limite entre endoskarns et exoskarns est très vraisemblablement la limite II-III d'après la distribution des terres rares (allanite). L'épidote « amiboïde » de la zone II dérive d'un grenat, donc le grenat s'est développé à la fois en endo- et en exoskarns ;

— le développement de l'hédenbergite est dû à une faible fugacité d'oxygène produite par l'oxydation de graphite et transmise vers l'amont par diffusion de l'hydrogène ;

— l'importance subordonnée de la zone à grossulaire dans les skarns zonés s'explique par la vitesse de propagation faible du front de cristallisation du grenat par rapport à celui de l'hédenbergite ;

— la règle générale est la présence de skarns zonés. L'existence de skarns zonés est unique-

ment liée à celle de dykes de roche intrusive modifiée par réaction magmatique. Lorsque les fluides métasomatiques circulent le long de ces dykes, ils ont un potentiel chimique en silice plus faible que s'ils circulaient le long de la granodiorite banale. Ce potentiel plus faible permet la cristallisation du grossulaire ;

— le potentiel chimique de l'alumine est notable même quand le grossulaire ne se forme pas. L'hédenbergite reste très peu alumineuse car la teneur possible en molécule de Tschermak CaAlAlSiO₆ en solution solide est pour ainsi dire nulle aux températures considérées (500-550 °C, voir plus loin) ;

— la précipitation de scheelite dans la zone la plus externe est due au fort potentiel chimique de la chaux et/ou au faible potentiel chimique de la silice dans cette zone ;

— dans la zone externe se développe en fractures et dans les interstices une pyrrhotite aux dépens de l'hédenbergite. C'est une rétro-morphose partielle du clinopyroxène au stade terminal de formation des skarns qui s'effectue vraisemblablement sans nouvel apport.

B. Skarnoïdes

Ce sont des roches litées, constituées de niveaux successifs de pyroxène, de grenat et d'épidote. Cette succession ne suit aucune loi discernable. Elle est totalement différente de la zonation des skarns.

Ils se développent aux dépens des cornéennes calciques et tout à fait exceptionnellement des cornéennes feldspathiques. A l'affleurement, le skarnoïde se distingue de la cornéenne par sa couleur vert sombre. *Le litage de la cornéenne reste visible dans le skarnoïde mais les limites entre skarnoïde et cornéenne sont obliques sur la stratification.*

Ils se développent à partir de fissures sécantes ou en nuages suivant grossièrement la stratification.

Les analyses chimiques montrent que les skarnoïdes sont bien des roches d'apport (tableau 8). On peut comparer ces analyses à celles des cornéennes calciques (tableau 2). Il y a apport de fer, de manganèse, de silice, de tungstène et départ de chaux. Il est difficile de juger s'il y a ou non apport d'alumine. En effet, ces niveaux dérivent des barrégiennes qui sont essentiellement hétérogènes quant à leur composition. La « place » de l'échantillon dans l'alternance est alors déterminante. Les analyses indiquent que s'il y a apport d'alumine, celui-ci reste limité.

Les minéraux des skarnoïdes sont beaucoup plus gros que ceux des cornéennes calciques, avec une certaine tendance à l'automorphisme. Le *pyroxène* (analyses 1, 2 et 3, tableau 9) est, de loin, le minéral le plus abondant. Il englobe comme dans les skarns de petits cristaux de scheelite. Les analyses montrent que, contrairement au cas des skarns, la composition du pyroxène des skarnoïdes peut varier sensiblement. Dans les cornéennes, le pyroxène contient 10,31 % FeO, dans les skarnoïdes la teneur en FeO varie de 12,91 % à 25,13 %.

Cette variation de composition se traduit par une variation de couleur. Les pyroxènes les moins riches en fer sont ceux des skarnoïdes clairs qui, à l'affleurement, font localement la transition entre skarnoïdes et cornéenne calcique. C'est une différence fondamentale avec les skarns où aucun type de roche intermédiaire de ce genre ne se développe. Ce point est discuté plus loin.

Le *grenat* n'est pas plus abondant que dans les cornéennes calciques. Sa composition est légèrement plus ferrifère (analyse 4, tableau 9). Le fait qu'il ne soit pas plus abondant tendrait à prouver que l'apport d'alumine, s'il est réel, reste faible. L'idocrase a, en général, disparu; elle semble remplacée par le grenat, en subsistant à l'état de reliques. L'épidote se développe aux dépens du grenat mais

TABLEAU 8. — Analyses chimiques des skarnoïdes du gisement de Salau.

N° Echantillon	1	2	3
	Skarnoïdes clairs 160	Skarnoïdes sombres 172	Skarnoïdes sombres 212
SiO ₂	56,65	45,45	47,35
Al ₂ O ₃	13,06	8,89	4,04
Fe ₂ O ₃	2,93	2,91	1,08
FeO	5,29	11,00	15,71
MnO	0,20	0,92	1,38
MgO	13,73	3,43	2,14
CaO	23,38	24,18	23,68
Na ₂ O	0,48	0,01	0,02
K ₂ O	0,59	0,02	traces
TiO ₂	0,75	0,51	0,36
P.F.	4,55	1,03	0,36
H ₂ O	2,20	0,90	0,28
S	n.d.	n.d.	1,79
P ₂ O ₅	n.d.	n.d.	0,11
WO ₃	n.d.	n.d.	0,82
TOTAL	99,91	99,57	98,84

elle semble être primaire dans certains lits, comme dans les cornéennes calciques. La calcite et le quartz sont en remplissage tardif comme dans les skarns. La calcite des skarnoïdes n'est donc pas celle des cornéennes dont elle se distingue par des cristaux plus gros. Comme dans les skarns, il existe des veinules de grenat transversales sur la stratification. Ce grenat est plus ferrifère (analyse 5, tableau 9) que le grenat des skarnoïdes. La scheelite n'est jamais associée au grenat ou à l'épidote, elle cristallise exclusivement avec le pyroxène. Les teneurs restent faibles (de l'ordre de 0,3 % WO₃). Les skarnoïdes constituent environ 90 % de l'ensemble du « golfe » et de la « formation nord ». On les retrouve au Nord du « quartier Véronique » et de la « formation sud ». Ce sont donc eux qui renferment l'essentiel de la minéralisation. On observe dans la mine le passage en continuité entre skarnoïdes et skarns ce qui montre bien, en plus des arguments de chimisme et relation avec leur encaissant, que ces deux types de roche sont le produit d'une même métasomatose dans deux milieux différents.

L'existence des skarnoïdes clairs et la gamme de composition du clinopyroxène des skarnoïdes (phénomènes inconnus dans les skarns) s'expliquent par le fait qu'il y a eu un rééquilibrage progressif du fluide qui percolait les cornéennes calciques. En particulier il se chargeait en magnésium et déposait le fer dans la transformation salite-hédénbergite et cristallisait en aval des clinopyroxènes de plus en plus magnésiens jusqu'à l'équilibre complet avec la cornéenne calcique.

