



LE GRENAT

Genèse d'un minéral

Alain ABREAL
Docteur en Matériaux
Géologue amateur

Livre 9 – Les Grenats de Skarns

1. LES SKARNS

1.1 Définitions

Les skarns ou **tactites** (Amériques) sont des roches métamorphiques dures à grains grossiers qui se forment par un processus appelé **métasomatisme**.

Il existe de nombreuses définitions et usages du mot "skarn". Les skarns peuvent se former au cours de processus divers tels que, métamorphisme régional, métamorphisme de contact accompagné de processus métamorphiques impliquant des fluides d'origine magmatique, métamorphique, météorique et/ou marine. Il est possible d'en trouver, adjacents à des plutons, le long de failles et de grandes zones de cisaillement, dans des systèmes géothermiques peu profonds, au fond du plancher océanique, ainsi que dans des terrains métamorphiques profondément enfouis, au niveau limite inférieur de la croûte terrestre.

Ce qui relie ces divers environnements et qui définit en fait une roche en tant que skarn, c'est sa minéralogie, qui peut comprendre une grande variété de calc-silicates et de minéraux associés, mais qui est généralement dominée par les grenats et les pyroxènes.

Pour toutes ces roches, décrites ci-dessous, la composition et la texture des protolithes ont tendance à imposer la composition et la texture du skarn résultant. En revanche, les gisements de skarn les plus importants d'un point de vue économique résultent d'un **transfert somatique** à grande échelle, où la composition des fluides contrôle le skarn qui en résulte ainsi que la nature du minerai. C'est l'image mentale que la plupart des gens partagent, d'un **gisement de skarn "classique"**. Ironiquement, dans la localité de Persberg d'où provient la définition de skarn « classique » décrite par Tornebohm, le skarn s'est développé au cours du métamorphisme régional d'une formation de fer du Protérozoïque majoritairement calcaire. Cela renforce l'importance des travaux d'Einaudi et coll. (1981) en avertissant que les mots «skarn» et «gisements de skarn» sont utilisés strictement dans un sens descriptif, basé sur la minéralogie documentée, et exempt d'interprétations génétiques.

1.2 Classification

Les skarns sont subdivisés en différentes catégories selon divers critères spécifiques, à partir de leur protolithe (composition dominante des skarns et des associations d'altération)

- **Exoskarn** si le protolithe est d'origine sédimentaire.
Les exoskarns sont les plus communs. Ils se forment à l'extérieur du corps intrusif qui entre en contact avec une unité de carbonates. Ils se forment lorsque les fluides laissés par la cristallisation de l'intrusion sont éjectés de la masse.

Lorsque ces fluides entrent en contact avec des roches réactives, généralement des carbonates comme le calcaire ou la dolomite, les fluides réagissent avec eux, produisant une altération (métasomatisme d'infiltration).
 - skarn magnésien si le protolithe est dolomitique
le skarn contient des minéraux tels que olivine, serpentine, phlogopite, clinopyroxène de magnésium, orthopyroxène, spinelle, pargasite, et des minéraux du groupe humite,
 - skarns calciques si le protolithe est calcaire
le skarn contient des minéraux tels que grenat, clinopyroxène et wollastonite.
- **Endoskarn** si le protolithe est d'origine ignée.
Les endoskarns se forment dans le corps intrusif où des joints de fracturation, de refroidissement et des poches se sont produits, ce qui se traduit par une zone perméable. La zone perméable peut incorporer les matériaux de la zone de carbonate. Les fluides hydrothermaux magmatiques qui ont été transportés ou créés par l'intrusion interagissent avec le matériau carbonaté et forment l'endoskarn. Les endoskarns sont considérés comme rares. La composition et les textures du protolithe jouent fortement un rôle dans la formation du skarn qui en résulte.

Ces termes peuvent être combinés, comme par exemple, dans le cas d'un exoskarn magnésien qui contiendrait forstérite-diopside formé à partir de dolomie.

Hornfels calc-silicate est un terme descriptif souvent utilisé pour les roches calc-silicates à grains relativement fins qui résultent du métamorphisme d'unités carbonatées impures comme des calcaires limoneux ou des schistes calcaires.

Les **skarns de réaction** peuvent se former à partir du métamorphisme isochimique d'unités de schistes et de carbonates finement interstratifiées dans lesquelles le transfert de composés somatiques peut se produire à petite échelle (quelques centimètres), entre lithologies adjacentes (p. ex., Vidale, 1969; Zarayskiy et coll., 1987).

Skarnoïde est un terme descriptif pour des roches calc-silicates à grains relativement fins, pauvres en fer, contenant grenats et pyroxènes et qui reflètent, du moins en partie, la composition du protolithe (Korzkinskii, 1948; Zharikov, 1970). Génétiquement, le skarnoïde est intermédiaire entre un hornfels purement métamorphique et un skarn purement somatique et à grains grossiers.

Les **dépôts ou gisements de skarn** renferment des minéraux typiques de gangue de skarn mais contiennent également des minerais en abondance qui sont d'importance économique. Les gisements de skarns sont donc classés par leur élément économique dominant, comme le gisement de skarn de cuivre (Cu) ou le gisement de skarn molybdène (Mo) pour n'en nommer que quelques-uns.

1.3 Etymologie – Origines

Bien qu'il existe des descriptions antérieures de gisements reconnus aujourd'hui comme étant des skarns, la première publication du terme "skarn" fut présentée par A.E. Tornebohm dès 1875, *Geognostisk beskrifning ofver Persbergets Grufvefalt: Sveriges Geologiska Undersokning, P.A. Norstedt and Sons, Stockholm, 21 p.*

Parmi les meilleures descriptions figure celle traduite par Torbjorn Bergman de l'Université de Stockholm (1992, (communication écrite)), qui donne "en tant que couches subordonnées dans des roches volcaniques felsiques pauvres en feldspath. Ce sont des roches particulièrement sombres qui forment également la roche hôte du minerai. Ces roches sont situées dans la zone de Persberg dénommée "skarns", terme qui peut être utilisé comme terme collectif pour toutes les roches particulières intervenant au près des minerais." Tornebohm poursuit en décrivant des "brunskarns" (skarns bruns) riches en grenats et des "gronskam" (skarns verts) riches en pyroxène.

D'autres publications antérieures à 1970 concernant des gisements de skarn, notamment celle de Burt (1982), fournissent une bibliographie riche et intéressante sur ce sujet. De même, Einaudi et coll. (1981), ont publié un document assez exhaustif sur les gisements de skarn, qui s'avère une bonne source d'autres références et de définitions.

1.4 Petrologie des skarns

Les skarns sont composés de silicates de calcium-fer-magnésium-manganèse-aluminium. Les gisements de skarns sont économiquement intéressants en tant que sources de métaux tels que l'étain, le tungstène, le manganèse, le cuivre, l'or, le zinc, le plomb, le nickel, le molybdène et bien entendu le fer.

Un skarn est formé par une variété de processus métasomatiques pendant le métamorphisme entre deux unités lithologiques adjacentes. Il peut se former dans presque n'importe quel type de lithologie comme le schiste, du granit ou du basalte, mais la majorité des skarns se trouvent en lithologie contenant soit du calcaire, soit de la dolomite. Il est courant de trouver des skarns près des plutons, le long des failles et des principales zones de cisaillement, dans les systèmes géothermiques peu profonds et au fond de la mer. La minéralogie du skarn est fortement liée au protolithe.

Les minéraux des skarns sont principalement des grenats et des pyroxènes avec une grande variété de calc-silicates et de minéraux aux couleurs et à la chimie distinctive. Les grenats dans les skarns tendent à donner des andradites plutôt que des grossulaires, et les clinopyroxènes de l'hédenbergite ou de la johannsenite plutôt que du diopside.

Cet enrichissement en Fe et Mn rend généralement les skarns assez sombres.

L'enrichissement en éléments pneumatolytiques tels que le bore B (dans axinite, datolite et autres borosilicates ou borates) et le fluor F (dans fluorite, apophyllite, minéraux du groupe de la humite, micas et amphiboles), est également fréquent.

Groupe Général	Pôles limites	Abréviation	Composition	Series
Garnet	grossularite	Gr	$\text{Ca}_3\text{Al}_2(\text{SiO}_4)_3$	grandite
	andradite	Ad	$\text{Ca}_3\text{Fe}_2(\text{SiO}_4)_3$	
	spessartine	Sp	$\text{Mn}_3\text{Al}_2(\text{SiO}_4)_3$	sub-calcic garnet
	almandine	Al	$\text{Fe}_3\text{Al}_2(\text{SiO}_4)_3$	
	pyrope	Py	$\text{Mg}_3\text{Al}_2(\text{SiO}_4)_3$	
Pyroxene	diopside	Di	$\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$	salite
	hedenbergite	Hd	$\text{CaFeSi}_2\text{O}_6$	
	johannsenite	Jo	$\text{CaMnSi}_2\text{O}_6$	
	fassaite	Fas	$\text{Ca}(\text{Mg,Fe,Al})(\text{Si,Al})_2\text{O}_6$	
Olivine	larnite	Ln	Ca_2SiO_4	monticellite
	forsterite	Fo	Mg_2SiO_4	
	fayalite	Fa	Fe_2SiO_4	knebelite
	tephroite	Tp	Mn_2SiO_4	
Pyroxenoid	ferrosilite	Fs	FeSiO_3	pyroxemangite
	rhodonite	Rd	MnSiO_3	
	wollastonite	Wo	CaSiO_3	
Amphibole	tremolite	Tr	$\text{Ca}_2\text{Mg}_5\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$	sub-calcic amphibole
	ferroactinolite	Ft	$\text{Ca}_2\text{Fe}_5\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$	
	manganese actinolite	Ma	$\text{Ca}_2\text{Mn}_5\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$	
	hornblende	Hb	$\text{Ca}_2(\text{Mg,Fe})_4\text{Al}_2\text{Si}_7\text{O}_{22}(\text{OH})_2$	
	pargasite	Pg	$\text{NaCa}_2(\text{Mg,Fe})_4\text{Al}_3\text{Si}_6\text{O}_{22}(\text{OH})_2$	
	cummingtonite	Cm	$\text{Mg}_2(\text{Mg,Fe})_5\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$	
	dannemorite	Dm	$\text{Mn}_2(\text{Fe,Mg})_5\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$	
	grunerite	Gru	$\text{Fe}_2(\text{Fe,Mg})_5\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$	
	epidote	Pm	$\text{Ca}_2(\text{Mn,Fe,Al})_3(\text{SiO}_4)_3(\text{OH})$	
	allanite	All	$(\text{Ca,REE})_2(\text{Fe,Al})_3(\text{SiO}_4)_3(\text{OH})$	
Epidote	epidote	Ep	$\text{Ca}_2(\text{Fe,Al})_3(\text{SiO}_4)_3(\text{OH})$	
	clinozoisite	Cz	$\text{Ca}_2\text{Al}_3(\text{SiO}_4)_3(\text{OH})$	
Plagioclase	anorthite	An	$\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$	
Scapolite	marialite	Ml	$\text{Na}_4\text{Al}_3\text{Si}_9\text{O}_{24}(\text{Cl,CO}_3,\text{OH,SO}_4)$	
	meionite	Me	$\text{Ca}_4\text{Al}_3\text{Si}_6\text{O}_{24}(\text{CO}_3,\text{Cl,OH,SO}_4)$	
Axinite		Ax	$(\text{Ca,Mn,Fe,Mg})_3\text{Al}_2\text{BSi}_4\text{O}_{15}(\text{OH})$	
Other	vesuvianite (idocrase)	Vs	$\text{Ca}_{10}(\text{Mg,Fe,Mn})_2\text{Al}_4\text{Si}_9\text{O}_{34}(\text{OH,Cl,F})_4$	
	prehnite	Pr	$\text{Ca}_2\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_2$	

Table 1 : Skarn : Principaux minéraux de skarns

Puisque la minéralogie est la clé de la reconnaissance et de la définition des skarns, il est essentiel de comprendre son origine et de distinguer les gisements économiquement importants des sites minéralogiquement intéressants mais non rentables économiquement.

La minéralogie d'un skarn apparaît comme une large auréole autour d'un corps de minerai potentiel. Bien que de nombreux minéraux de skarn soient des minéraux typiques de ces roches, certains peuvent être moins abondants avec donc, des variations de composition qui peuvent donner des informations significatives sur la formation du skarn (p. ex. pyroxène-Takano, 1998; scapolite-Pan, 1998). Le tableau précédent énumère une liste des minéraux habituels que l'on trouve dans les skarns ainsi que leurs compositions décomposées en pôles minéraux limites.

Certains minéraux, comme le quartz et la calcite, sont présents dans presque tous les skarns. Mais d'autres minéraux, tels que la humite, le périclase, le phlogopite, le talc, la serpentine ou la brucite, sont typiques des skarns magnésiens mais sont absents de la plupart des autres types de skarn.

De plus, il existe de nombreux minéraux contenant du fer, du bore, du béryllium et du fluor qui ont des paragenèses très limitées, mais localement importantes.

L'avènement de techniques d'analyse modernes, en particulier la microsonde électronique, permettent aujourd'hui de déterminer des compositions minérales précises et, par conséquent, d'utiliser des noms de minéraux rigoureux et non plus des noms de famille de minéraux, plus ou moins vagues. Toutefois, les noms des minéraux doivent être utilisés correctement. Par exemple, la séquence pyroxène, clinopyroxène, calc clinopyroxène, pyroxène diopsidique et diopside, sont des termes de plus en plus spécifiques. Malheureusement, à l'opposé, il est trop habituel de trouver dans la littérature géologique, des termes spécifiques de pôle limite, telle que diopside, quand toutes les informations connues sur le minéral en question ne permettent pas d'être plus précis qu'une simple désignation en tant que pyroxène.

Zharikov (1970) est peut-être le premier à décrire les variations systématiques de la minéralogie des skarns selon les principaux types de skarn. Il a utilisé des équilibres de phase, des compatibilités minérales et des variations de composition dans des séries de solutions solides pour décrire et prédire des associations minérales caractéristiques pour les différents types de skarn. Ses observations ont été poursuivies par Burt (1972) et Einaudi et coll. (1981) pour introduire une grande variété de types de gisements de skarns et les variations minéralogiques entre ceux-ci.

Les minéraux qui sont les plus utiles pour la classification et l'exploration sont ceux, tels que les grenats, les pyroxènes et les amphiboles, qui sont présents dans tous les types de skarn et qui montrent une variabilité de composition marquée. Par exemple, le pyroxène manganifère, johannsenite, se trouve presque exclusivement dans les skarns de zinc. Sa présence, sans beaucoup d'informations complémentaires, est à elle seule représentative de ce type skarn.

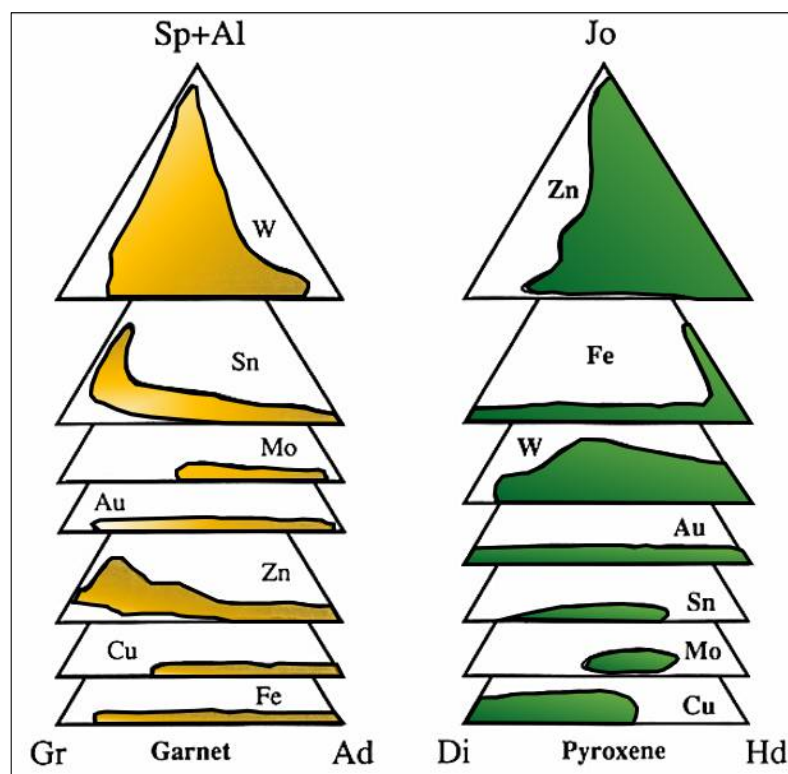


Figure 1 : Skarn : Compositions habituelles des ternaires grenats et pyroxènes
Einaudi et al (1981) et Meinert (1983,89)

Pour les principaux types de skarns (à tungstène W, à étain Sn, à molybdène Mo, à or Au, à zinc Zn, à cuivre Cu et à fer Fe)

Ad= Andradite, Gr=Grossulaire, Al=Almandin, Sp=Spessartine
Hd=Hédenbergite, Di=Diopside, Jo=Johannsenite

Lorsque les compositions des minéraux sont disponibles, il est possible de définir ces compositions en termes de pourcentages de pôles limites. Par exemple, un pyroxène qui contient 70 % hedenbergite, 28 % de diopside et 2% de johannsenite devrait être appelé Hd70Di28Jo2. Toutefois, dans de nombreux systèmes de skarn, la teneur en fer est le paramètre le plus important et, par conséquent, de nombreux minéraux sont décrits uniquement par leur pôle limite ferreux, par exemple Hd10 ou Ad90. L'utilisation de diagrammes ternaires permet de fournir des indications très précises, et ce, d'une manière visuelle évidente, pour exprimer des variations de composition pour les grenats et les pyroxènes, notamment.

Les amphiboles sont plus difficiles à dépeindre graphiquement parce qu'elles ont des variations structurales et compositionnelles. Les principales différences entre les amphiboles dans les différents types de skarn sont

les variations de leur teneur en Fe, Mg, Mn, Ca, Al, Na, et K. Les amphiboles de skarn à Au, W, et Sn sont progressivement plus alumineux (actinolite-hastingsite-hornblende), les amphiboles à skarn de Cu, Mo, et Fe sont progressivement plus riches en fer dans la série tremolite-actinolite, et les amphiboles de skarns de zinc sont à la fois riches en Mn et déficientes en Ca, allant de l'actinolite à la dannemorite

Pour un gisement ou un groupe spécifique de skarns, les variations compositionnelles dans des phases minérales moins courantes, comme l'idocrase, la bustamite ou l'olivine, peuvent donner un aperçu des modèles de zonation ou de pétrogenèse régionale (p. ex. Giere, 1986; Agrell et Charnely, 1987; Silva et Siriwardena, 1988; Benkerrou et Fonteilles, 1989).

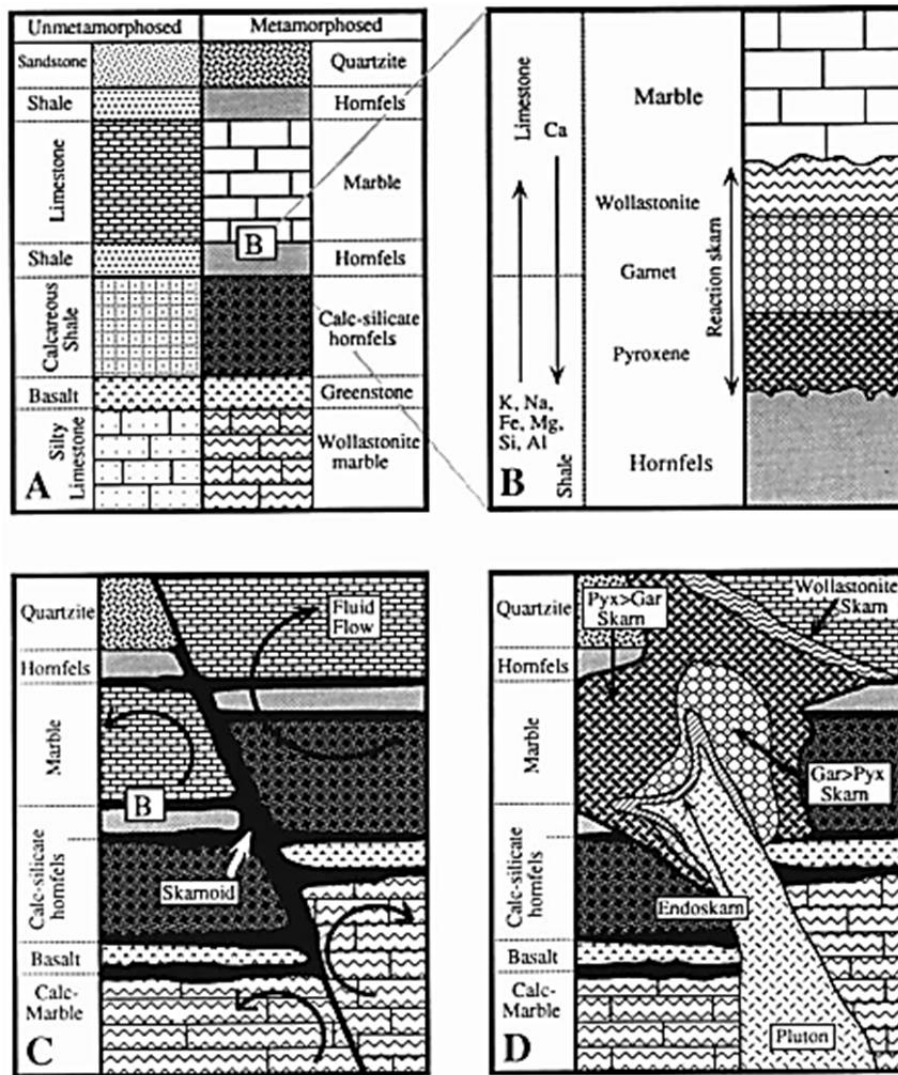


Figure 2 : Skarn : Différents types de formation des skarns

- A- Le métamorphisme isochimique induit une recristallisation suite à des déstabilisations des minéraux sans transfert de masse significative
- B- Le skarn est dû à un métamorphisme de lithologies intercouches, comme des schistes ou du calcaire, avec transfert de matière entre les feuilletés à petite échelle (bimétasomatisme)
- C- Le skarnoïde est issu du métamorphisme de lithologies impures avec quelques transferts de matière causés par des mouvements de fluides à courte échelle
- D- Skarn métasomatique typique à grains grossiers dû à des mouvements de fluides et qui ne reflète ni la composition, ni la texture du protolithe

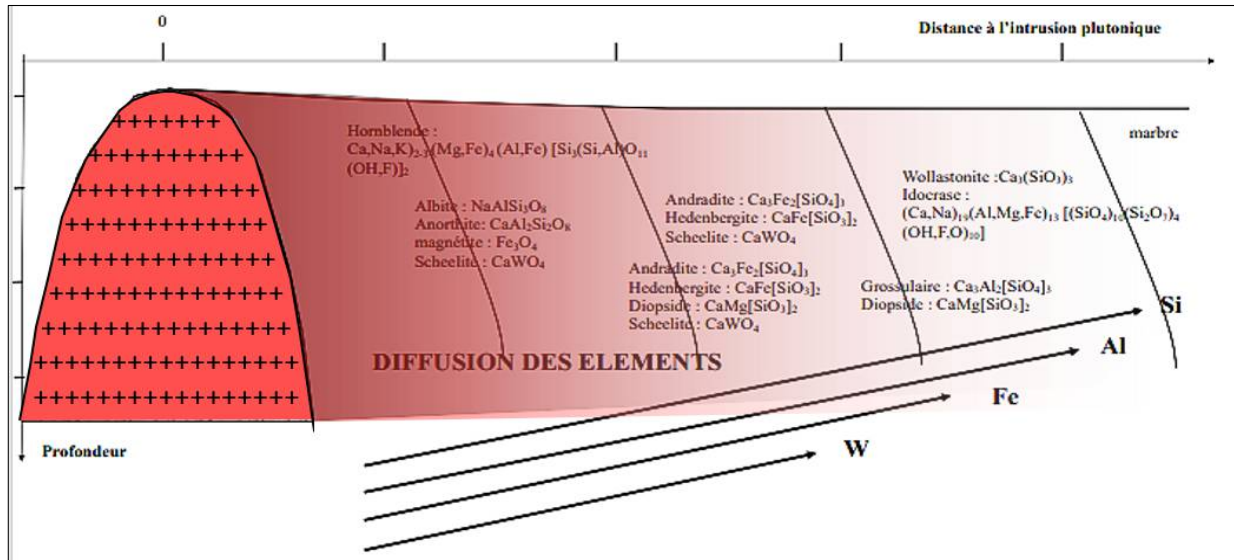


Figure 3 : Skarn : Migration des éléments métalliques au sein du protolithe Et minéraux formés en fonction de la distance au pluton

Exemple (non représenté) de colonne métasomatique du roof pendant de strawberry en Californie (Nokleberg,1989)

De la roche sédimentaire au massif intrusif, on peut observer différentes zones très bien délimitées :

- marbre
- skarn à wollastonite avec grossulaire, idocrase et diopside remplaçant le marbre
- skarn à grenat avec andradite-grossulaire, diopside-hédenbergite et scheelite
- skarn à pyroxène avec hédenbergite-diopside, plagioclase, magnétite et scheelite
- skarn à hornblende adjacent à la granodiorite avec hornblende, plagioclase, microcline, magnétite et scheelite
- granodiorite non transformée.

Les skarns sont progressivement déprimés en CaO et CO₂ et progressivement enrichis en SiO₂, Fe₂O₃ et FeO, MgO, MnO, Al₂O₃, K₂O, (et WO₃ dans ce cas).

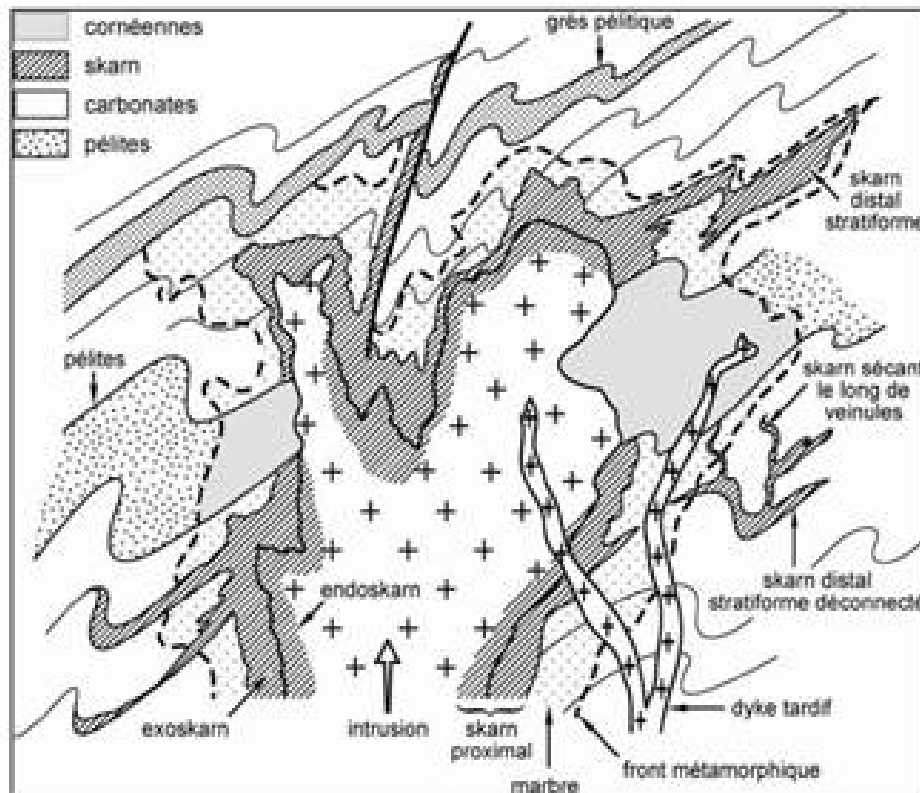


Figure 4 : Skarn : Morphologies idéales d'un skarn dû au contact entre l'intrusion d'une roche ignée au sein d'une zone carbonatée

J. Melleton, E. Gloaguen, B. Tourlière, D. Cassard, G. Bertrand (2016), modifié d'après Jébrack et Marcoux (2008)

1.5 Quelques types de skarns

1.5.1. Classification

Les types de skarns sont souvent définis par rapport au minerai économiquement intéressant qu'il renferme. On distingue ainsi les skarns à fer Fe, à or Au, à tungstène W, à cuivre Cu, à zinc Zn ou à molybdène Mo. Leurs présentations nous emmèneraient trop loin du sujet de cet ouvrage, toutefois nous allons regarder les skarns à fer, les plus importants d'un point de vue économique, et les skarns Pb-Zn communs dans les Pyrénées.

1.5.2. Skarns de fer

Les plus grands gisements de skarns sont les skarns de fer. Les principales études de ce type de gisement sont l'œuvre de Sangster (1969), Sokolov et Grigorev (1977) et Einaudi et coll. (1981). Les skarns de fer sont exploités pour leur teneur en magnétite et bien que des quantités mineures de Cu, Co, Ni et Au puissent être présentes, le fer est généralement le seul produit récupéré (Grigoryev et coll., 1990). Beaucoup de gisements sont très grands (>500 millions de tonnes de minerai correspondant à >300 millions de tonnes de Fe) et se composent principalement de magnétite avec une gangue silicate mineure. Certains gisements contiennent des quantités importantes de cuivre et sont transitoires avec des skarns à cuivre (p. ex. Kesler, 1968; Vidal et coll., 1990).

Les skarns de fer calcique dans les arcs océaniques des îles sont associés à des plutons riches en fer qui s'insurgent dans des roches calcaires et volcaniques. Dans certains gisements, la quantité d'endoskarn peut dépasser l'exoskarn. Les minéraux de skarn se composent principalement de grenats et de pyroxènes avec des quantités moindres d'épidote, ilvaite et actinolite; tous sont riches en fer (Purtov et coll., 1989). L'altération des roches ignées est commune avec l'albite répandue, l'orthoclase, et les veines et les remplacements scapolites, en plus de l'endoskarn.

En revanche, les skarns de fer magnésien sont associés à divers plutons dans une série d'arrangements tectoniques; la caractéristique unificatrice est qu'ils se forment tous à partir de roches murales dolomitiques. Chez les skarns magnésiens, les principaux minéraux sont la forstérite, le diopside, le périclase, le talc et la serpentine, tous sont pauvres en fer; ainsi, le fer disponible en solution tend à former de la magnétite plutôt que de l'andradite ou de l'hédenbergite (p. ex. Hall et coll., 1989).

1.5.3. Skarns Pb-Zn

La plupart des skarns de zinc se forment dans des contextes continentaux associés à une subduction ou à un mécanisme de rift. On en extrait des minerais de zinc, de plomb et d'argent. Bien que le zinc soit généralement dominant, ces autres métaux plomb et argent sont également en teneurs importantes (10-20% Zn + Pb, 30-300 g / t Ag).

Le fil conducteur de la plupart des minerais de skarn de zinc est leur présence distale par rapport aux roches ignées associées, comme le montrent les principaux examens des gisements de skarn de zinc effectués par Einaudi et al. (1981) et Megaw et al. (1988). Les skarns de zinc peuvent être subdivisés selon plusieurs critères, notamment la distance par rapport à la source magmatique, la température de formation, la proportion relative minéraux de skarn et de sulfures et la forme géométrique du corps minéralisé. Aucun de ces critères n'est entièrement satisfaisant.

Outre leur teneur en métal Zn-Pb-Ag, les skarns de zinc se distinguent des autres types de skarn par leur minéralogie riche en manganèse et en fer, par leur apparition le long de contacts structuraux et lithologiques, et par l'absence d'auréoles métamorphiques significatives centrées sur le skarn. Presque tous les minéraux de skarn dans ces gisements peuvent être enrichis en manganèse, y compris le grenat, le pyroxène, l'olivine, l'ilvaite, le pyroxénoïde, l'amphibole, la chlorite et la serpentine. Dans certains gisements, le rapport pyroxène/grenat et la teneur en manganèse du pyroxène augmentent systématiquement le long du trajet d'écoulement du fluide (par exemple Groundhog, Nouveau Mexique, Meinert, 1987).

1.6 Formation

La plupart des grands gisements de skarns connaissent une transition d'un métamorphisme précoce, qui forme des hornfels, des skarns de réaction et des skarnoïdes, à un métamorphisme plus tardif, qui forme des skarns à grain relativement plus grossiers et générateur de minerai.

1.6.1. Étapes de formation

La formation d'un gisement typique de skarn semble comporter un certain nombre d'étapes, comme le révèlent les relations texturales et spatiales entre les minéraux (Burt, 1972 a). Pour plus de commodité de présentation, cette formation a été décomposée en cinq étapes distinctes; dans la nature, les transitions entre ces étapes

de formation jusqu'à sa destruction sont vraisemblablement continues. Les températures énumérées ne sont que représentatives.

- 1- Intrusion d'un magma intermédiaire à granitique à 900-700 °C, probablement à des profondeurs peu profondes (peut-être allant de quelques dizaines ou centaines de mètres) ou bien à plusieurs kilomètres pour les skarns de fer. Rarement, l'intrusif peut être mafique (diabase, gabbro, ou syénite), particulièrement pour les gisements de skarn de type fer.
- 2- Métamorphisme de contact (déshydratation et décarbonation) des roches calcaires à 700-500 °C, avec une diminution du volume (« ground preparation »). Cristallisation du produit intrusif jusqu'à l'achèvement.
- 3- Formation de skarns zonés anhydres précoces à 600-400 °C, en raison soit de la libération de fer et de fluides riches en silice du magma, soit de l'arrivée de fluides provenant d'une source plus profonde. Dans les calcaires, les minéraux dominants du skarn précoce sont habituellement grenat et/ou clinopyroxène; dans les dolomites, forsterite et/ou phlogopite
- 4- Dépôt de minerai métallifère à partir de 500-300°C. Comme la formation de skarn continue. La scheelite et les oxydes semblent généralement se déposer plus tôt que les sulfures associés. Le dépôt du minerai se limite à des skarns formés antérieurement, dont certains restent stériles.
- 5- Altération hydrothermale tardive à 400-200°C ou moins, avec la destruction des minéraux anhydres précoces de skarn et le dépôt continu de minerai. La serpentine remplace la forstérite et la calcite, la magnétite, l'hématite, le quartz, la pyrite, l'ilvaite, la chlorite et d'autres minéraux remplacent le grenat et le clinopyroxène.

Au cours des étapes 4 et 5, le fluide chargé en minerai, serait remplacé passant d'origine magmatique, à météorique convective (cf. Taylor, 1974). Les minéraux silicatés caractéristiques des dernières phases hydrothermales de la formation de skarn sont babingtonite, nontronite, apophyllite, stevensite, thaumasite, et diverses zéolites.

1.6.2. Mécanismes de formation

L'intrusion de magma déclenche le métamorphisme de contact dans la région où les roches sédimentaires sont présentes, et forme des hornfels en conséquence. La recristallisation et le changement de phases des hornfels reflètent la composition du protolithe. Après la formation de cornéenne, un processus appelé métasomatisme se produit impliquant des fluides hydrothermaux dont les origines peuvent être magmatiques, métamorphiques, marines, ou météoriques, voire un mélange de ces fluides. Ce processus est appelé métamorphisme isochimique, et peut entraîner la formation d'un large éventail de minéraux calc-silicate dans les unités de lithologie impures et le long des de ces fluides, où le métasomatisme à petite échelle se produit (argilite et calcaire, et formation de fer baté).

Les gisements de skarn considérés comme économiquement importants car renfermant des métaux précieux sont le résultat d'un métasomatisme à grande échelle, pour lequel la composition du liquide définit le type de skarn et la nature du minerai. Ils sont relativement plus grossiers et ne reflètent pas la composition du protolithe ou des roches environnantes.

Des types rares de skarns se forment au contact de roches sulfurées ou carbonées comme les schistes noirs, les schistes graphite, les formations de fer baté et, à l'occasion, le sel ou les évaporites. Ici, les fluides réagissent moins par échange chimique d'ions, mais en raison du potentiel d'oxydation redox des roches encaissantes.

1.7 Evolution des skarns dans le temps et l'espace

Comme l'ont décrit les premiers chercheurs qui ont étudié les skarns (Lindgren 1902; Baril, 1907; Goldschmidt, 1911; Umpleby, 1913; Knopf, 1918), la formation d'un dépôt de skarn est un processus dynamique. Pour la plupart des grands gisements de minerais dans les skarns, il y a une transition du métamorphisme précoce/distal qui donnent hornfels, skarns de réaction et skarnoïdes, au métasomatisme postérieur/proximal, qui conduit à des skarns de minerai à grains relativement grossiers. En raison des forts gradients de température et de l'importance des circulation de fluides causées par l'intrusion d'un magma (Norton, 1982; Sarsoura et Schuiling, 1987; Bowers et coll., 1990), le métamorphisme de contact peut être considérablement plus complexe que le modèle simple de recristallisation isochimique habituellement invoquée pour le métamorphisme régional.

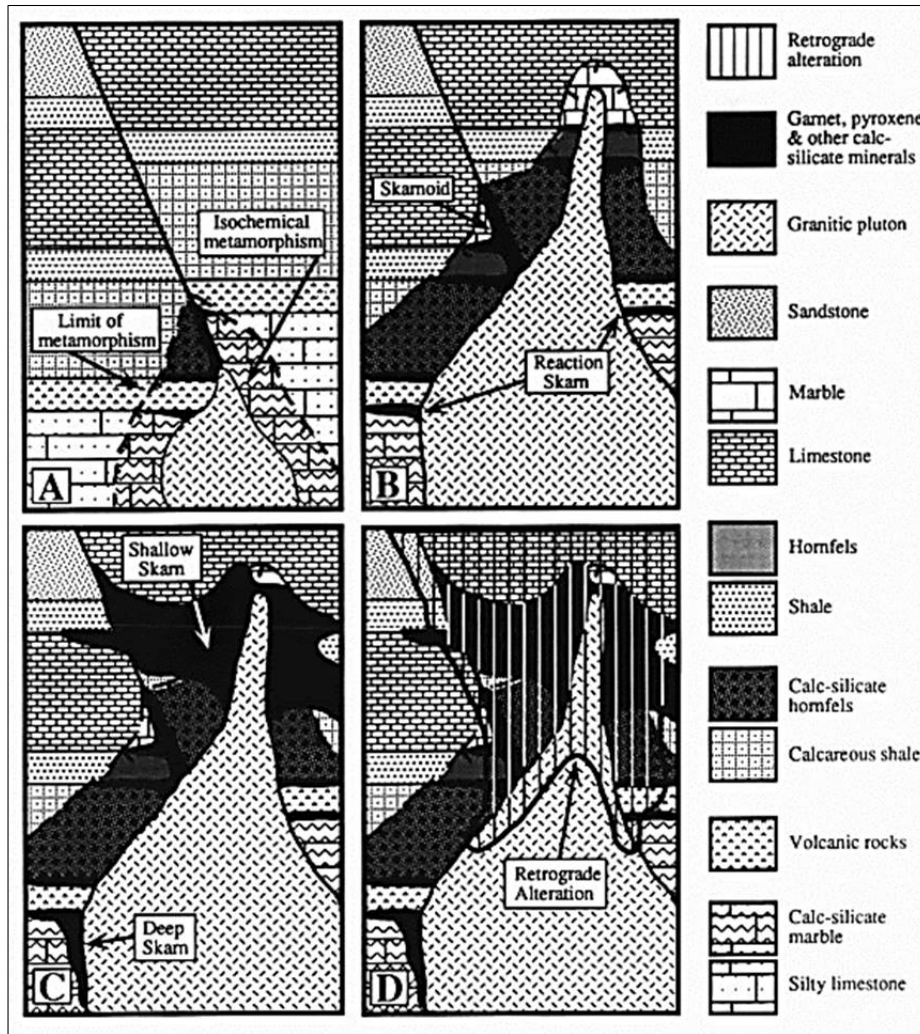


Figure 5 : Skarn : Etapes de l'évolution de gisements de skarns associés à un pluton

- A- L'intrusion est responsable du métamorphisme des roches sédimentaires
- B- La recristallisation métamorphique et les changements de phase reflètent la composition du protolithe, avec un bimétasomatisme local et la circulation de fluides, formant ainsi des minéraux calc-silicates (skarns de réactions et skarnoides) dans des lithologies impures et le long du fluide.
Noter que le métamorphisme est plus intense en température et plus répandu en profondeur que près du dôme en haut du système.
- C- Résultat des cristallisation et relaxation des phases aqueuses séparées dans un skarn métasomatique dû à des fluides
Noter que le skarn en profondeur, est relativement confiné par rapport aux dimensions de l'auréole de métamorphisme. Il est aussi davantage orienté verticalement comparé à la largeur de l'expansion de l'auréole qui localement s'étend au-delà de l'auréole de métamorphisme en haut du système
- D- Le refroidissement du pluton et la circulation possible d'eau météorique, plus froide, oxygénée; est responsable de l'altération rétrograde des associations des calc-silicates métamorphiques et métasomatiques.
Noter que l'altération rétrograde est plus étendue dans les zones peu profondes.

Par exemple, la circulation de divers fluides par une fracture dans un protolithe carbonaté relativement simple peut entraîner plusieurs réactions différentes. Ainsi, les gradients thermiques bruts, communs dans la plupart des environnements plutoniques, se traduisent par des auréoles métamorphiques complexes avec un transfert métamorphique à petite échelle comme en témoignent les skarns de réaction et les skarnoides.

Des fluides somatiques plus complexes, avec addition possible de composés magmatiques tels que Fe, Si, Cu, etc., produisent un continuum entre les processus purement métamorphiques et purement somatiques. Ce métamorphisme précoce et le métasomatisme continu à température relativement élevée (Wallmach et Hatton, 1989, descriptions pour des températures > 1200 °C) sont suivis par une altération rétrograde à mesure que les températures diminuent. Un lien entre l'espace et le temps est un thème commun dans les gisements de minerai et exige une interprétation attentive des caractéristiques qui peuvent sembler se produire seulement dans un lieu particulier (par exemple, Barton et coll., 1991).

L'un des paramètres les plus critiques influant sur la taille du skarn, sa géométrie et le style d'altération qu'il va subir est sa profondeur de formation. Les études géobarométriques quantitatives utilisent généralement des équilibres minéraux (Anovitz et Essene, 1990), des inclusions de fluides (Guy et coll., 1989) ou une combinaison de ces méthodes (Hames et coll., 1989) pour estimer la profondeur du métamorphisme. Les méthodes qualitatives comprennent les reconstitutions stratigraphiques ou géologiques et l'interprétation des textures ignées. Les observations simples des marges réfrigérées, de la taille des grains de la matrice de porphyre, de la morphologie des plutons, et de la présence de bréciation et de fracture fragile permettent des distinctions entre des environnements relativement peu profonds et profonds.

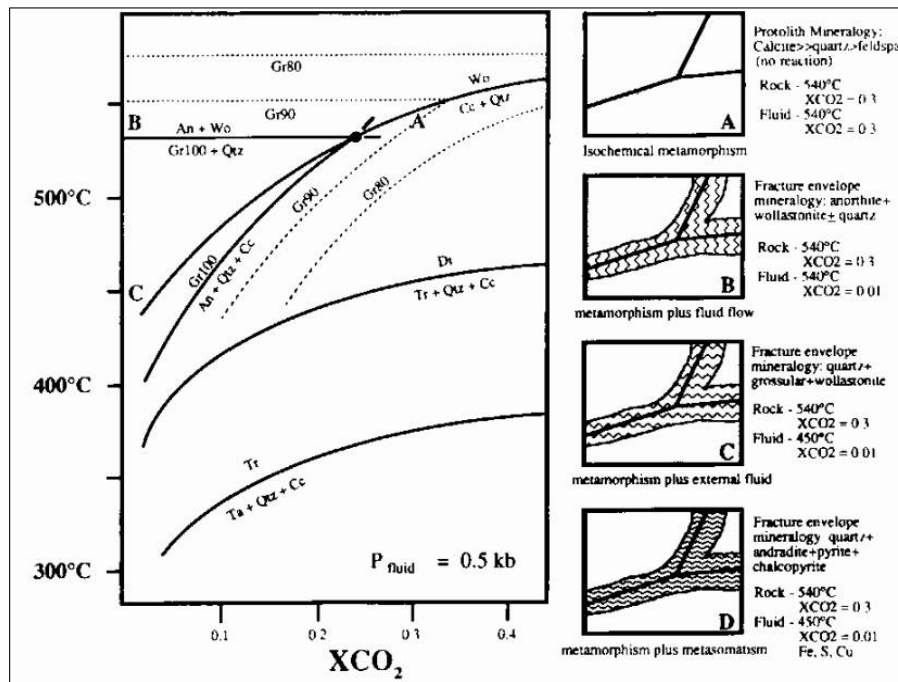


Figure 6 : Skarn : Illustration d'équilibre de phases méamorphique pour des réactions choisies dans le système Ca-Mg-Al-Si-H₂O-CO₂, modifié par Greenwood (1967) et Kerrick (1974).

4 exemples d'événements d'altération le long de fissures

- A- Fluide dans une fissure à la même température et la même composition que la roche environnante pour des teneurs XCO₂ élevées
- B- Le fluide dans la fissure a la même température que la roche environnante mais une partie du CO₂ a pu flasher hors du système
- C- Le fluide dans la fissure est plus froid que les roches environnantes et une partie du CO₂ a pu sortir du système
- D- Le fluide dans la fissure est un fluide métasomatique concentré qui contient des composés magmatiques tels que Fe, Cu, et S.

CC=calcite, Ta= talc, autres abréviations selon le tableau

L'effet de la profondeur sur le métamorphisme est en grande partie fonction de la température de la roche murale ambiante avant, pendant et après l'intrusion. En supposant un gradient géothermique moyen pour une zone orogénique d'environ 35°C par kilomètre (Blackwell et coll., 1990), la température de la roche murale ambiante avant l'intrusion à 2 km serait de 70°C, alors qu'à 12 km, elle serait de 420°C. Ainsi, avec le flux de chaleur supplémentaire fourni par l'activité ignée locale, le volume de roche affecté par des températures dans la gamme 400-700°C serait considérablement plus important et plus long dans le temps autour d'un skarn plus profond que pour un skarn plus près de la surface. En outre, des températures ambiantes plus élevées pourraient affecter la cristallisation du pluton ainsi que réduire au minimum l'altération rétrograde des minéraux du skarn.

À une profondeur de 12 km avec des températures ambiantes autour de 400°C, le skarn ne peut pas refroidir jusqu'aux températures des domaines de stabilité des grenats et des pyroxène, sans soulèvement ultérieur ou autres changements tectoniques. L'étendue et l'intensité accrues du métamorphisme en profondeur peuvent affecter la perméabilité des roches hôtes et réduire la quantité de carbonate disponible pour la réaction avec les fluides métasomatiques. Un cas extrême est décrit par Dick et Hodgson (1982) à Cantung, Canada, où le « calcaire de fromage suisse » a été presque entièrement converti en hornfels hétérogènes de calc-silicates pendant le métamorphisme avant formation du skarn. Le skarn ainsi formé à partir des quelques parcelles restantes de calcaire produit quelques-unes des concentrations les plus élevées de minerai de skarn de tungstène dans le monde (Mathiason et Clark, 1982).

L'intensité à laquelle le stade d'altération se développe dans un skarn spécifique dépend de l'environnement géologique local de formation. Par exemple, le métamorphisme sera probablement plus étendu et plus intense autour d'un skarn formé à des profondeurs crustales qu'un autre formé dans des conditions moins profondes. Inversement, l'altération rétrograde pendant le refroidissement, et l'interaction possible avec l'eau météorique, seront plus intenses dans un skarn formé à des profondeurs relativement faibles par rapport à ceux formés à de plus grandes profondeurs. Dans les skarns plus profonds, les roches carbonatées peuvent se déformer d'une manière ductile plutôt que par fracture fragile, avec des lits parallèles au contact intrusif; dans les systèmes moins profonds, l'inverse peut être vrai. Ces différences de style structural affecteront à leur tour, la taille et la morphologie du skarn. Ainsi, la composition de la roche d'hôte, la profondeur de formation, et le réglage structural causeront tous des variations du modèle idéalisé de skarn « classique ».

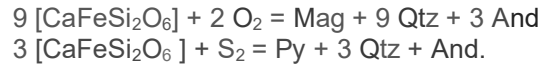
1.8 Faciès de Skarn

Les minéraux du tableau suivant sont stables sous différentes conditions de température, de pression et de fugacité des fluides volatils. Ces différences de stabilités des divers minéraux et associations de minéraux peuvent être utilisés pour définir les faciès de formation des skarns (skarn riche en fer, Burt, 1971 a; 1972 a). Les fugacités et la température jouent généralement des rôles inverses pour déterminer quel faciès est stable. Par exemple, à une pression donnée, la wollastonite est stable à des températures plus élevées que la calcite et le quartz, mais elle peut se former à des températures assez basses si le fluide est suffisamment appauvri en CO₂ (cf. Greenwood, 1967; Kerrick, 1974). L'inclusion de fluide et d'autres indices suggèrent que les fluides formateur du skarn sont généralement appauvris en CO₂, et ainsi la formation du skarn peut se produire à des températures relativement basses.

Le faciès de la formation du skarn peut être présenté de manière extrêmement concise sur des diagrammes de stabilité minérale. Pour le faciès de la formation de skarn anhydre précoce, le système modèle Ca-Fe-Si-C-O a été choisi (Burt, 1971 a). Les minéraux considérés étaient le graphite, la magnétite, l'hématite, la calcite, la sidérite, le quartz, l'hédenbergite, la wollastonite, la fayalite et l'andradite. Les associations naturelles et les incompatibilités minérales (associations jamais observées) ont permis d'obtenir comme configuration stable le diagramme isobare, isotherme μ_{O_2} - μ_{CO_2} suivant. (Le symbole μ désigne le potentiel chimique, proportionnel au logarithme de la fugacité). Des travaux expérimentaux ultérieurs (Gustafson, 1974; Liou, 1974) ont permis de vérifier cette interprétation des relations de stabilité.

Shimazaki et Yamanaka (1973) suggèrent cependant qu'une ferrobustamite pauvre en fer de composition approximative Ca₅FeSi₆O₁₈ devrait être stable entre CaSiO₃ et CaFeSi₂O₆. Si tel est le cas, le diagramme devra être légèrement modifié. Le diagramme de faciès montre que l'andradite et l'hédenbergite sont toutes deux stables sous des conditions de faible fugacité de CO₂ ou à haute température. Sous de telles conditions, l'hédenbergite est stable dans les fluides relativement réducteurs et l'andradite dans ceux relativement oxydants. Sous des potentiels d'oxygène intermédiaires, les deux minéraux peuvent coexister (une solution solide dans la nature élargit considérablement leur champ de coexistence). La wollastonite est stable dans des conditions de CO₂ plutôt extrêmement faibles ou à haute température. A toute température, le potentiel minimum d'oxygène est celui déterminé par le graphite. Dans des conditions de basse température ou de CO₂ élevé, l'andradite et l'hédenbergite donnent toutes deux des associations calcite-quartz-magnétite (ou hématite), correspondant à des dépôts de remplacement de magnétite dans le calcaire. Sous très basse température ou CO₂ élevée, des associations sidérite-quartz-calcite apparaissent, correspondant à des gisements de remplacement sidérite-silice jasperoïdaux dans le calcaire. La discussion ci-dessus ne considère pas les phases aqueuses d'ilvaite, de ferroactinolite et de babingtonite. Les relations de stabilité de l'ilvaite ont été déduites par Bartholomé et Dimanche (1967) et légèrement modifiées par la suite (Burt, 1971 b; 1972a). Ces études montrent que l'ilvaite est stable dans des conditions assez réductrices, riches en fer, hydratées (basse température). La ferroactinolite est stable dans des conditions hydratées extrêmement réductrices, et la babingtonite dans des conditions extrêmement hydratées et à faible teneur en CO₂ (généralement avec les zéolites).

L'influence du fluor sur les faciès de skarn est intéressante, notamment en ce qui concerne la relation entre les skarns et les greisens. Si l'«opérateur d'échange» fictif F₂O₋₁ est utilisé (défini par la relation $\mu_{F_2O_{-1}} = 2 \mu_{HF} - \mu_{H_2O}$), les équilibres de skarn impliquant la calcite et le CO₂ sont presque entièrement échangeables contre des équilibres de greisen impliquant la fluorite et le F₂O₋₁ (Burt, 1972 c). De même, à des températures très élevées, les réactions impliquant la tilleyite et la spurrite sont échangées contre celles impliquant la cuspidine. La présence de sidérite, ainsi que de fluorite, dans de nombreux gisements de greisen suggère que les fugacités de CO₂ et de HF étaient toutes deux élevées pendant leur formation. Enfin, l'influence des équilibres de sulfuration et d'oxydation est intéressante, dans la mesure où ces équilibres peuvent être liés à des processus de dépôt de minerai (Burt, 1972 d). Le composant hédenbergite du clinopyroxène contrôle le potentiel d'O₂ et de S₂ à de faibles niveaux par des réactions telles que les suivantes:



Si de l'eau est ajoutée, l'ilvaite peut participer à des réactions telles que:



Et Le composant andradite des grenats est stable sur une gamme un peu plus large de conditions. Sous haut μS_2 et bas μO_2 , il se décompose en pyrite plus wollastonite:



Sous des conditions élevées de μS_2 et μO_2 , il se décompose en associations hématite (ou pyrite) -anhydrite-quartz



Les associations contenant de l'anhydrite sont rares dans les skarns, probablement en raison de la solubilité relativement élevée à basse température de l'anhydrite. Dans tous les cas, les minéraux de skarn Ca-Fe-Si formés précocement sont considérés comme capables de modifier chimiquement les fluides ultérieurs qui les traversent. Cette modification pourrait favoriser le dépôt de minéral.

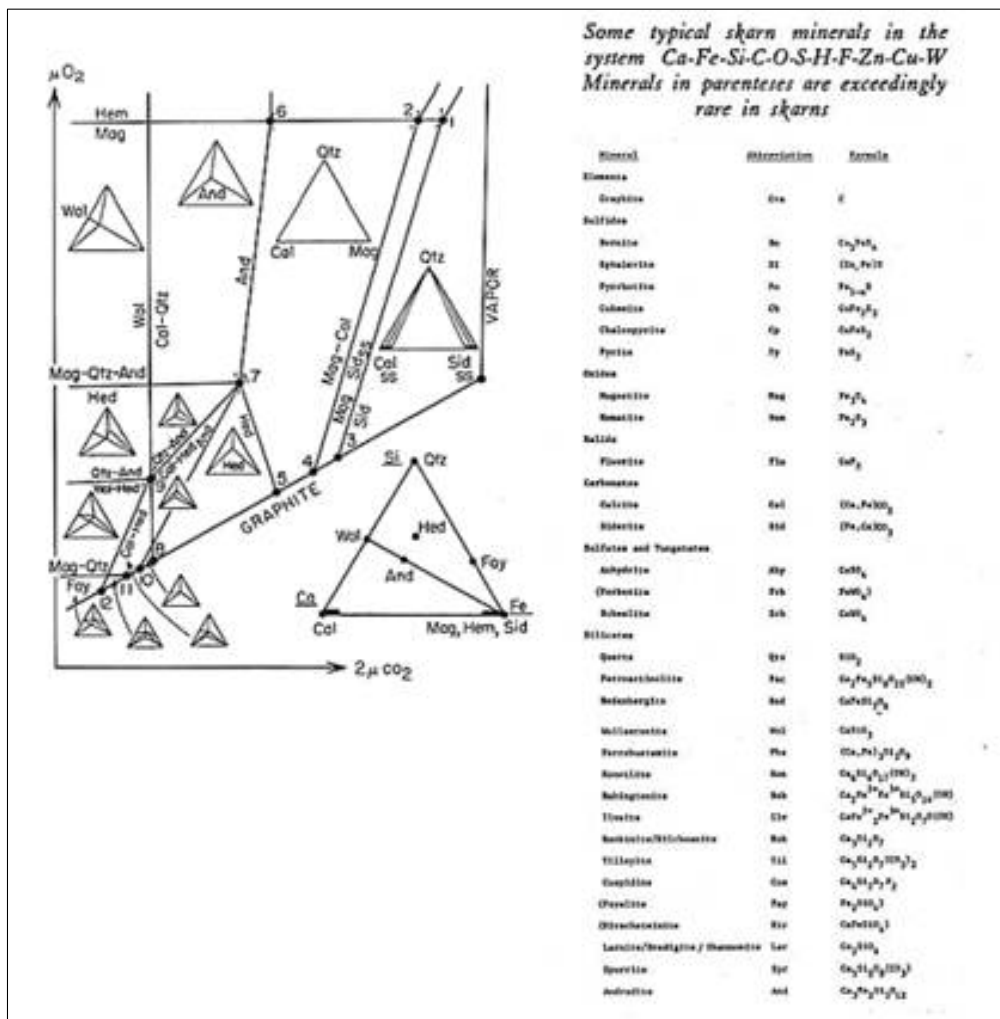


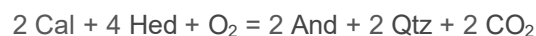
Figure 7 : Skarn : Diagramme schématique isobarique et isothermique μO_2 - μCO_2 dans le système Ca-Fe-Si-C-O-S-H-F-Zn-Cu-W (d'après Burt 1972 a) les minéraux en parenthèse sont rares dans les skarns

1.8.1. Zonage métasomatique

Skarn Ca-Fe-Si

Le zonage métasomatique est une caractéristique distinctive des gisements de skarn. Les zones individuelles de skarn formés tôt sont généralement constituées essentiellement d'un ou deux minéraux. Une seule séquence de zones a tendance à se produire à travers un gisement ou un groupe de gisements donné, bien que localement la largeur des zones individuelles puisse varier considérablement et que certaines zones puissent manquer à certains endroits.

Des modèles de zonage de skarn basés sur des diagrammes de potentiel chimique ont été développés pour la première fois par D. S. Korzhinskii (1959 et articles précédents). J. B. Thompson, Jr. (1959) a présenté une approche géométrique équivalente. Burt a ensuite appliqué ces modèles aux gisements de skarn de C.-Fe-Si (Burt, 1972 a; 1974); ce qui suit est un bref résumé de cette approche (cf. Grant, 1977; Joesten, 1977). Lors de la formation des skarns de remplacement, le transport de masse se produit vraisemblablement à la fois par infiltration de fluide le long des fractures et par diffusion loin de ces fractures. Burt a supposé, en utilisant des diagrammes de potentiel chimique, que les résultats ressembleraient principalement à une diffusion, le mouvement des fluides tendant simplement à «étaler les zones» sur de plus grandes distances (cf. Fletcher et Hofmann, 1974). Cette approche semble fonctionner et la figure jointe en est un exemple. Ce chiffre est basé sur - la séquence classique de zonage de l'exoskarn magnétite / ilvaite / hédénbergite / calcaire à Temperino, Toscane, Italie (Vom · Roth, 1868; Bartholome et Evrard, 1970). Le fait qu'à certains endroits à Temperino une zone de quartz se trouve entre l'hédénbergite et le calcaire est également conforme au modèle. Des modèles tels que la figure 2 impliquent le développement simultané de toutes les zones principales, en raison des gradients de potentiel chimique établis entre les solutions riches en fer et en silice et les roches hôtes calcaires. Les zones intérieures remplacent continuellement les zones extérieures. Dans la nature, les séquences de zonage formées précocement sont modifiées à mesure que les compatibilités et les stabilités des minéraux changent avec les variations de température et de composition des fluides. Le contact hédénbergite / marbre est un bon endroit pour rechercher de tels changements, une hédénbergite plus calcite peut devenir instable par des réactions telles que les suivantes :



Ont été découvertes des bandes locales millimétriques d'andradite au contact hédénbergite / marbre à Campiglia Marittima, en Toscane.

1.8.2. Solution solide

Le modèle de zonage simple ci-dessus néglige le fait que les minéraux de skarn dans la nature sont des solutions solides. Cette caractéristique s'exprime généralement dans les séquences de zonage du skarn par un changement régulier des compositions minérales dans chaque zone. De nombreuses études montrent que le grenat andraditique a tendance à être enrichi en Fe loin de l'intrusif, et le clinopyroxène hédénbergitique est généralement enrichi d'abord en Fe puis Au Mn à l'approche du calcaire. La séquence d'enrichissement cationique dans les clinopyroxènes de skarn, à savoir .Mg-Fe-Mn, est apparemment l'inverse de l'ordre de préférence des clinopyroxènes pour le cations Mg, Fe et Mn (comme le suggèrent les stabilités thermiques décroissantes du diopside, de l'hédénbergite et de la johannésinite). Une interprétation possible est que les fluides traversant une zone de clinopyroxène sont d'abord appauvris en Mg puis en Fe, de sorte que finalement il ne reste plus que Mn pour former de la johannésinite à proximité du calcaire non remplacé.

Les associations de minéraux des formations de fer calcaire métamorphosé (Klein, 1973) sont similaires à ceux des skarns. Une distinction concerne le comportement de l'oxygène. Au cours des premières étapes de la formation du skarn, il semble être contrôlé «extérieurement» par des solutions évolutives. Dans les formations de fer métamorphosées, en revanche, (le μO_2 semble être contrôlé «en interne» par les assemblages minéraux locaux eux-mêmes (cf. Zen, 1963; Vidale et Hewitt, 1973). Le contrôle local le plus courant est peut-être le graphite finement divisé, en partie le produit de la décomposition métamorphique de la sidérite. Les teneurs les plus élevées de métamorphisme dans ces roches produisent parfois une roche appelée eulysite, contenant de la fayalite (Burt, 1972 b). Ni la fayalite, ni le fer hydraté à basse température silicates greenalite, minnesotaite et greenalite, se produisent généralement dans les skarns. Enfin, les associations de minéraux des gisements de skarn ressemblent à ceux des gisements métamorphosés riches en manganèse, notamment Langban, Suède (Moore, 1970), Franklin, New Jersey (Frondele, 1973) et divers gisements au Japon (Watanabe et al., 1970) . Ces gisements, en plus d'être beaucoup plus variés sur le plan minéralogique que la plupart des skarns, n'ont pas le caractère métasomatique typique des skarns de remplacement discutés ici. Certains des gisements de manganèse zonés au Japon sont cependant d'excellents exemples de skarns réactionnels.

2. GEOLOGIE DES PYRENEES

Toute la partie méridionale du massif jusqu'au pic Long, ainsi que la zone ouest et nord-ouest, sont composées de roches sédimentaires à base de calcaires, schistes et grès datant du Dévonien (-420 à -360 Ma), et que l'on nomme la nappe de Gavarnie. C'est une nappe de charriage qui s'étend sur une partie de la zone axiale des Pyrénées, dont les massifs adjacents du Mont-Perdu (secteur nord) et de la Munia.

Les couches de la nappe sont issues de la diagenèse (solidification) de dépôts sédimentaires marins au fond de l'océan Rhéique, au Dévonien dans l'hémisphère sud. La migration de ces couches dans l'hémisphère nord est due à la remontée vers le nord des plaques tectoniques situées sous cet océan, lors de l'orogénèse varisque (collision entre les paléocontinents du Gondwana et de la Laurussia).

La zone nord-est du massif, du pic Long jusqu'au massif de l'Arbizon (et englobant la réserve naturelle nationale du Néouvielle), est située sur un pluton formé de granodiorites et de granites calco-alcalins à biotite. Ce pluton fait 98 km² et s'est formé au Carbonifère, il y a -300 Ma, à l'occasion d'une intrusion magmatique lors de la formation de la chaîne varisque.

La poche magmatique formée en profondeur, dans la racine de la chaîne varisque, se refroidit alors très lentement durant des milliers d'années.

De -260 à -100 millions d'années, de la fin du Permien au milieu du Crétacé, l'ouverture de l'océan Neo-Thétis et de l'océan Atlantique érode fortement la chaîne varisque jusqu'à son socle, si bien qu'il ne reste plus qu'à la fin une pénélaine. On observe alors un affleurement progressif du socle granitique.

À partir de -100 Ma au Crétacé, la remontée de la plaque africaine entraîne avec elle la plaque ibérique, qui commence à passer sous la plaque eurasiatique. La collision des croûtes situées sur ces plaques engendre une montée en altitude des roches, c'est la phase de soulèvement des Pyrénées vers -40 Ma à l'Éocène.

Toutefois, les caractéristiques actuelles du relief sont dues à l'érosion au cours de ces 5 derniers millions d'années : l'alternance de périodes de refroidissement et réchauffement creuse les roches sédimentaires assez profondément pour laisser apparaître le pluton au nord-est du massif.

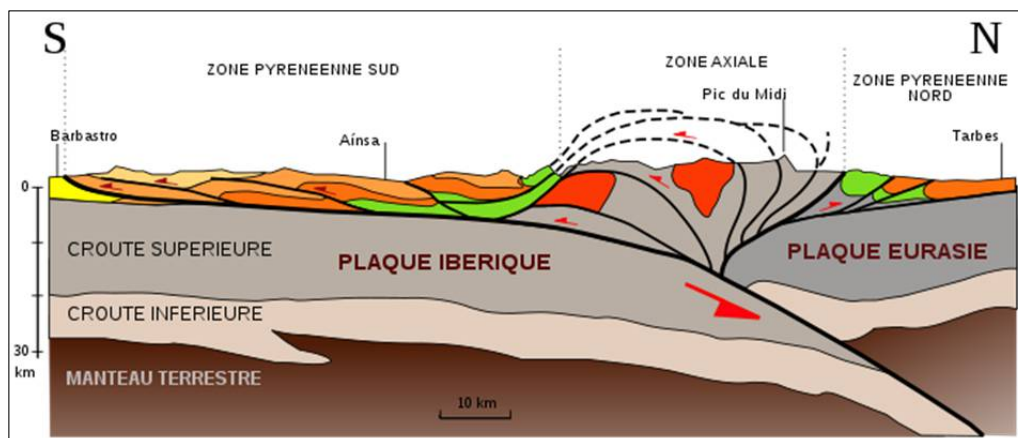


Figure 8 : Skarn : Coupe géologique des Pyrénées au niveau du massif du Néouvielle
la plaque ibérique à gauche passe sous la plaque continentale à droite, au centre les couches sont remontées et fortement plissées (traits et pointillés noirs). Puis l'érosion draine les roches des hauts sommets vers les plaines (traits en pointillés), ce qui fait affleurer le pluton du Néouvielle (en rouge au centre de la chaîne).

Au cours du Pliocène et Pléistocène, de -5 Ma à -10 000 ans, de nombreux glaciers sont à l'origine des cirques glaciaires et des vallées glaciaires que l'on peut rencontrer aisément dans les Pyrénées. Dans la nappe de Gavarnie de nature sédimentaire, les glaciers creusent de profondes vallées comme la vallée d'Aure au sud-est ou les vallées de l'ouest vers Gavarnie-Gèdre.

Dans les roches granitiques plus résistantes, on voit apparaître de petits cirques et de petites vallées glaciaires, permettant durant l'Holocène, à partir de -10 000 ans, l'apparition des nombreux lacs glaciaires.

3. GRENATS DU VALLESPIR - COSTABONNE

3.1 Introduction de Maurice Courtet

Dans le Vallespir, le gisement le plus connu est certainement celui du Pic de Costabonne où le grossulaire et l'andradite sont représentés. Les cristaux de grossulaire que j'ai pu admirer dans les collections sont certes de taille modeste, souvent très bien formés, brillants, mais opaques. Des cristaux de tailles plus importantes, pouvant atteindre 2 à 3cm ont été signalés ; ceux de petites dimensions sont parfois jaunes à rouge-orangé et partiellement transparents. Concernant l'andradite, soulignons que les échantillons de Costabonne sont cités dans la littérature comme étant les meilleurs de France.

L'ancienne mine de fer de Batère, dont l'exploitation s'est arrêtée en 1994, a également permis la découverte d'échantillons d'almandin de taille parfois importante (certains cristaux dépassaient les 3cm). Ces derniers n'auraient cependant constitué que rarement des échantillons esthétiques.

A Montbolo, proche du Mas Carbonell, des petits grenats grossulaires spessartines de couleur rouge sont signalés, engagés dans leur gangue de pyrrhotite et sans intérêt esthétique. Toutefois, des découvertes anciennes mentionnent des cristaux bien formés et mesurant plusieurs centimètres de diamètre.

Sur la commune de Reynes, une variété de composition chimique située entre le grossulaire et l'andradite est présente aux environs de Roca Gelera. Elle s'y exprime en petits cristaux qui peuvent rarement devenir centimétriques, de couleur rouge et parfois associés à la calcite.

Dans le secteur de Py, notamment au ravin de Tonnet, des grenats grossulaires de taille centimétrique, légèrement rosés à orange, ont été récoltés. La collection de Robert Boher contient quelques exemplaires intéressants de cette provenance.

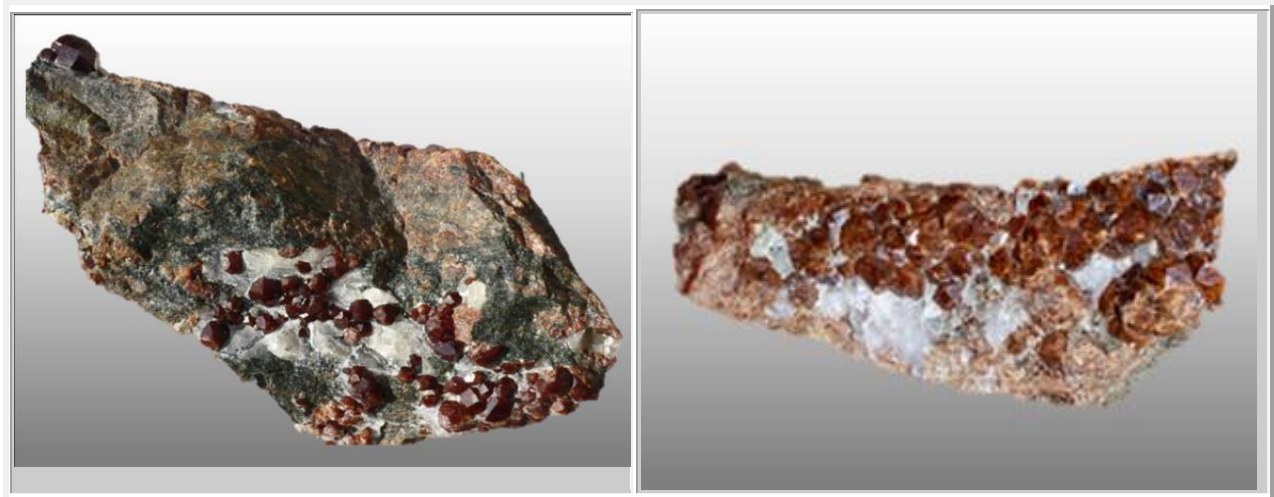


Figure 9 : Skarn : PO66 : Reynes : Grossulaire – Andradite
Coll. Geoforum, Aldebaran 66

4. GRENATS DE COSTABONNE

4.1 Définition

Un skarn est selon Phan (1969) un terme d'origine suédoise et désigne des roches de silicates calciques, fréquemment enrichies en composés métalliques : fer, aluminium ou magnésium, etc... Les skarns se présentent sous la forme de zones très différenciées car chacune ne se compose que d'un tout petit nombre de minéraux.

Leur formation est généralement due à la métasomatose à haute température de roches carbonées avec intrusions de ces éléments métalliques. Ces gisements, puisque les skarns sont souvent suffisamment enrichis par ces intrusions pour être exploités, se sont formés à haute température, au-dessus de la température critique de l'eau, c'est ce qui les différencie des gisements hydrothermaux.

4.2 Gisement de Salau

Le gisement de Salau, en Ariège est un gisement de tungstène, mais avant tout un gisement de skarn et c'est ce qui nous intéresse dans cet exposé.

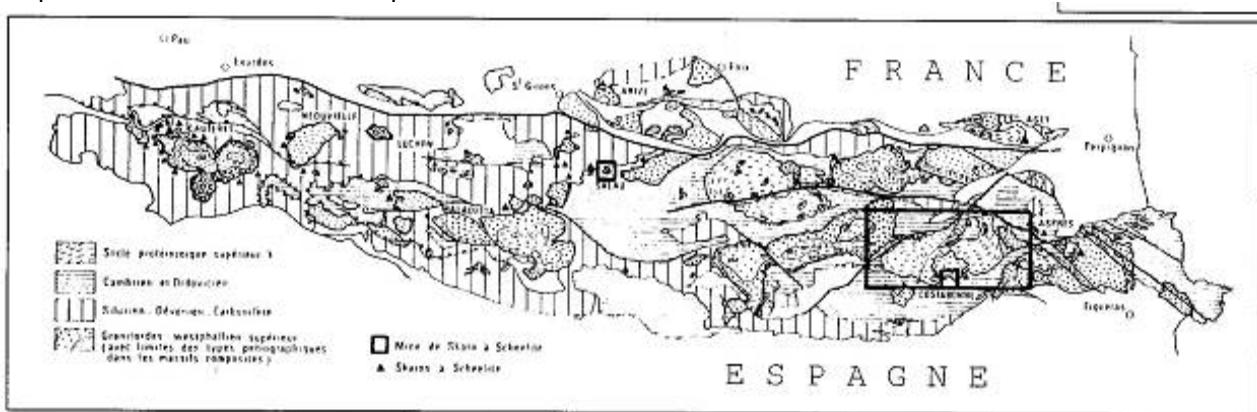


Figure 10 : Skarn : Pyrénées : Carte géologique globale

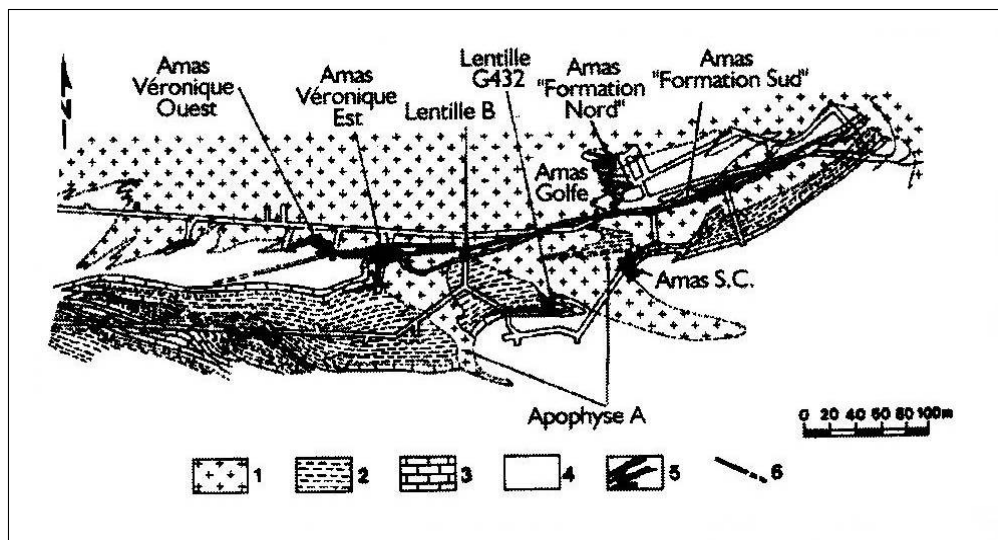


Figure 11 : Skarn : Pyrénées : Carte géologique : zoom sur le gisement de Salau

Le gisement de Salau se trouve à la bordure sud d'un **apex granodiorique**, le stock de la Fourque. Ce stock est intrusif dans une série sédimentaire plissée paléozoïque datée du Silurien supérieur au dévonien moyen. Il s'agit en fait d'une granodiorite composite. Sa partie principale est constituée de grains de dimensions moyennes, généralement équigranulaire, mais localement porphyrique. La partie apicale montre une texture particulière caractérisée par la présence de plagioclases et biotites idiomorphes baignant dans de grands cristaux xénomorphes et poikilites de quartz. Les minéraux présents sont des plagioclases, du microcline, du quartz, et de la biotite brun rougeâtre. Du point de vue géochimique, cette granodiorite est relativement mafique avec une concentration en MgO comprise entre 0,5 et 3%.

Soler (1977) et Kaelin (1982), ont identifié deux lignées calcoalcalines qui semblent correspondre à deux arrivées différentes de magmas.

La première lignée développée dans les parties externes du stock au voisinage de l'exploitation comprend des diorites quartzifères et des granites, avec un niveau élevé en Fe_2O_3 et bas en K_2O par rapport aux séries calcoalcalines classiques.

La seconde lignée apparaît dans la zone centrale du stock et recoupe la première partie par l'intermédiaire de petits dykes constitués principalement de granodiorites à grenats et accessoirement de diorites et de granites monzonitiques. Les roches porphyriques à grain moyen appartiennent à cette lignée qui est plus riche en K_2O et en Fe_2O_3 , que la première lignée.

La mise en place du minerai est une conséquence de la circulation de fluides chargés en éléments métalliques et de réactions chimiques avec les roches préexistantes, c'est la métasomatose.

Dans le gisement de Salau, se sont succédées 3 étapes dans le processus de développement des skarns :

- **Etape 1**

Développement des skarns dans les marbres et dans les roches calco-silicatées du métamorphisme de contact des barrégiennes. Dans les marbres plus ou moins graphiteux et dans le granite, au contact du granite ou en filons se développent des skarns caractérisés par la succession des zones suivantes : développement mineur d'endoskarns avec une paragenèse à épidote + amphibole + sphène, transformation ultérieure d'après Soler d'une paragenèse) plagioclase calcique + clinopyroxène ; une zone amont monominérale de grossulaire riche en fluor (0,5 à 1%) ; une zone monominérale d'hédenbergite (de loin la plus importante) ; une zone aval de calcite blanche qui sépare les silicates du marbre graphiteux.

Les skarns présentent par rapport aux roches initiales, un enrichissement en silice, fer et manganèse. De l'aluminium est introduit dans le grenat amont seulement. MgO monte jusqu'à quelques % dans les skarns clairs à salite. De la scheelite et de l'hédenbergite peut y être observée.

- **Etape 2 : pluies météoriques**

Fonteilles et al (1989) ont décelé un stade hydratation qui transforme le grossulaire en épidote+calcite+quartz, ainsi que les endoskarns selon la paragenèse mentionnée précédemment. Pas d'apport autre que de l'eau et du dioxyde de carbone.

- **Etape 3 :**

Second stade de développement de skarn caractérisé par un grenat rouge alumineux (almandin-spessartine), pauvre en fluor, associé à du quartz noir et à une hornblende bleu-vert, ainsi qu'exceptionnellement de la scapolite. Ces skarns ne se développent que dans les roches silicatées (granodiorite ou skarns de la première étape. A l'opposé du 1^{er} grenat, ce grenat se trouve au contact du calcaire, mais toujours du côté de la roche silicatée.

4.3 Massif du Costabonne (66)

Le massif granitique du Costabonne constitue un relief à 2464 m d'altitude, à la terminaison occidentale de la vallée du Vallespir, sur les pentes duquel le Tech prend sa source. Il fait partie des derniers plutons à s'être mis en place dans l'histoire paléozoïque des Pyrénées, c'est à dire après les déformations majeures qui structurent la chaîne. Il a induit à sa périphérie, un encaissant carbonaté, des perturbations minéralogiques et chimiques importantes entraînant la formation de skarns.

Il s'agit de roches largement grenues (avec des cristaux pouvant atteindre 20 cm) issues du métamorphisme de contact de roches carbonatées à la périphérie des granites, par métasomatose.

On distingue classiquement l'endoskarn, le granite lui-même, transformé, de l'exoskarn, le skarn dérivant des formations carbonatées. Dans le cas simple, avec la silice des granites et le calcium/magnésium des formations carbonatées (calcaire magnésien, dolomie), il se forme des silicates calciques de type grenat grossulaire-andradite, épidote, diopside, vésuvianite, wollastonite, etc. très intéressants pour le minéralogiste.



Figure 12 : Skarn : Costabonne : Vue générale du massif depuis le départ du sentier de mineur



Figure 13 : Skarn : Costabonne : Vue du pic depuis la frontière et voie ferrée entre versants
Photos J.-C. Goujou

Les déblais apparaissent sur le versant sud :
Ancienne voie ferrée qui permettait le charriage du minerai du versant est vers le sud (équipé d'une descenderie).
En arrière-plan, veine de marbre blanc et au premier plan les cornéennes calciques



Figure 14 : Skarn : Costabonne : Zone de travaux sur le versant sud
On peut remarquer la trace des anciennes galeries qui se sont effondrées en arrière-plan ainsi que la zone de déblais alt. 2200 m en haut à gauche. Photo J.-C. Goujou

Dans certains cas plus complexes, comme au Costabonne, une minéralisation en tungstène, fer (quelquefois bismuth et molybdène) est associée à la zone de skarn ce qui a conduit la recherche minière (le BRGM) à s'intéresser de plus près à ces roches particulières tout le long de la chaîne.

Les nombreux travaux effectués de 1955 à 1978 ont abouti à la parution d'une synthèse dans laquelle A. Autran (1980) replace les principaux skarns (à scheelite) et les deux "mines de skarn à scheelite", Salau et le Costabonne, dans leur contexte géologique à l'échelle de la chaîne. N'y figurent pas, bien sûr, les autres skarns peu ou non minéralisés.

Les skarns pyrénéens sont répartis le long de la chaîne et l'on a parlé des Pyrénées comme d'une véritable "province à tungstène".

Les skarns des Hautes-Pyrénées, autour des massifs de Cauteret, Néouvielle et Maladetta, formés à partir des niveaux carbonates du Paléozoïque moyen à supérieur se distinguent des skarns plus orientaux (Ariège et Pyrénées-Orientales) localisés dans le Paléozoïque inférieur (Salau et Costabonne).

La géologie régionale, catalane, quant à elle, est décrite depuis les travaux de cartographie (à 1/80 000) sur la feuille de Prades (première édition : Mengel, 1925 et deuxième édition : Guitard et al., 1968) et la thèse de Guitard (1970). Le granite du Costabonne est intrusif dans la série de Canaveilles faisant elle-même partie du massif du Canigou-Carança. Il recoupe franchement les structures antérieures acquises par les gneiss. Nous nous attarderons dans cet article sur la bordure sud du granite du Costabonne, la seule à montrer une auréole de contact qui a fait l'objet de nombreux travaux.

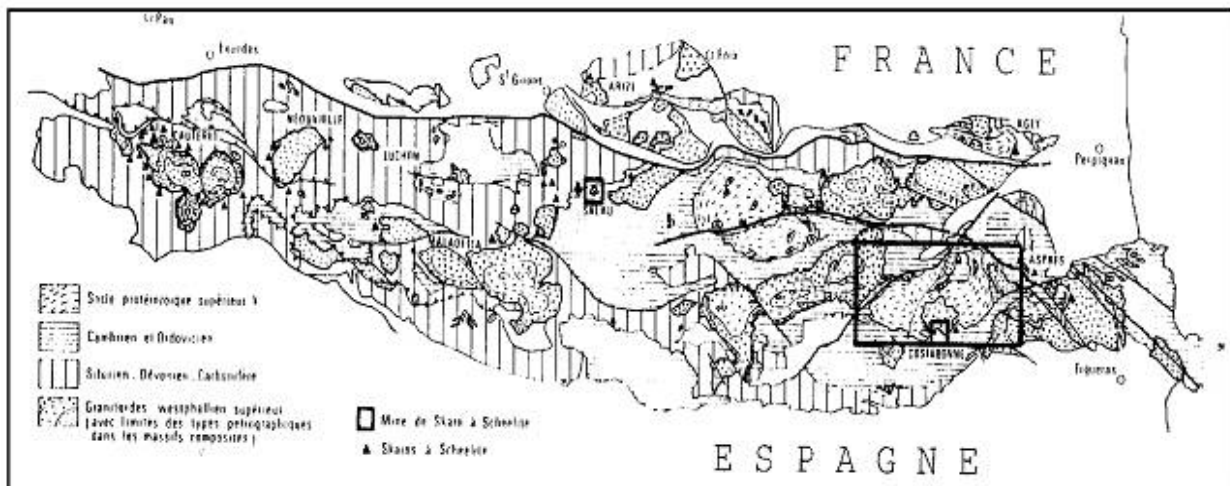


Figure 15 : Skarn : Costabonne : Carte de localisation des principaux skarns minéralisés de Pyrénées Exploités de 1951 à 1975, Localisation des skarns de Salau et de Costabonne

L'auteur distingue les tactites Nord (TN), les plus proches du granité, des tactites Sud (TS), les plus éloignées, et il ajoute une distinction pour les tactites intermédiaires entre Nord (TIN) et Sud (TIS). Il conclut entre autres que la tactite intermédiaire Nord est la zone minéralisée la plus intéressante.

Les notations Cnl, DI et DU indiquent la lithologie (calcaire, dolomie, etc.)

Cette description est basée sur la coupe faite au niveau du "chemin de fer" pour laquelle il conviendra de se reporter à la figure 43 (d'après Guitard et Lafitte, 1958).

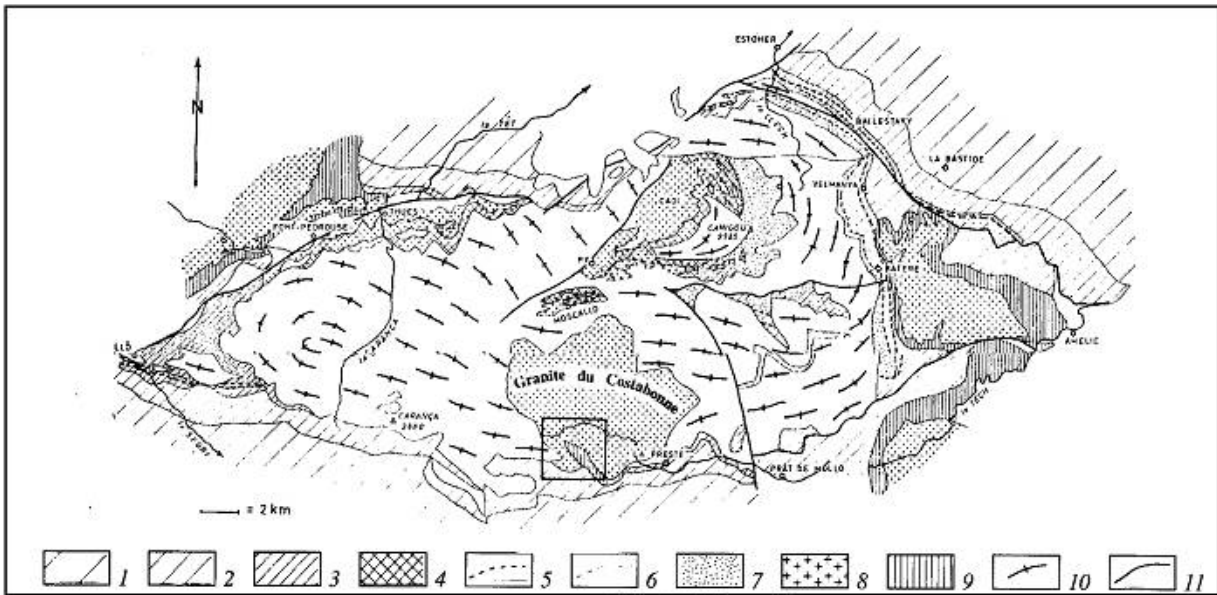


Figure 16 : Skarn : Costabonne : Carte géologique (d'après Guitard, 1970, modifiée)

Dans sa thèse, Guitard (1970) donne le titre suivant pour cette figure : structure thermique du massif du Canigou et de la Carança. Cette structure est soulignée par une zonéographie complète observée dans les micaschistes et les gneiss pélitiques depuis la zone la moins chaude (dite aussi épizonale), à chlorite, vers la zone la plus chaude (dite aussi mésozone profonde, voire catazone), à sillimanite.

On trouve successivement : **1** : zone de la chlorite ; **2** : zone de la biotite ; **3** : zone de la cordiérite et de l'andalousite où la cordiérite précède l'apparition du couple andalousite-biotite dans les micaschistes ; **4** : zone de la sillimanite. Le domaine d'apparition de la staurotide, stable avec quartz et muscovite est noté (+) tandis que sa disparition est notée (-) ; **5** : isograde (+) staurotide ; **6** : isograde (-) staurotide ; **7** : domaine à staurotide relique dans l'andalousite. Sont indiqués également ; **8** : les granitoïdes ; **9** : leurs auréoles de contact ; **10** : tes gneiss non pélitiques d'origine magmatique ; **11** : les failles principales. Noter les bordures du granité qui recoupent nettement l'encaissant gneissique déjà déformé EE3.

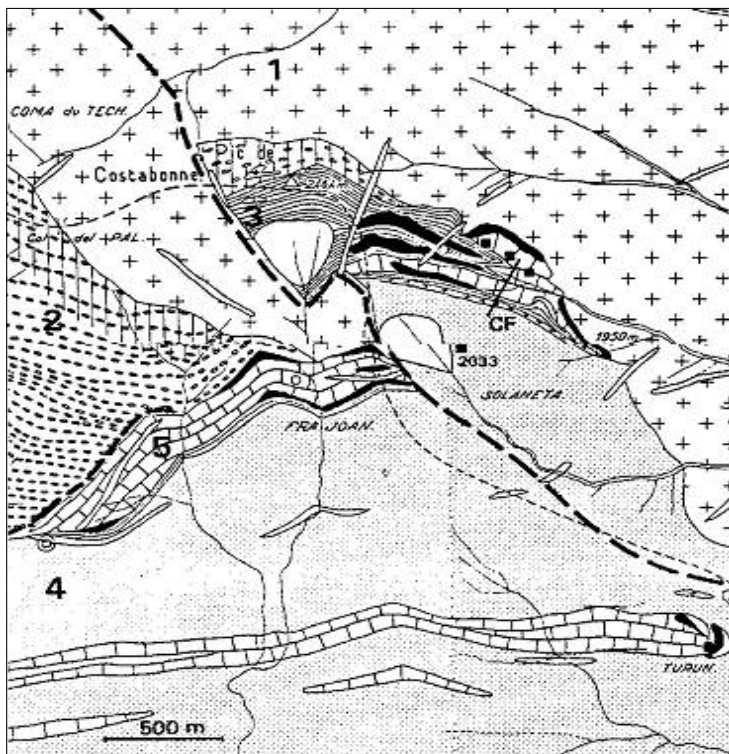


Figure 17 : Skarn : Costabonne : Carte géologique du contact sud du granité (Guitard et Lafitte, 1958)

1 : granité ; **2** : gneiss ocellés ; **3** : cornéennes calco-alumineuses ; **4** : micaschistes ; **5** : calcaires métamorphiques.

Les skarns sont en noir : on distingue ceux du pic dans la face orientale ainsi que les autres pointements sur le versant espagnol (Fra Joan et Turun). Les carrés noirs indiquent l'entrée des galeries tandis que le niveau du chemin de fer noté CF (voir photo) est signalé par le trait noir rectiligne

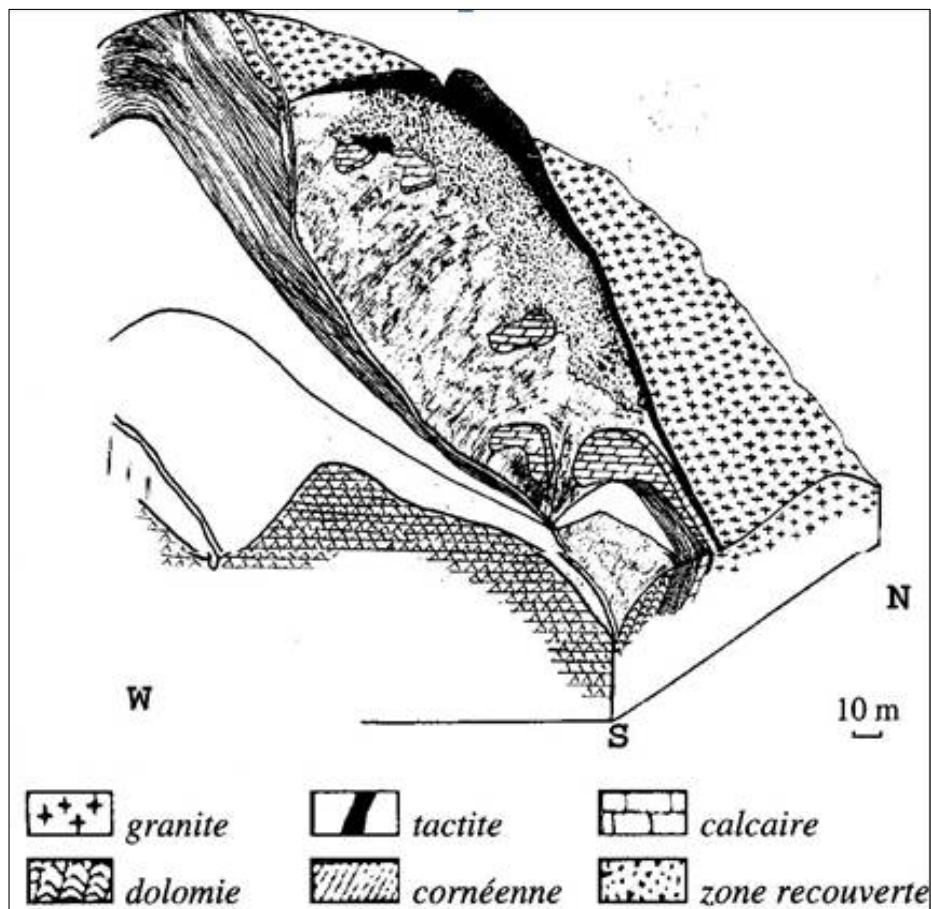
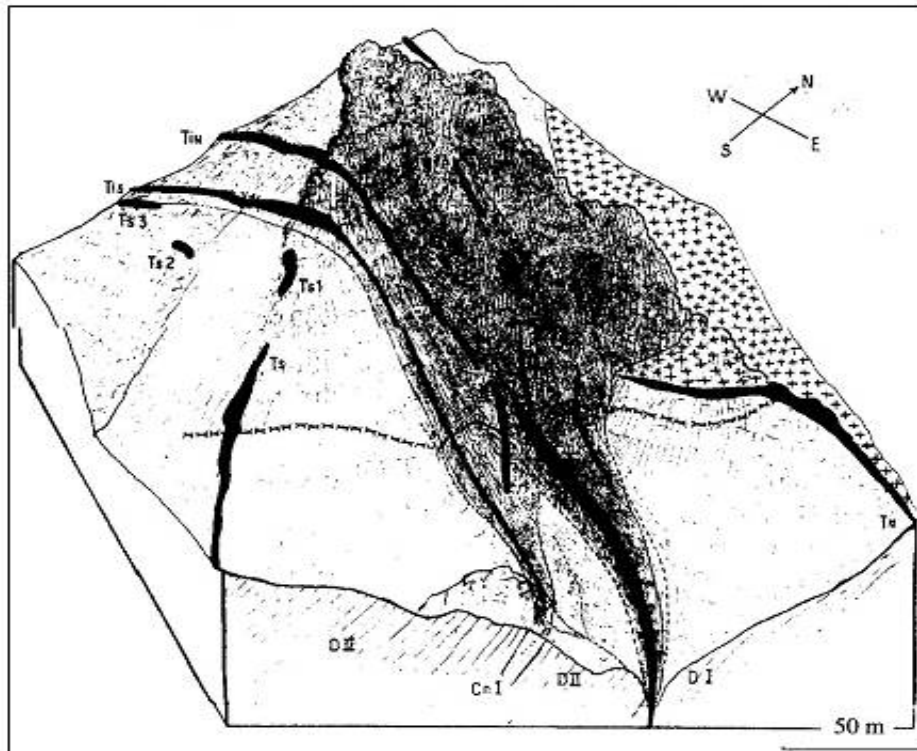


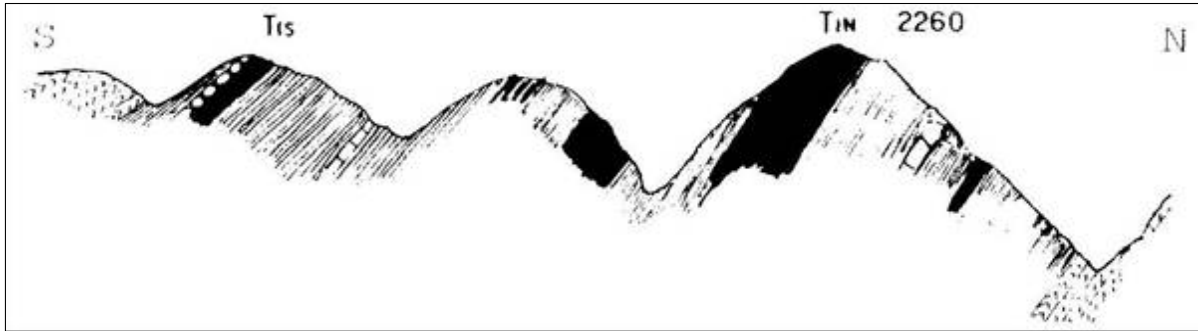
Figure 18 : Skarn : Costabonne : Bloc-diagrammes rendant compte de la géométrie entre le granité, la "tactite" et les formations carbonatées telle qu'elle apparaît à Guitard en 1954.

En partant du nord et en simplifiant, on rencontre successivement :

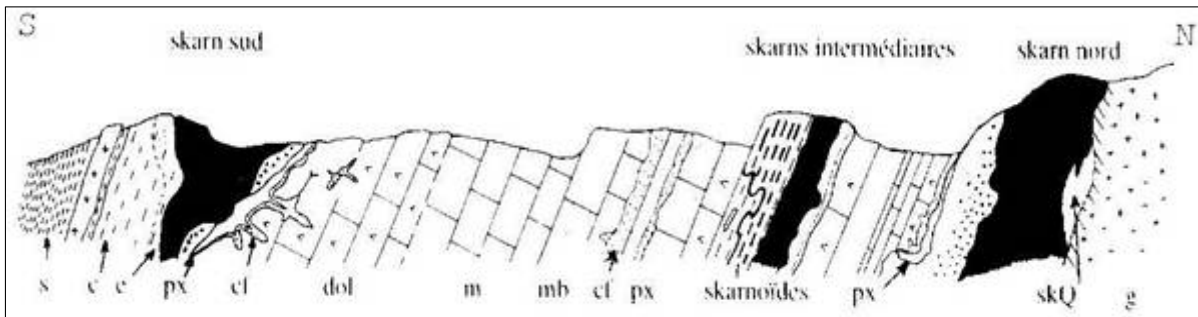
- 1 - le granité normal ;
- 2 - le granité modifié ;
- 3 - un premier skarn très important (skarn Nord) ;
- 4 - des dolomies et marbres à minéraux ;
- 5 - des alternances : grenatite-dolomie-cornéenne calcique avec intercalations de skarns ;
- 6 - des dolomies ;
- 7 - le skarn Sud ;
- 8 - les micaschistes de la série de Canaveilles recoupés par des filons de granités.

Plus en détail, en repartant du Sud, on rencontre d'abord :

- 8a.- la série de Canaveilles avec les schistes pélitiques violacés sombres à biotite-andalousite ;
- 8b.- des schistes alumineux grisâtres tachetés à cordiérite chloritisée alternant avec ;
- 8c.- des lits centimétriques de cornéennes calciques rubanées de teinte verte dominante ;
- 7a.- le skarn Sud avec un niveau massif de 3 m de puissance de cornéennes calciques vertes ;
- 7b.- des apparitions de veines +/- concordantes à cœur de grenat (effet du métasomatisme) ;
- 7c.- un matériel rubané riche en clinozoïsite rosé (transformation des cornéennes) ;
- 7d.- des résidus de dolomies entre les cornéennes et les skarns (localement) ;
- 7e.- la grenatite massive a deux types de grenat (grenat 1 et grenat 2) à reliques de roche verte ;
- 7f.- un niveau à gros grenats 2 dans la pyroxénite, ou de grenats 1 avec auréole de grenats 2 ;
- 7g.- une zone d'injection de veines à grenat tardif (grenat 3), idiomorphe, souvent géodique ;
- 7h.- un niveau de pyroxénite sombre ;
- 7i.- un niveau de pyroxénite claire ;
- 7j.- un petit lit de 5 mm de serpentine + calcite ;
- 7k.- un petit niveau de calcite de 1 à 2 cm ;
- 6.- des dolomies et des marbres calcaires injectés de veines provenant des zones 7i, 7j et 7k ;
- 5a.- le skarn intermédiaire à calcite+forstérite et à diopside sans grenat, alternant avec ;
- 5b.- des marbres à brucite ;
- 5e.- des cornéennes rubanées vert clair (1 à 2 m) ;
- 5d.- des roches sombres rubanées à lits de pyroxène, grenat et épidote ;
- 5e.- une pyroxénite claire ;
- 4a.- une masse de 60 à 70 m de dolomies ;
- 4b.- des calcaires rubanés à minéraux et des cornéennes ;
- 3a.- le skarn Nord avec des veines zonées à cœur de diopside vert bordé de serpentine brune ;
- 3b.- des marbres rubanés avec lits de marbres à minéraux ;
- 3c.- une pyroxénite claire de 10 à 50 cm ;
- 3d.- une pyroxénite sombre sans grenat (5 à 10 cm de puissance) ;
- 3e.- une pyroxénite à cristaux centimétriques de grenat associés à des veines à grenat ;
- 3f.- la grenatite avec souvent des rubanements de pyroxénite
- 3g.- un lit siliceux noir de 5 à 7 cm ;
- 2a.- le granité modifié : toujours altéré et silicifié avec peu de minéraux ferromagnésiens
- 1.- le granité normal.

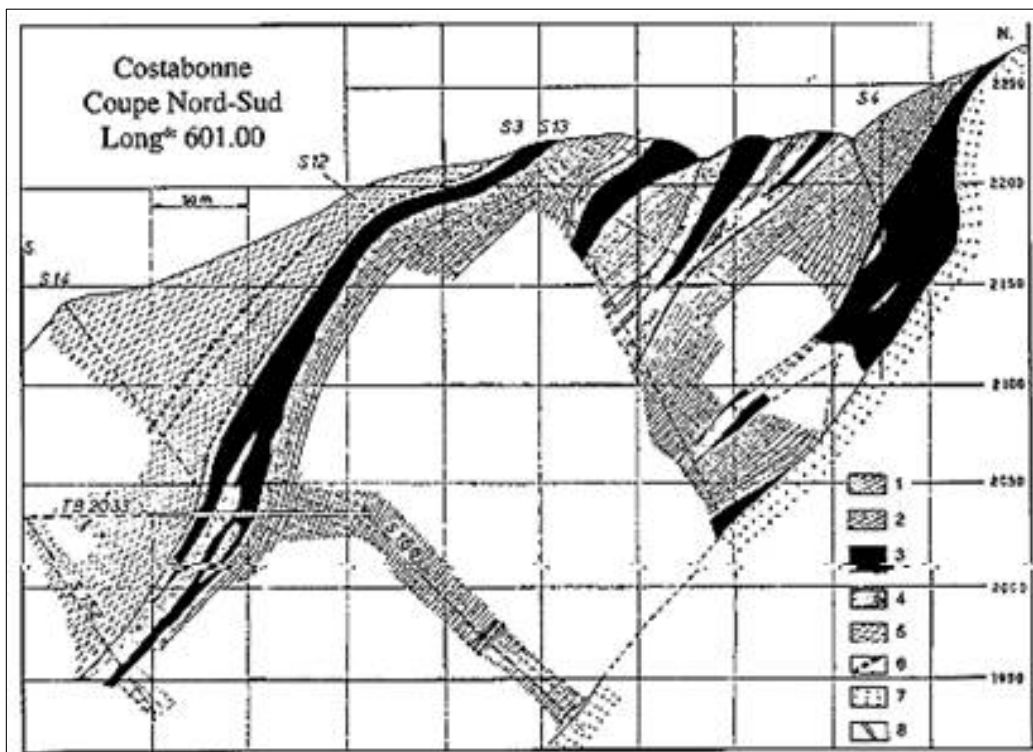


a) : Costabonne : TIS = tacite intermédiaire Sud ; TIN = tacite intermédiaire Nord



b) : Costabonne : Coupe schématique (400 m) du gisement au niveau du "chemin de fer" (cote 2180 m),

s : micaschistes ; c : cornéennes calciques ; e : zone épidotisée ; px : pyroxène (salite) = gros points noirs et diopside = blanc ; cf : calcite + forstérite ; dol : dolomie ; m : marbres calcaires ; mb : marbre à brucite ; g : granité ; skQ : skarn quartzique. Les skarns (grenatites) sont en noir.



c) : Costabonne : Reconstitution en profondeur du gisement d'après les travaux miniers les indications S suivies d'un nombre signalent les sondages et TB = travers-banc, 1 : dolomies et calcaires métamorphiques ; 2 : marbres à brucite ; 3 : skarns ; 4 : cornéennes calciques ; 5 : micaschistes ; 6 : alaskite ; 7 : granité ; 8 : filon de quartz.

Figure 19 : Skarn : Costabonne : Coupes nord-sud du gisement du Costabonne (Guitard, 1954 (5) et Guitard et Lafitte, 1958 (b et c)).

Remarque, l'évolution des dessins de coupes et les précisions qui sont apportées en profondeur grâce au démarrage des travaux miniers qui ont permis de recouper les différentes formations.

Les grenats principaux proviennent en partie du niveau à grenatite 3f où l'on rencontre un grenat orangé sombre souvent idiomorphe laissant des espaces centimétriques qui peuvent être remplis par du quartz avec parfois des aiguilles d'amphibole vert sombre et de la calcite. Cette grenatite contient par endroits des taches jaune clair témoins d'un grenat antérieur englobé dans le grenat tardif dominant. La disposition actuelle des différentes formations et zonations minéralogiques est le résultat principalement d'une altération secondaire qui s'est superposé à la zonation primaire. Cette succession d'événements est illustrée par la figure II-27.

	Diopside	Salite	Salite	Grenat 1	Grenat 2	Grenat 2	Grenat 3
Na ₂ O	0,00	0,08	0,09	0,01	0,01	0,00	0,00
SiO ₂	53,35	52,47	51,67	35,43	36,45	37,23	37,20
FeO*	3,70	11,55	9,85	25,69	20,02	11,49	9,40
K ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
MgO	14,85	8,81	9,70	0,14	0,01	0,00	0,06
Al ₂ O ₃	0,23	0,25	0,15	1,64	7,22	13,40	19,45
MnO	1,61	5,15	3,74	0,24	2,83	5,03	10,55
CaO	23,70	23,49	23,68	36,65	29,40	30,91	21,35
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00
TiO ₂	0,00	0,00	0,00	0,05	0,20	0,04	0,10
TOTAL	97,44	101,80	98,88	95,84	96,20	98,09	98,13

* Fer total exprimé sous forme de FeO
 ** Les analyses ont été effectuées au BRGM, département M.G.A.

Table 2 : Skarn : Analyses représentatives à la microsonde électronique des minéraux des skarns de Costabonne**

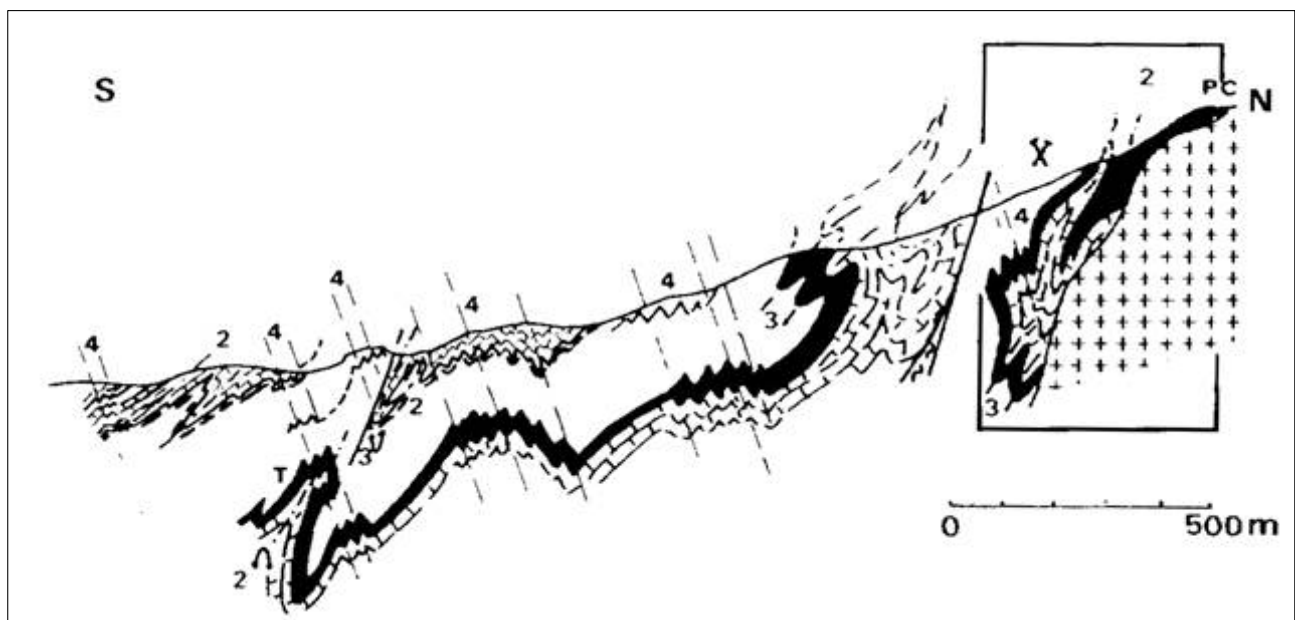


Figure 20 : Skarn : Costabonne : Coupe interprétative entre le Pic du Costabonne et le col 1910.

L'encadré correspond à la zone du gisement.

1 : granité du Costabonne ; 2 : gneiss ; 3 : roches carbonatées du Costabonne ;

4 : roches à silicates calciques de la barre de Fra Joan ; 5 : micaschistes ; 6 : roches carbonatées de la Balmeta ; PC = Pic du Costabonne.

Les plans axiaux des plis sont également reportés.(d'après Perrin et Guv. 1985)

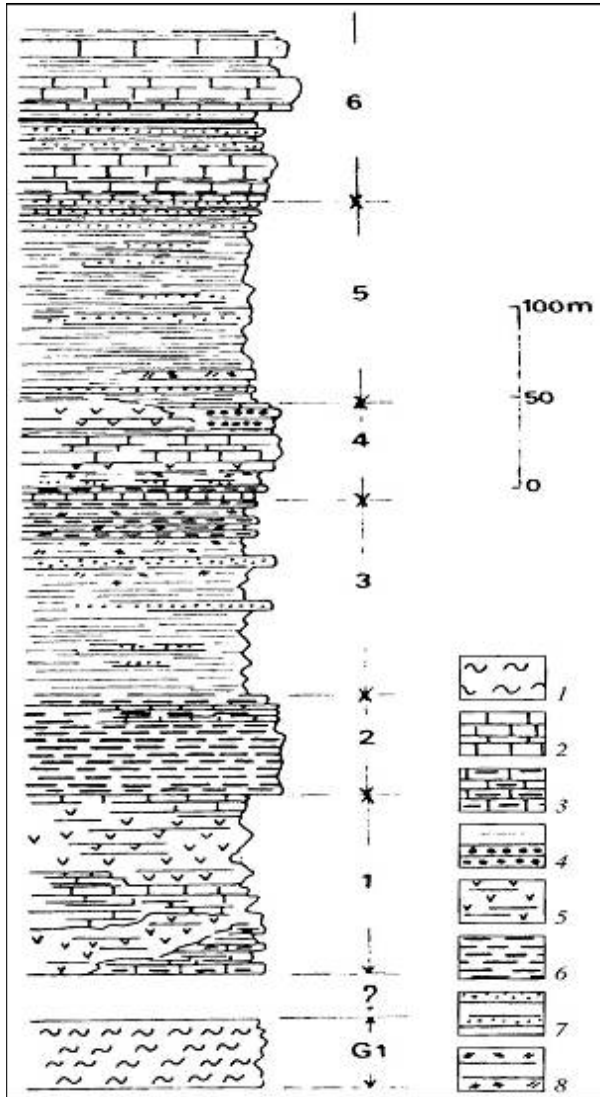


Figure 21 : Skarn : Costabonne : Log stratigraphique de la série de Canaveilles observé sur le versant Sud du Pic du Costabonne. 1 : gneiss ; 2 : calcaires ; 3 : calcaires à silex ; 4 : dolomie ; 5 : roche à silicates calciques ; 6 : grès ; 7 : tufs ; 8 : niveaux ferrugineux oolitiques (d'après Perrin et Gouv. 1985)

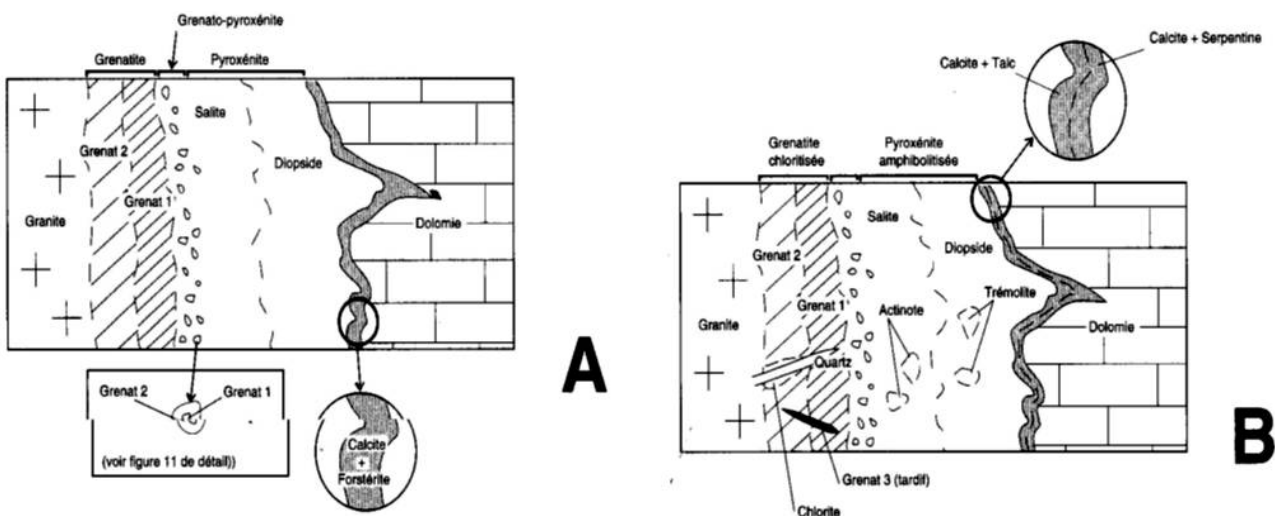


Figure 22 : Skarn : Costabonne : Zonation primaire des skarns

a) Zonation primaire synthétique des skarns du Costabonne d'après Guitard et Lafitte, 1958, modifié. On retrouve cette disposition à proximité des trois skarns signalés sur la coupe du chemin de fer (figure 7). Remarquez de part et d'autre les deux roches initialement en présence.

b) Cette zonation primaire subit ensuite une altération et se transforme en une altération secondaire. Les sulfures et la scheelite sont associés à cette donation tardive, notamment à la zone à talc, celle à actinote... et celle à chlorite.

On trouve les grenats dans différentes roches :

A - dans les skarns, ils constituent près de 98% de la roche (monominérale) appelée alors grenatite (voir 3f et 7e ci-dessus). Cette roche grenue montre des cristaux imbriqués les uns dans les autres, de densité forcément élevée, de teinte sombre, bordeaux à brun foncé ou encore ocre. Il est paradoxalement toujours difficile de dégager de beaux cristaux idiomorphes tant que l'on ne tombe pas sur une cavité où ils ont pu croître librement ; il s'agit dans ce cas soit de grenats de la zone 3f orange sombre, soit de grenats tardifs de la zone 7g. De gros cristaux peuvent alors être récoltés, atteignant 2,5 cm. Des grenats altérés en surface jusqu'à 3 cm ont même été découverts dans ce contexte.

Il serait hasardeux de vouloir donner un nom précis en se basant uniquement sur la couleur des cristaux. Cependant, d'après les études et les analyses effectuées à l'époque par le BRGM (voir table 4), on apprend qu'il y a eu, au cours de l'événement métasomatique, cristallisation de trois générations de grenats de composition très distincte (appelés successivement grenats 1, 2 et 3), la première se rapprochant nettement du pôle andradite pur, la deuxième montrant une tendance mixte grossulaire - andradite tandis que la troisième (celle que l'on rencontre le plus souvent dans des cavités géodiques) est à classer dans la famille des grossulaires. Ceci représente un enrichissement en alumine et une perte en fer au cours du temps. Cette évolution est d'ailleurs bien visible dans la zone de transition entre la grenatite et la grenato-pyroxénite (voir zones 7e et 7f) où le grenat andradite jaune (1) s'entoure d'une couronne de grenat grossulaire (2) rouge bordeaux (voir photo). La roche a un aspect facilement identifiable avec les formes cristallographiques du grenat soulignées deux fois : la première par sa composition andraditique jaune au cœur et par sa surcroissance rouge plus alumineuse. Les couleurs catalanes en fait ! De quoi donner de belles tranches polies.

On observe une calcitisation partielle des grenats de première génération au cours de l'altération secondaire. Quelquefois, dans les cavités, on rencontre des minéraux interstitiels associés aux grenats. Il s'agit fréquemment de quartz, en cristaux rarement limpides et terminés qui ont tendance à joindre les grenats. L'actinote est le minéral également rencontré entre les grenats. Elle est d'un joli vert et fibreuse.

B - Ailleurs que dans les skarns, les cristaux de grenat sont plus intéressants car sur une gangue plus contrastée de quartz ou de calcite et présentent de belles couleurs, jaune à rouge. Ils sont d'autant plus gemmes que la taille est petite (photo). Là encore, il est difficile de ranger ces grenats dans telle ou telle famille tant que des analyses ne sont pas faites "sur chaque cristal" mais on peut avancer qu'il s'agit de grossulaire orangé. Un intérêt supplémentaire de rechercher des grenats ailleurs que dans la grenatite est la possibilité de les dégager à l'acide lorsqu'ils sont dans la calcite.

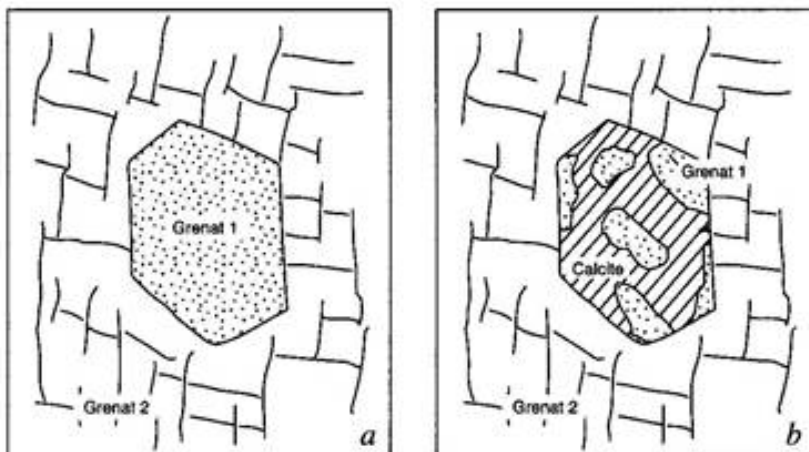


Figure 23 : Skarn : Costabonne :

Inclusions de grenats

a) : Inclusion de grenat de première génération (andradite quasi-pure) dans les grenats 2 (mixte andradite - grossulaire)

b) : Dissolution des grenats 1 au sein des grenats 2: la calcite remplace le grenat 1 qui subsiste encore en reliques.

Détail des sites de Costabonne renfermant des grenats (1)

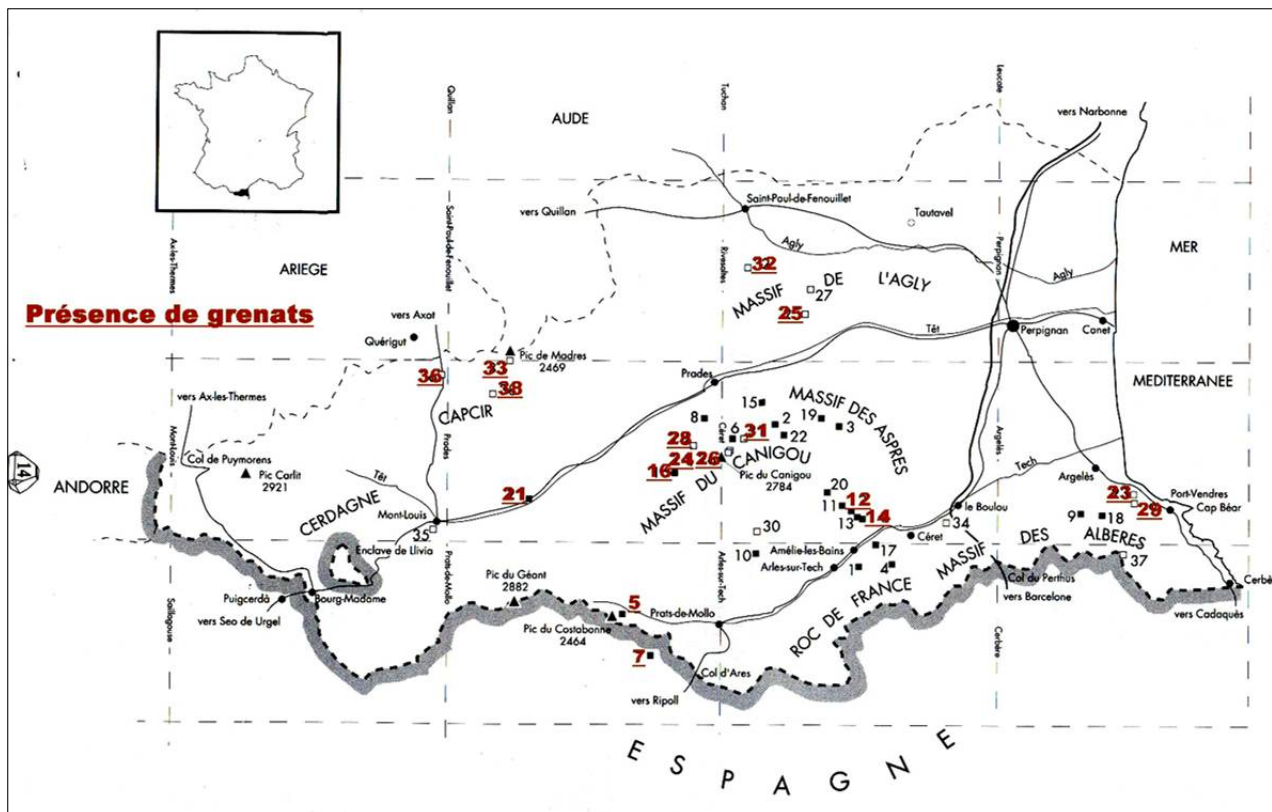


Figure 24 : Skarn : Costabonne : Sites à grenats de Costabonne et autres Grenats de Perpignan

Indice 7 : Espinavell - Espagne

Ce gîte, à proximité de celui de Costabonne, sur le versant espagnol de la crête qui y accède, a fourni un bel échantillon « Guitard » n°383, de grenats andradite en placage dans une ancienne veine qui traverse le skarn et qui est remplie de calcite. Les cristaux ont une taille homogène de 2 cm sur une gangue de grenatite, et contrastent fortement avec leur couleur brun-marron avec le blanc de la calcite.

Indice 12 : Montbolo (Mas Carbonell)

La collection Guitard présente un grenat de 5 cm qui provient de cette localisation.

Indice 14 : Montbolo (Roque Jalaire)

Sur le contact nord entre la barre de calcaire et le pluton, on rencontre une gangue de clinopyroxène vert sombre dans laquelle on peut trouver de bons échantillons de grenats. La clinopyroxénite est particulièrement bien développée avec des masses de **salite** (le terme intermédiaire entre diopside et hédénbergite).

L'attaque par l'acide permet de mettre en évidence le zonage de ces grenats qui sont en fait un mélange d'andradite $\text{Ca}_3\text{Fe}_2(\text{SiO}_4)_3$ et de grossulaire $\text{Ca}_3\text{Al}_2(\text{SiO}_4)_3$. Le Fer confère aux grenats une couleur qui peut aller du rouge-brun à l'orange en passant par le rouge sang.

Il est à souligner que les grenats étant des ugrandites, à base de calcium, ils sont attaqués par l'acide, mais l'acide demeure le seul moyen de dégager les grenats qui sont noyés dans de la calcite.

Les habitus de ces grenats sont des trapézoèdres ou icosaédres.
Les grenats ne sont toutefois pas gemme et leurs faces sont peu lisses.

N°	Gîte	Type de gisement	Chlorite	Salite Diopside hedenber	Forstérite	Grenat	Epidote	Trémolite	Vésuvianite	Wollastonite	Scheelite	Autres minéraux
1	Amélie les bains-Mas Patau- Reynes	Filon		+							+	
2	Builestavy – La Coume	amas		+					+		+	Ax, hém, sid, tourm
3	Caixas – Fontcouverte	filon									+	Indice de Pb, Cu, Zn
4	Céret – Mas carol/Mas Parer			+			c. zoisite		+		+	
5	Costabonne	amas	clinocllore	+	+	+	+	+	+	+	+
6	En Salze –Cortalets -Fillols	amas									+	
7	Espinavell- Espagne					+					+	
8	Fillols										+	Anc mine de Fe, Pb, Mn
9	Lavall-Sorède										+	
10	Leca-Corsavy										+	
11	Montbolo, La Balme	amas									+	Ce, fl, gy, phil, pyr, qtz, sid, ull
12	Montbolo – Mas Carbonell	Amas				+		+			+	Ap, ars, gy, pyh
13	Montbolo – Mas Sabé	Amas									-	Phl
14	Montbolo – Roque Jalaire	amas		+		+					+	Ars, bt, cc, fl, ló, pyh, pyr, qtz...
15	Puig des Maurous - Estoher	Filon qtz									+	Ars
16	Py		clinocllore	+		inc. rose à	zoisite		+	+	+	Ce, cho, clih, cliz, mic, phl, sph
17	Reynès			+			+				+	Cliz, sph, zo
18	Roc des Chèvres – Argelès sur mer										+	Bér, bt, mus, tourm, wol
19	Serrabonne – Boule d'Amont	Filon									+	Ars, cha, gy, pyr, qtz, sid, wol
20	Taulis	amas									+	Ce, gy, ox-fe
21	Thuès			+		+					+	Cho
22	Valmaya – Mas d'en Pascalou	Filon									+	
23	Argelès – Eperon d'argent					+			+			Hem, bt, mus, to
24	Barbet (pic de) – Taurinuya		+	+		+	+		+			Act, cliz, qtz
25	Bélesta			+	+	+				+		Phl, sca, api
26	Canigou (pic de) – Casteil – Vernet les Bains	+	+		+	+	+		+			Cliz, qtz
27	Cassagnes									+		
28	Casteil - Cady					+			+	+		
29	Collioure - Pradeits					+			+	+		
30	Corsavy – Canals de Batère			+			Zoisite					All, sca
31	Estoher – Les clots d'Estabell		+	+		+	+		+			Ars, cliz, pyh, qtz, zo
32	Felluns					Noir				+		Has, mt, qtz, sca
33	Madres (pic de) - Sansa		clinocllore	+		+	+	+	+	+		Ax, pré, sph
34	Maureillas – Mas Fraixe – Le Boulou		+				cl. zoisite	+				
35	Mont Louis								+			
36	Puyvalador – Rieutrod					+			+			Ab, all, ar, cc, chry, mic, py, sph, to
37	Salfort (pic de) – Banyols sur mer								+			
38	Sans-Ayguatèbia- Railleu			+		+						Mic, mat, pyh, mél, sit, g oe mah

Ab :	albite	act	actinote	all	allanite	ap	apatite	ar	aragonite	ars	arsénopyrite	ax	axinite
bé	beryl	bt	biotite	cc	calcite	cha	chalcopyrite	cho	chondrodite	chry	chrysocolle	clih	clinohumite
clin	clinocllore	cliz	clinozoite	fl	fluorite	goe	goethite	gy	gypse	has	hastingsite	hém	hématite
mah	maghémite	mél	mélantérite			mic	microcline	mt	magnétite	mus	muscovite	phl	phlogopite
pré	préhnite	py	pyrite	phy	pyrrholite			qtz	quartz	sca	scapolite	sid	siderite
sit	sidérotile	sph	sphène	spi	spinelle	to	tourmaline	ull	allanite	wol	wolframite	zo	zoisite

Indice 16 : Py

Des affleurements de calcaires à minéraux ont été remarqués, notamment à 600 mètres au Sud-Est du village, le long du sentier menant au Cortal, et surtout le long de la D6 en direction de Mantet à 1,5 km de Py. Les vallons de Tonnet (ou Tounet - sur la commune de Py) et de Marquirol (sur Sahorre) ont également été productifs.

Notons qu'une grande variété de grenats calciques est visible à Py où l'on a pu observer le grenat grossulaire pur, incolore sans Fe³⁺ jusqu'au terme andradite quasi-pur où tout l'Al³⁺ est remplacé par le fer ferrique (grenats orange foncé à roses ou rouges). Dans une veine grenatifère blanche peu commune. Leur taille peut atteindre le centimètre mais ils perdent alors tout transparence. Rappelons qu'une géode avait même fait l'objet d'une présentation à la Société Française de Minéralogie et de Cristallographie en 1953 par Guitard, montrant des cristaux incolores de 2 à 8 millimètres en trapézoèdre, associés à la vésuvianite très pâle.

Sur un spécimen, récolté en 1950, les cristaux de grossulaire sont orange, en partie gemmes, infra-centimétriques à centimétriques et noyés dans la calcite et développés dans une veine de grenatite incomplètement remplie d'un skarn verdâtre. Cette couleur traduit la présence du clinopyroxène. Il y a par ailleurs des microcristaux de diopside. Les faces des grenats sont très brillantes. L'utilisation d'acide pour dissoudre la calcite semble avoir endommagé certains cristaux (avec des inclusions?). Un autre échantillon permet de voir

les termes intermédiaires, des grenats orange pâle et brillants, centimétriques mais incomplets à faces losangiques sans troncature. Le quartz y est interstitiel.
De gros grenats grossulaires orange peuvent être associés à la zoïsite formant des cristaux rose pâle aux faces mates.

Indice 21 : Thues

Présence de Grossulaire en cristaux pluricentimétriques incomplets. Ils sont fracturés dans le skarn à grenat et à clinopyroxène vert pâle.. En partie gemme, les grenats sont noyés dans la calcite.

Indice 23 : Argeles : Esperon d'argent (sud-ouest)

Cet indice, situé à proximité du ruisseau le Ravaner (en rive droite), a vraisemblablement disparu avec la nouvelle route construite il y a quelques années. Il est localisé à la limite des communes Argelès et Collioure. Pour le distinguer de l'indice n° 29 nous l'avons placé sur la commune d'Argelès.

Comme pour l'indice n°18, les minéraux des roches acides intrusives ont fourni des cristaux qui sont signalés dans l'inventaire minéralogique. La collection Guitard n'en mentionne aucun, qu'il soit d'origine pegmatitique ou de skarn. Cependant, la microminéralogie révèle qu'il existe aussi des gîtes de minéraux des skarns comme le grenat grossulaire rouge, en cristaux jusqu'à 5 mm altérés, associés à la vésuvianite brune prismatique, atteignant 3 cm avec un faciès plutôt allongé.

Indice 24 : Barbet (pic de) – Taurinya

Avec de la réussite, les minéraux de ce skarn peuvent être récoltés au pied de la face nord du Barbet, à la faveur d'éboulements naturels (n'en déplaise aux écologistes), mais l'indice lui-même est précisément localisé dans les barres rocheuses de cette face nord. Il a été trouvé des géodes à grenat (grossulaire-andradite). L'une d'elles, trouvée au début du siècle serait au Muséum national d'histoire naturelle de Paris (MNHN). D'autres ont fait l'objet d'une présentation à la Société Française de Minéralogie et de Cristallographie dans les années cinquante par Guitard.

Les grenats grossulaire peuvent être pluricentimétriques rouge bordeaux, en partie gemme dans les fentes du skarn (photo). La bonne qualité des cristaux vient de l'érosion active dans ce secteur nord du Barbet: les grenats n'ont pas eu le temps de s'altérer.

Des cristaux de grossulaire se sont développés dans une veine de la grenatite pas complètement remplie de grenat et finalement comblée par la calcite tardive qu'il est facile de dégager à l'acide. Leur couleur est un beau rouge profond tandis que les faces sont toutes très brillantes et lisses. Le plus gros cristal, voisin de 1,6 cm, est en partie gemme de même que les petits associés au diopside, également gemme : un assemblage qui rappelle tout à fait les associations classiques du Val d'Ala dans le Piémont, Italie. L'inventaire minéralogique signale des cristaux rouge hyacinthe à brun jaune avec une taille de 0,5 à 30 millimètres parfois associés à du diopside en petits cristaux vert pâle à vert foncé ou granulaire.

Indice 28 : Casteil – Cady

Sur les hauteurs de Casteil et non loin de l'abbaye de Saint-Martin du Canigou, ce skarn a produit un spécimen en 1950, qui est un grossulaire enchâssé dans une grenatite à vésuvianite. Cette dernière est plutôt massive, brun foncé, et montre aussi des petits cristaux de l'ordre du millimètre.

Les grenats par contre sont exceptionnels par leur taille : jusqu'à 5 cm. Ils présentent une forme irrégulière avec des faces plus développées que d'autres. Elles montrent une corrosion intense (piquetées) mais sont entières et sont restées brillantes. Le groupe compte 7 cristaux dont le plus gros mesure 5 cm et le plus petit environ 1 cm. Les bords des cristaux sont nettement gemmes, rouge foncé.

Le grenat et le diopside constituent les épontes du filon.

Indice 29 : Collioure (Pradeils ou Pradells)

Localisé dans la vallon du Ravaner, mais plus en amont que l'indice n° 23, nous l'avons reporté sur la commune de Collioure. En fait les deux indices sont distants de 400 m environ. Les échantillons de la collection sont étiquetés "Pradeils" tandis que les cartes mentionnent "Padrells".

Un skarn, altéré en surface, a permis la récolte en 1975 de deux beaux spécimens de grossulaire de qualité gemme. Il s'agit de beaux petits cristaux orange de 5 mm à 9 mm environ totalement gemmes issus d'une zone de skarn. Certains cristaux montrent des lacunes de cristallisation ("empreintes négatives" d'anciens cristaux actuellement dissous). Il est difficile de dire de quel minéral il s'agissait. Dans une cavité d'un échantillon, on peut voir un groupe de cristaux rouge brun gemmes dont les plus gros atteignent 8 à 9 mm. Leurs faces losangiques sont très brillantes et présentent les troncatures de la combinaison entre le trapézoèdre et le rhombododécaèdre

Des échantillons provenant du même skarn (1954) renferment des cristaux trapus et centimétriques d'une belle vésuvianite à terminaison plate avec les faces (101) et (011). Les prismes sont visibles au fond des cavités du skarn (vésuvianite massive) remplies tardivement par le quartz. On note la présence de petits grenats ocre et brillants.

Indice 31 : Estoher – Les clots d'Estabell

Présence de grossulaire avec de la vésuvianite brune noyés dans la calcite.

Indice 32 : Felluns

Présence, en particulier, de deux spécimens de grenat noir brillant spectaculaires par leurs formes et leur taille ont été extraits en 1979 et en 1981. Il s'agit de grenat andradite de la variété mélanite dont les plus gros cristaux, jusqu'à 4 cm, sont posés en relief sur le plus ancien échantillon. Sur l'autre les nombreux grenats centimétriques sont disposés à plat sur la roche. Ils montrent la combinaison des deux formes du grenat avec des faces losangiques tronquées. On constate la présence de petits cristaux de quartz tordus et fracturés associés aux skarns. Les faces concaves traduisent un certain amortissement (accommodation) de la déformation qui atteint la fracturation.

Une association classique andradite - magnétite a été récoltée en 1986. Il s'agit de la même andradite "mélanite" noire et brillante, en cristaux de plusieurs centimètres, enchâssés dans la gangue avec les octaèdres centimétriques de magnétite plus ternes. On retrouve le quartz (sans intérêt) fracturé.

Parmi les échantillons de Felluns, certains nous renseignent sur l'existence d'assemblages minéralogiques particuliers, notamment l'association andradite, scapolite et quartz (1979). La taille des cristaux de grenat noirs et brillants atteint 5 mm tandis que les scapolites blanchâtres (altérées) ont la forme classique de baguettes non orientées mates et mal terminées. Le quartz est gris à jaunâtre montrant des cristaux abimés ou tordus mais biterminés.

Une association similaire met en évidence l'andradite, la scapolite et l'hastingsite chlorée. Les deux premiers se présentent comme sur l'échantillon précédent mais sont ici en contact avec des cristaux millimétriques d'une amphibole riche en chlore : la chloro-hastingsite. Il s'agit au départ d'une amphibole ferrifère où le Fe²⁺ remplace tout l'Al³⁺. Cette substitution a tendance à s'accompagner d'un enrichissement en chlore car cet élément se comporte comme le fer (Guitard, comm. orale).

Indice 33 : Madres (pic de) – Sansa

Ce sommet est recensé parmi les gîtes classiques grenatifères dans les P.-O., sûrement parce que Lacroix avait signalé très tôt le grossulaire et la vésuvianite dès le début du siècle. La notice de la dernière édition de la carte géologique de Prades à 1/50 000 nous apprend que ce sont les formations dévoniennes carbonatées (calcomagnésiennes) de ce relief accentué qui ont donné naissance à diverses espèces dont surtout des silicates calciques et/ou magnésiens au contact du granite de Quérigut: grossulaire, diopside, vésuvianite, épidote, wollastonite, plagioclase, microcline, sphène, clinocllore, prehnite, trémolite, spinelle et plus rarement axinite et scheelite.

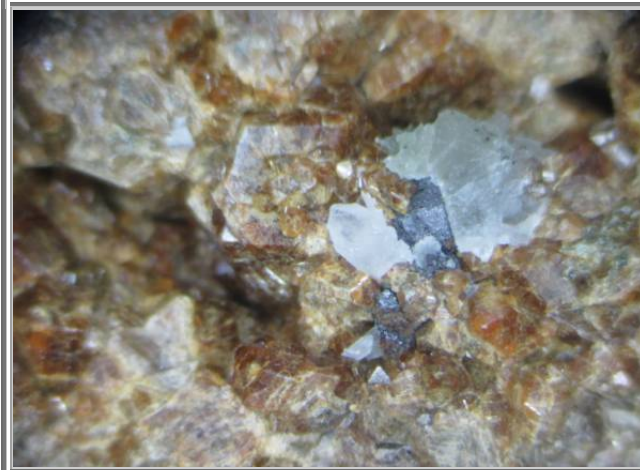
Indice 34 : Maureillas - Mas Fraixe - Le Boulou - Saint-Jean Pla-de-Corts

Un spécimen, de la taille d'un gros poing, attire l'attention par la couleur rose vif de son cœur, criblé de grenats grossulaires orange entourés d'une auréole de chlorite réactionnelle vert foncé qui isole la clinozoïsite du reste de la roche. Cette succession minéralogique sciée et polie est du plus bel effet.

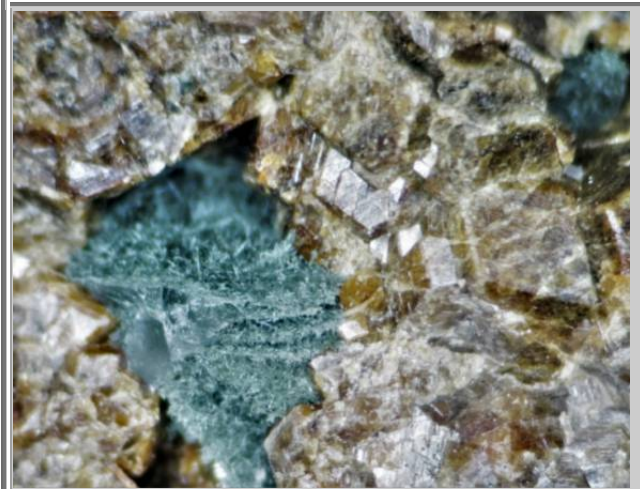


Figure 25 : Costabonne : Grossulaires-Andradites

**Grossulaire et sulfure (molybdénite ?)
Costabonne
Cristal central 11 mm
Collection : perso n°1132**



**Grossulaire et actinote
Costabonne
Vue 4 cm
Collection : perso n°1132**



4.4 Pétrographie

Comme décrit sur Geowiki, l'histoire mouvementée de la région se traduit par une grande variété de roches : au S-E, le granite du Costabonne (280 millions d'années) parcouru par le filon de quartz des Esquerdes de Rotja, les marbres et calcaires dolomitiques minéralisés et les skarns du Pic du Costabonne., Il en résulte une grande variété de minéraux avec principalement calcite, forstérite, diopside, grenats, épidote, serpentine et aussi scheelite, brucite, sphalérite, pyrite, chalcopyrite, malachite, molybdénite et uranotile.

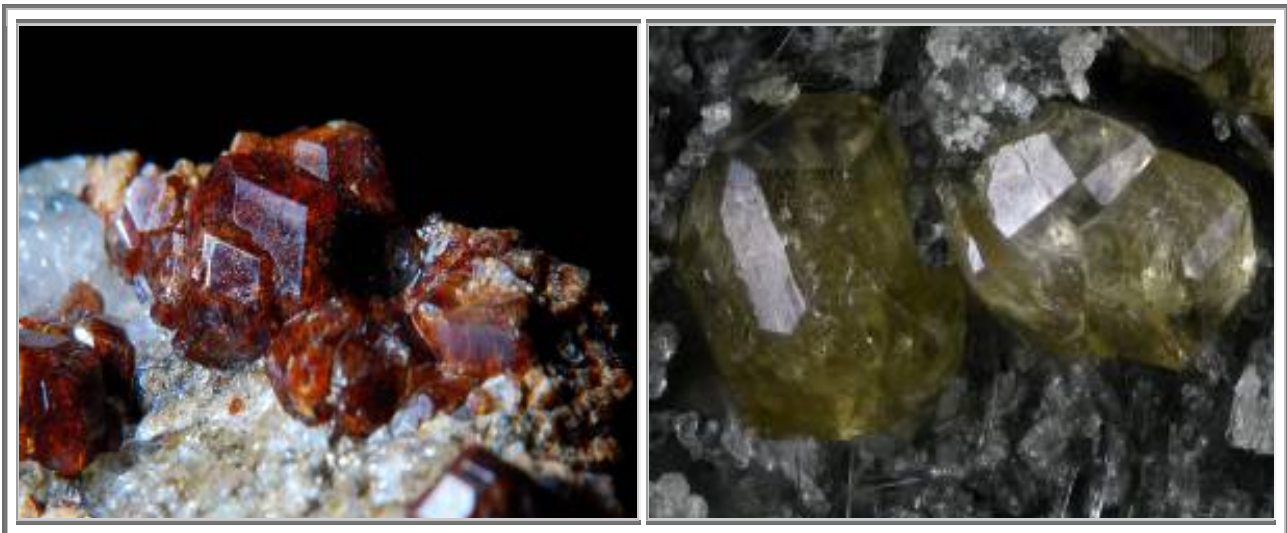
Plus précisément, dans l'ancienne mine de Prats-de-Mollo-la Preste, dans le massif de Costabonne, les minéraux rencontrés sont :

- grenat : de types andradite ou grossulaire, de couleur jaune à rouge, en cristaux centimétriques,
- épidote : cristaux vert foncé typiques, associés au quartz,
- On trouve aussi, en belles masses, des cristaux d'actinolite et de trémolite, ainsi que tous ceux listés ci-dessus.

4.4.1. Couleur

Les grenats du Costabonne sont des andradites avec une portion de grossulaire. Leur couleur est principalement représentée par du brun jaune, opaque.

Toutefois, il est possible de trouver de petits cristaux millimétriques gemmes. Ce sont probablement des grossulaires. Si je n'ai trouvé que des gemmes oranges, que ce soit orange vif ou orange pale, sur le site de mindat, il est possible de voir des gemmes rouges, et même vert pale (cf photos).



**Figure 26 : Skarn : Costabonne : Mine Prats-de-Mollo-la Preste, Différents échantillons
Cristal 5 mm - Collection et photo Andre CASTRO
Champ 1,4 mm - Photographie Juan Miguel SEGULA**





Figure 27 : Skarn : Costabonne : mine Prats-de-Mollo-la Preste, Couleurs et faciès des cristaux

Les cristaux gemmes, probablement grossulaires ont des faces lisses.

Les cristaux opaques, probablement andradites ont des faces très accidentées

4.4.2. Facies

Les cristaux gemmes, que je suppose être des grossulaires plutôt que des andradites, cristallisent selon le faciès du rhombododécaèdre {110} avec troncature des arêtes (présence des faces {112}).
Les faces {110} sont très lisses.

Les andradites, quant à elles, présentent des faces constituées de rhomboèdres millimétriques qui forment une succession de petites "facettes" formant dans l'ensemble, un faciès de cristallisation en spirale rhombique (figure a)).

Cependant, sur les cristaux réels, les "facettes" sont préférentiellement sur les angles (figure b), de sorte que la facette centrale de la face {110} est de dimension plus petite, voire inexistante. Dans ce second cas, le centre de la facette est constitué d'un creux.

La cristallisation serait donc plus rapide sur les faces K, suivie par celle des faces F.

Nota

Les andradites brun-vert provenant de Mongolie au cours des années 2010, présentent un faciès très similaire.

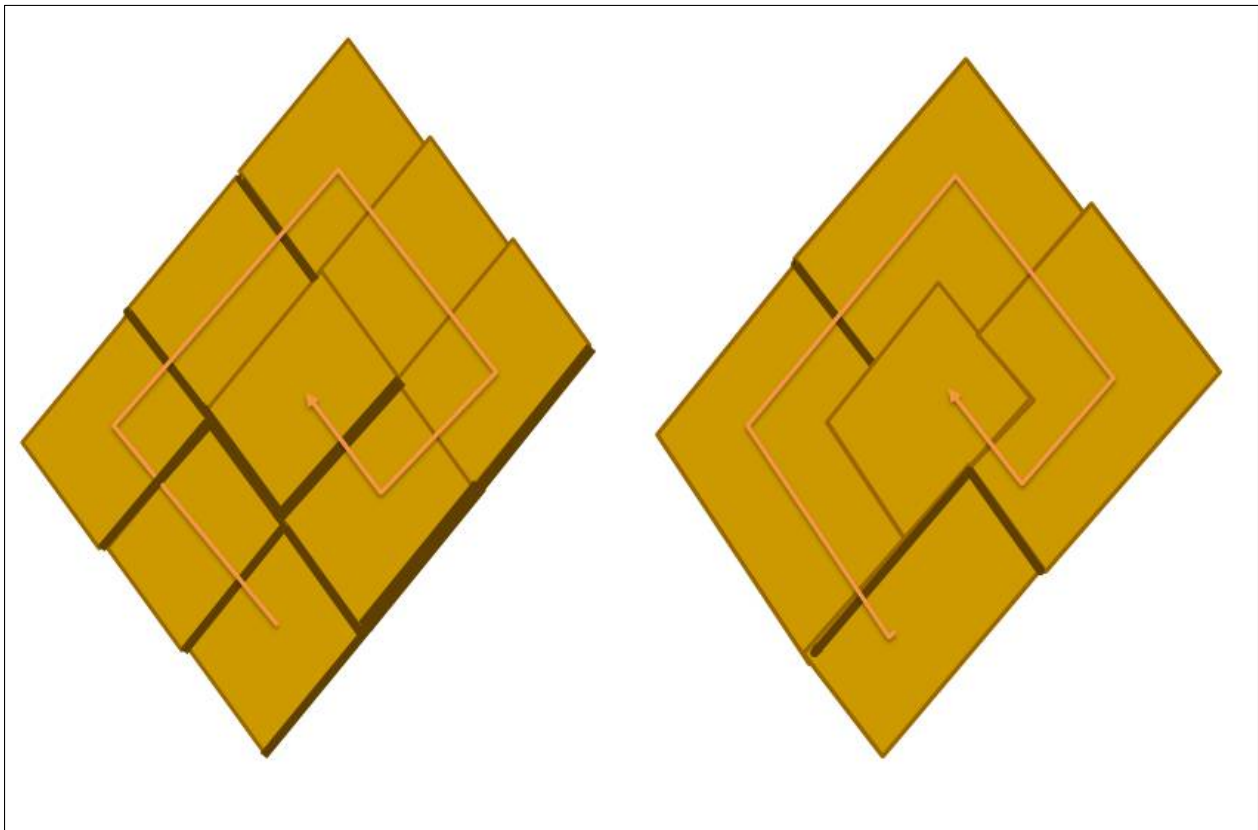


Figure 28 : Skarn : Costabonne : Faciès de cristallisation des andradites

Cristallisation idéale en spirale rhomboque

Cristallisation réelle avec les facettes sur les angles du cristal

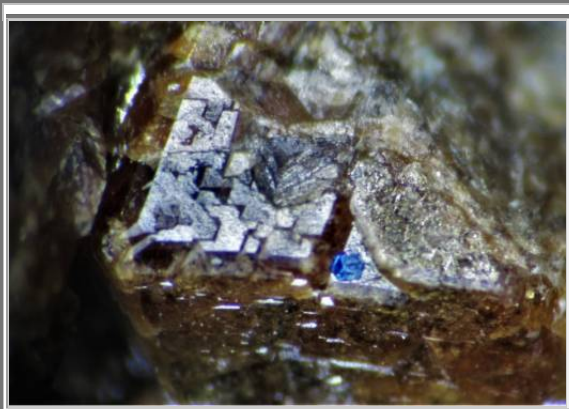
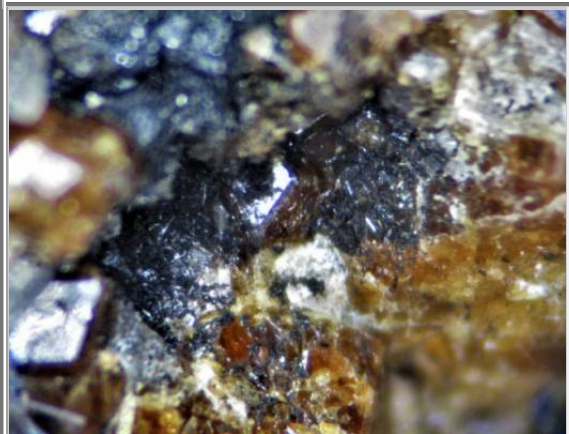
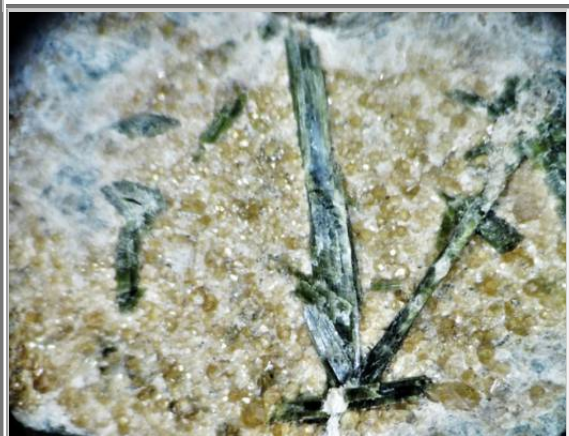


Figure 29 : Skarn : Costabonne : Grenats grossulaire-andradite avec épidote

**Grossulaire andradite avec sulfure (molybdénite ?)
Costabonne
Vue 2 mm
Collection : perso n°1132**



**Grossulaire andradite avec sulfure
Costabonne
Vue 3 mm
Collection : perso n°1132**



**Grossulaire et epidote
Costabonne
Vue 2 cm
Collection : perso n°1131**



**Grossulaire et epidote
Costabonne
Vue 3 cm
Collection : perso n°1130**

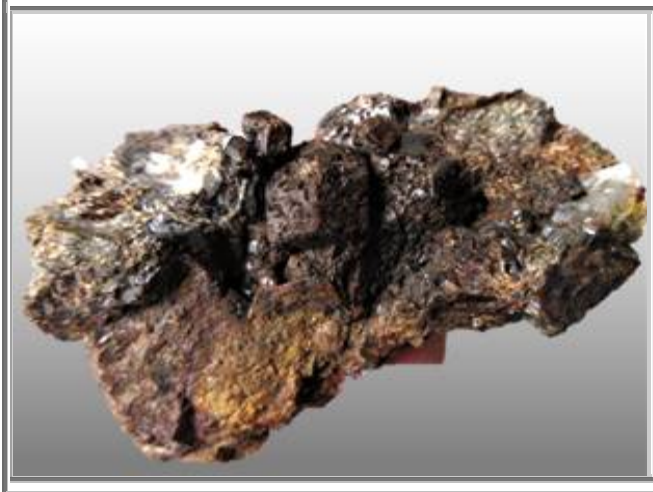


Figure 30 : Skarn : Costabonne : Echantillons de grenats

**Andradite - Grossulaire
Costabonne,
5.0 cm x 4.0 cm
Collection : perso, N°1108**



**Andradite - Grossulaire
Costabonne
4,5 cm x 4,0 cm
Collection : perso n°1096**



**Andradite - Grossulaire
Mine turon, versant espagnol
cristal 1.8 x 1.4 cm
Collection : perso**

5. GRENATS DE MONTOLO

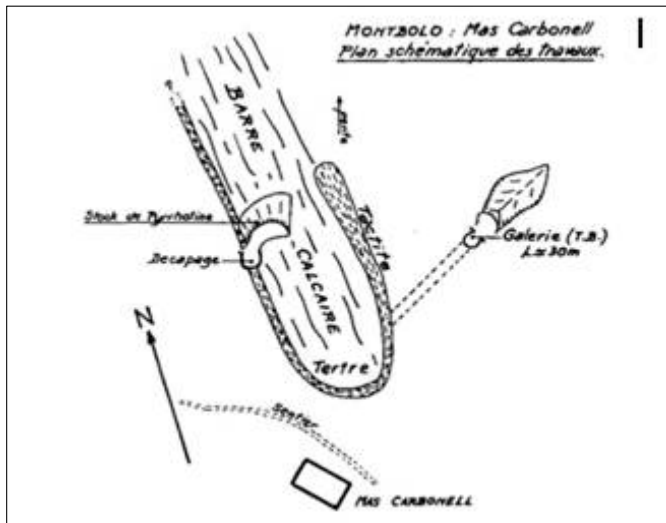


Figure 31 : Skarn : Montbolo : Localisation des skarns minéralisés (d'après C. Berbain modifié) (le plus intéressant est celui de Roque Jalaire)

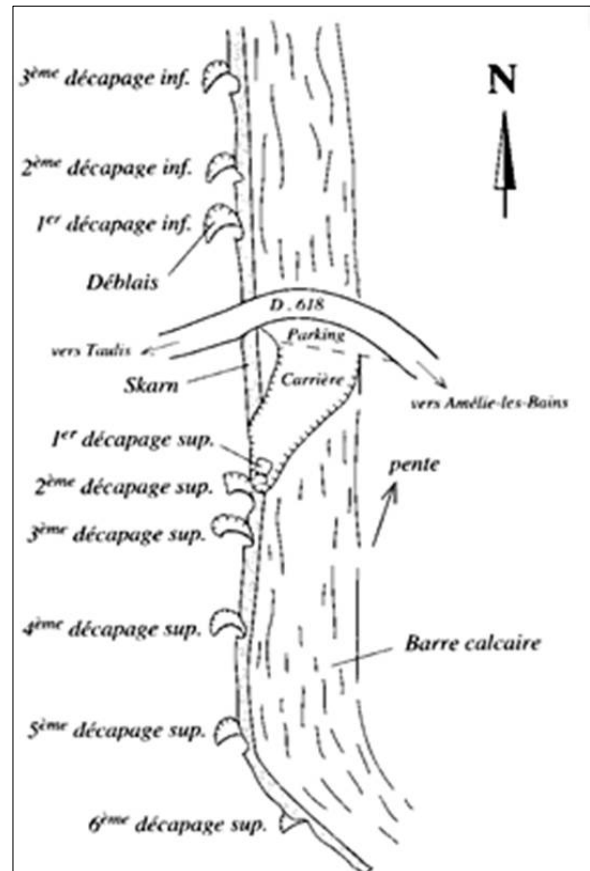


Figure 32 : Skarn : Montbolo : Plan schématique des travaux sur l'indice 14 de Roque Jalaire d'après C. Berbain

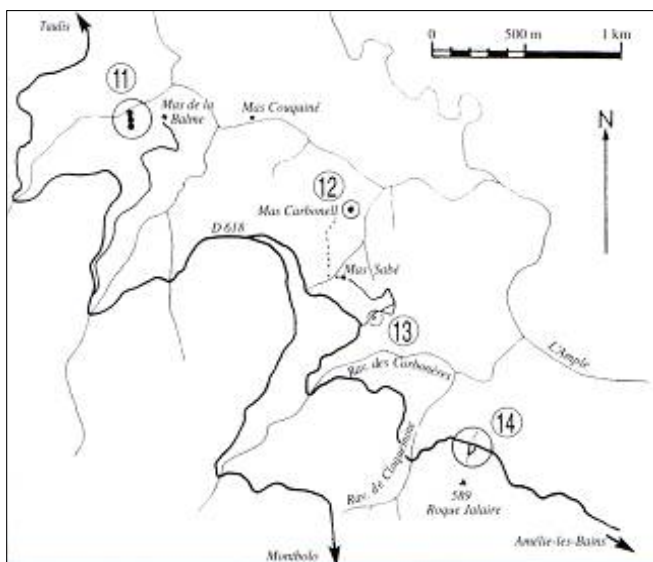


Figure 33 : Skarn : Montbolo : Plan schématique des travaux sur l'indice 1 du Mas Carbonell d'après C. Berbain

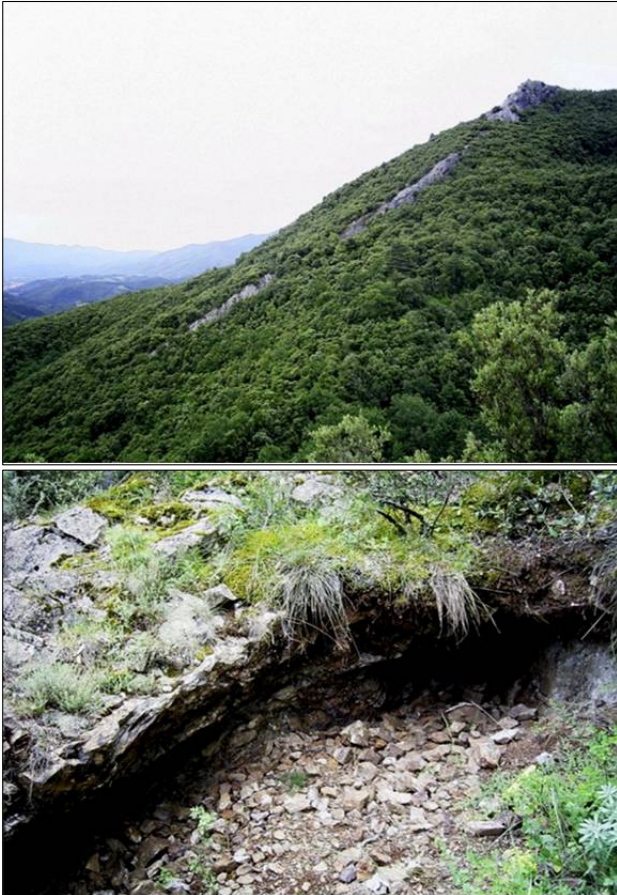


Figure 35 : Skarn : ontbolo : site de Roque Jalaire (n°14) avec la barre de calcaire vue du nord et le premier décapage supérieur



Figure 34 : Skarn : Montbolo : Pièces de Roque Jalaire (n°14) : coll. perso n°423 et 420-422 Avec diopside et hedenbergite



6. GRENATS DU TOURMALET- BAREGES

Le col du Tourmalet est surtout réputé pour ses anatase et autres brewsterites, ainsi que pour ces axinites qui rivalisent avec celles des Alpes.

Mais dans cet ouvrage, ce sont les grenats qui sont décrits, et comme vous pourrez le constater, il est surprenant de voir la quantité de types de grenats de cette région ainsi que leur qualité, dignes des plus belles collections, de micromounts.

6.1 Faciès géologiques

6.1.1. P. Pegmatites.

Roches massives de composition granitique, à cristaux centimétriques de feldspath plagioclase automorphe et de feldspath potassique (orthose et microcline) à fréquentes inclusions de quartz et de plagioclase, de quartz xénomorphe abondant, de muscovite en lames de plusieurs centimètres, d'un peu de biotite et de tourmaline, et de béryl rare.

Elles se présentent, dans le secteur du pic du Midi, en lentilles d'épaisseur décimétrique à hectométrique et, dans les granitoïdes et leur encaissant, en filons de 0,5 m à 4 ou 5 m d'épaisseur. Au col de Sencours, elles renferment en abondance de la tourmaline et du grenat (Bresson, 1903), tandis qu'au col d'Oncet a été signalée de la tourmaline bleu foncé.

6.1.2. Granitoïde de Néouvielle

Massif du Néouvielle

Les limites, nettes, sont approximativement parallèles aux couches de l'encaissant sédimentaire, mais dans le détail elles présentent un caractère sinueux et déchiqueté. Elles sont fortement inclinées vers l'intérieur du massif.

On y distingue une granodiorite sombre externe et une granodiorite claire interne (Bresson, 1903; Tamborini, 1971; Alibert et al., 1988). Le passage de la première à la seconde, marqué par la raréfaction de l'amphibole, est progressif, sur quelques mètres ou décamètres. Mais des dispositions, telle la présence d'enclaves de la zone externe dans la zone interne, indiquent une certaine postériorité de celle-ci. Comme les diagrammes de composition chimique (fig. 1) suggèrent une origine légèrement différente pour chacune des zones, il apparaît qu'elles résultent de deux injections magmatiques légèrement asynchrones.

y4. Granodiorite sombre à biotite et amphibole

Roche de teinte gris bleuté, à grain moyen, constituée de feldspath plagioclase en cristaux automorphes zonés, de feldspath potassique (orthose) peu abondant, d'amphibole (hornblende) toujours très apparente, de biotite, de pyroxène, de quartz interstitiel et de minéraux accessoires : apatite, oxydes de fer et de titane, sphène et zircon. La roche est en général plus foncée près du contact avec l'encaissant en raison d'une plus forte teneur du plagioclase en anorthite. Il existe de nombreuses enclaves sombres, surmicacées et à amphibole, qui pourraient résulter de l'hybridation en profondeur des liquides anatectiques crustaux et des magmas basiques mantelliques.

y3. Granodiorite claire à biotite

Roche claire, grenue, localement à tendance porphyroïde, constituée de feldspath plagioclase zoné (anorthite, andésine, oligoclase) abondant, de feldspath potassique (microcline) et d'un peu de biotite. L'amphibole est presque totalement absente. Le microcline en grandes plages xénomorphes englobe parfois du plagioclase, de la biotite et de l'amphibole. En divers secteurs ont été signalés des corps parfois filoniens, d'extension décimétrique, de granite leucocrate à biotite et muscovite, peralumineux (Alibert, 1988).

Vers le centre du massif, des granites francs et un granite aplitique restent encore à cartographier. Moraines d'altitude. La fin du Pléistocène est marquée par une brusque diminution d'intensité de la glaciation. Il semble qu'il y ait eu, aux altitudes concernées dans ce secteur, presque disparition des appareils glaciaires, ou du moins très large dégagement des versants supra-glaciaires. Les récurrences glaciaires qui vont marquer cette zone altitudinale seront le fait d'appareils modestes et bien individualisés, le plus souvent de simples glaciers de cirque isolés (type « pyrénéen »), parfois jointifs ou esquissant des langues glaciaires. Mais au-dessus d'eux, sur les hautes parois héritées des phases précédentes, le domaine supra-glaciaire est soumis à une cryoclastie très active; les glaciers très chargés construisent des moraines volumineuses.

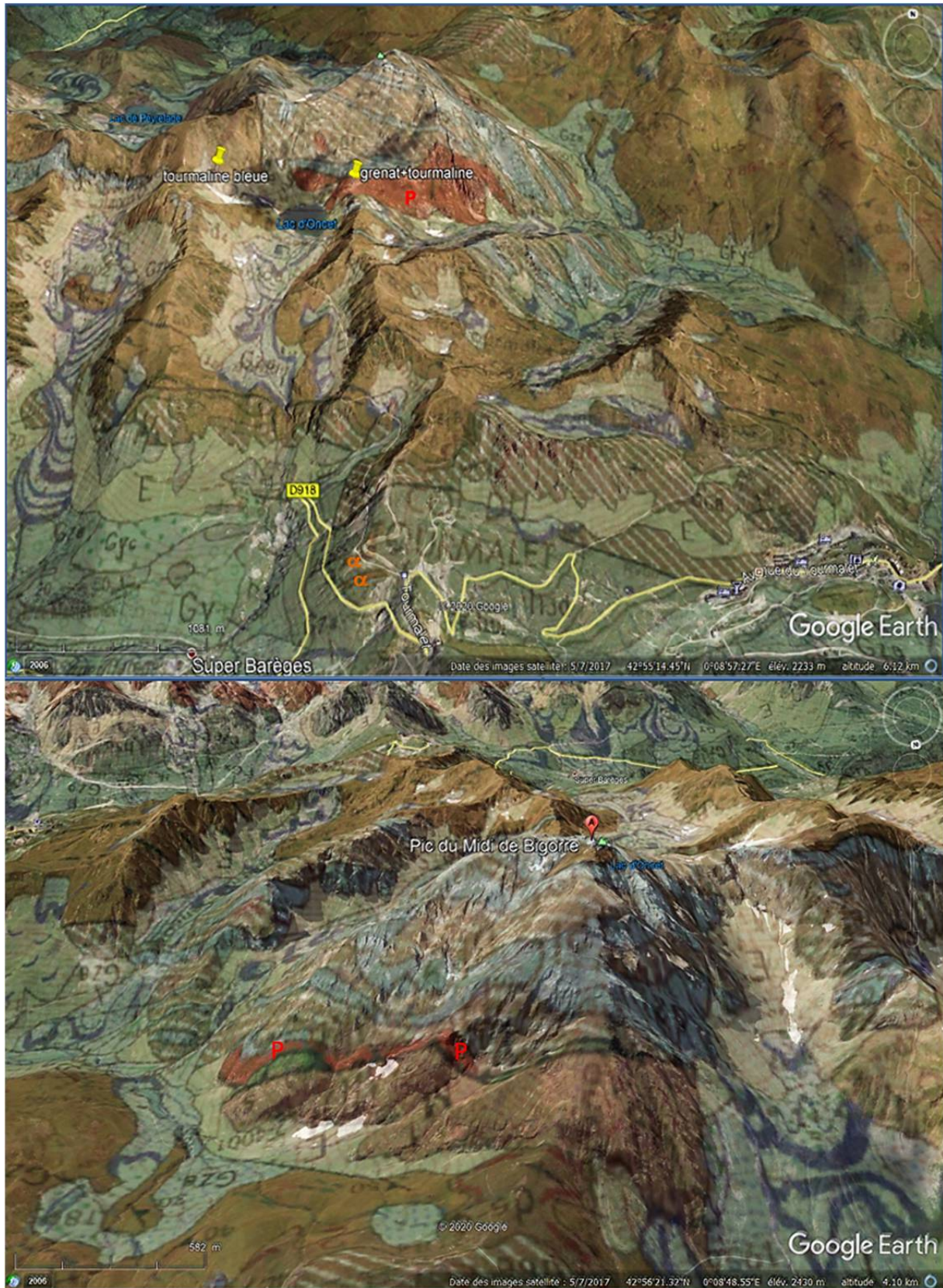


Figure 36 : Skarn : Tourmalet : Cartes géologiques et reliefs du Pic du Midi de Bigorre versant sud et versant nord
Différentes zones géologiques

GZb; Gzc. Postglaciaire ancien; Postglaciaire récent

Fortes accumulations morainiques à l'amont des vallées-cirques et à la périphérie des grands cirques composés du massif granitique. Les matériaux sont dans l'ensemble beaucoup plus grossiers que ceux du stade précédent, mais il y a des nuances liées à la lithologie.

Plus divisés dans les régions schisteuses, ils conservent pour les formes les mêmes dispositions d'arcs et de cordons emboîtés que pour le stade de la Gaoube et du Tourmalet; mais leur végétalisation est nettement moins poussée, jusqu'à être très médiocre sur le dernier épistade (Gzc).

Les moraines des secteurs granitiques se caractérisent par l'extrême grossièreté du matériel; les blocs très anguleux peuvent souvent dépasser le mètre-cube; ils sont disposés le plus souvent sans interposition de matrice fine, sinon quelques arènes claires.

Cependant, l'arc externe, qui est aussi le plus volumineux, comporte quelques éléments fins sur sa pente aval, où un liseré de rhododendrons souligne la disposition en lobes et festons; les arcs internes ne sont pratiquement pas végétalisés.

La répartition est inégale en fonction de l'exposition, au bénéfice des versants regardant au Nord et au Nord-Est: crête d'Astazou-Lurtet au Sud-Ouest du lac Dets Coubous, crête de Touatère et de Gourguet pour Aygues-Cluses. Pour une ligne d'équilibre glaciaire aux environs de 2200 m pour GZb et de 2400 m pour Gzc, le plancher des cirques supporte des lobes morainiques jointifs, avec plusieurs arcs emboîtés; chaque lobe correspond à un cirque élémentaire avivant la crête héritée des grands névés pléistocènes.

Plus l'accumulation est puissante, plus on distingue d'étapes dans un même épistade. Aux expositions sud et ouest, l'accumulation glaciaire se réduit à un liseré de moraines qui ne sont à la limite que des festons de névé, par exemple au pied de la crête des Quatre-Terms pour Aygues-Cluses, de celle de Montarrouye pour Caderolles, ou de part et d'autre du pic de Bastan.

6.1.3. Auréole de métamorphisme de contact

L'auréole affectée par le métamorphisme a une épaisseur de quelques centaines de mètres. Dans les terrains grésopélitiques, deux paragenèses concentriques par rapport au massif ont été distinguées (Tamborini, 1971; Lamouroux, 1987) :

- biotite - grenat - muscovite - épidote - albite - quartz;
- biotite - andalousite - albite - quartz - grenat - muscovite.

Dans les terrains carbonatés, on distingue des cornéennes calciques rubanées et des skarns. Les cornéennes calciques montrent des alternances centimétriques de lits calciques riches en grenat (grossulaire) et idocrase, de lits de teinte verte à épidote, amphibole et diopside, de lits sombres à phlogopite; il s'agit des barégiennes stricto sensu (pic de Caoubère) dont le litage correspond à la stratification.

Les skarns sont d'anciens calcaires situés à proximité immédiate de la granodiorite. Ils sont caractérisés par une alternance de lits d'épaisseur centimétrique, d'origine probablement tectonique, colorés en brun, blanc ou rosé et composés (Lamouroux, 1987) de:

- calcite - grenat - diopside;
- calcite - grenat - idocrase (vésuvianite)
- diopside - grenat - vésuvianite.

La vésuvianite est souvent disposée en fibres rayonnantes autour des grenats.

L'axinite (Lacroix, 1892), de teinte violette, se rencontre à proximité de la granodiorite, en filonnets et en cristaux enchevêtrés, en amas ou tapissant des géodes (rares) aussi bien dans les skarns que dans les barégiennes, particulièrement dans la partie nord-est (Arbizon).

Les températures atteintes durant ce métamorphisme de contact varient de 200 à 550 °C, pour une pression relativement faible compte tenu du niveau stratigraphique élevé .

- **Bordères.** Les calcaires massifs du Dévonien moyen-supérieur sont largement recristallisés en marbres à minéraux. Les grès du Culm se chargent en biotite et parfois en hypersthène. En rive gauche de la Neste d'Aure (Cadéac), l'auréole paraît se poursuivre avec des skarns gris-vert et sombres.

- **Enclaves métasédimentaires.** De taille métrique à plurihectométrique, elles comportent des calcaires purs largement recristallisés, des calcaires lités et rubanés à diopside, amphibole, épidote, feldspath, quartz et muscovite. Le diopside et l'épidote en lits parallèles soulignent la foliation de la roche. Au contact du granite existent souvent des skarns à pyroxène et grenat. D'anciens sédiments grésopélitiques sont transformés en micaschistes à biotite, andalousite et sillimanite. Ces roches rappellent le Dévonien inférieur.

Des quartzophyllades au sein des migmatites proviendraient de roches grésocarbonatées ordoviciennes ou cambro-ordoviciennes.

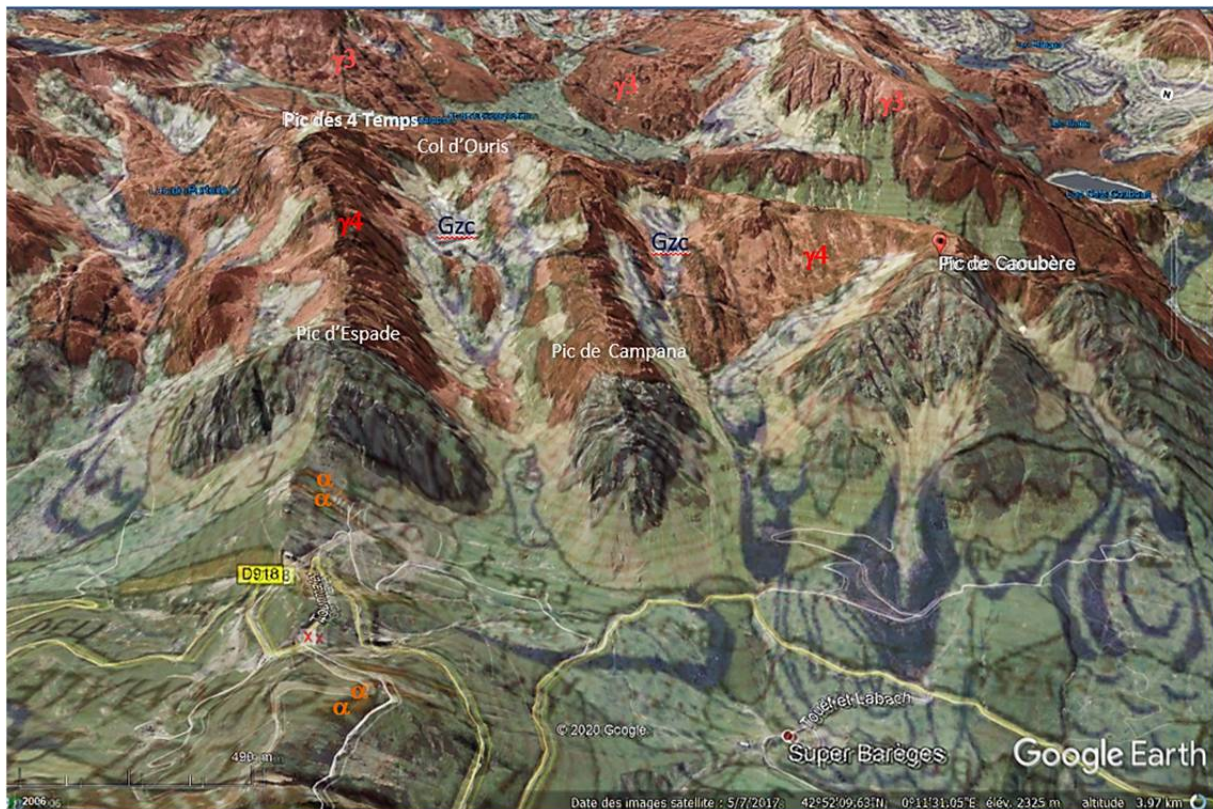


Figure 37 : Skarn : Tourmalet : Carte géologique versant sud et relief

Présence de Granodiorite et de moraines

La limite nord du massif de Néouvielle est une zone d'auréole métamorphique propice à la récolte d'anatases, de zéolites et bien sûr, de grenats

6.2 Skarn Zn-Pb

Une fois n'est pas coutume; au lieu de nous intéresser d'abord aux grenats, puis aux minéraux associés, il est ici nécessaire de déterminer les minéraux associés pour définir le type de skarn en présence.

Tous les auteurs, y compris les ingénieurs du BRGM sont unanimes pour dire qu'il s'agit de skarns Zn-Pb situés sur l'auréole de métamorphisme autour du granodiorite de Néouvielle.

Malheureusement, ne disposant plus de microsonde électronique, seules des études morphologiques et de couleur permettent de définir tant bien que peu, la nature des minéralisations métalliques observées dans le skarn.

Deux minéraux ne font aucun doute à savoir galène PbS et sphalérite ZnS, ce qui confirme qu'il s'agit bien d'un skarn Zn-Pb. Et de la chalcopryrite CuFeS₂.

D'autres sulfures et sulfosels sont également présents mais leur identification est difficile.

Néanmoins, l'attaque à l'acide de ces sulfosels provoque une importante élimination de fer qui forme une espèce de limonite en surface des sulfosels.

De même, la couleur très brune des sphalérites dévoile une forte teneur en fer de ces dernières.

Enfin, il y a un autre sulfosel qui apparaît gris clair, et extrêmement brillant. De par la nature du skarn, il s'agit probablement d'un sulfosel riche soit en manganèse (alabandite), soit en argent (acanthite).

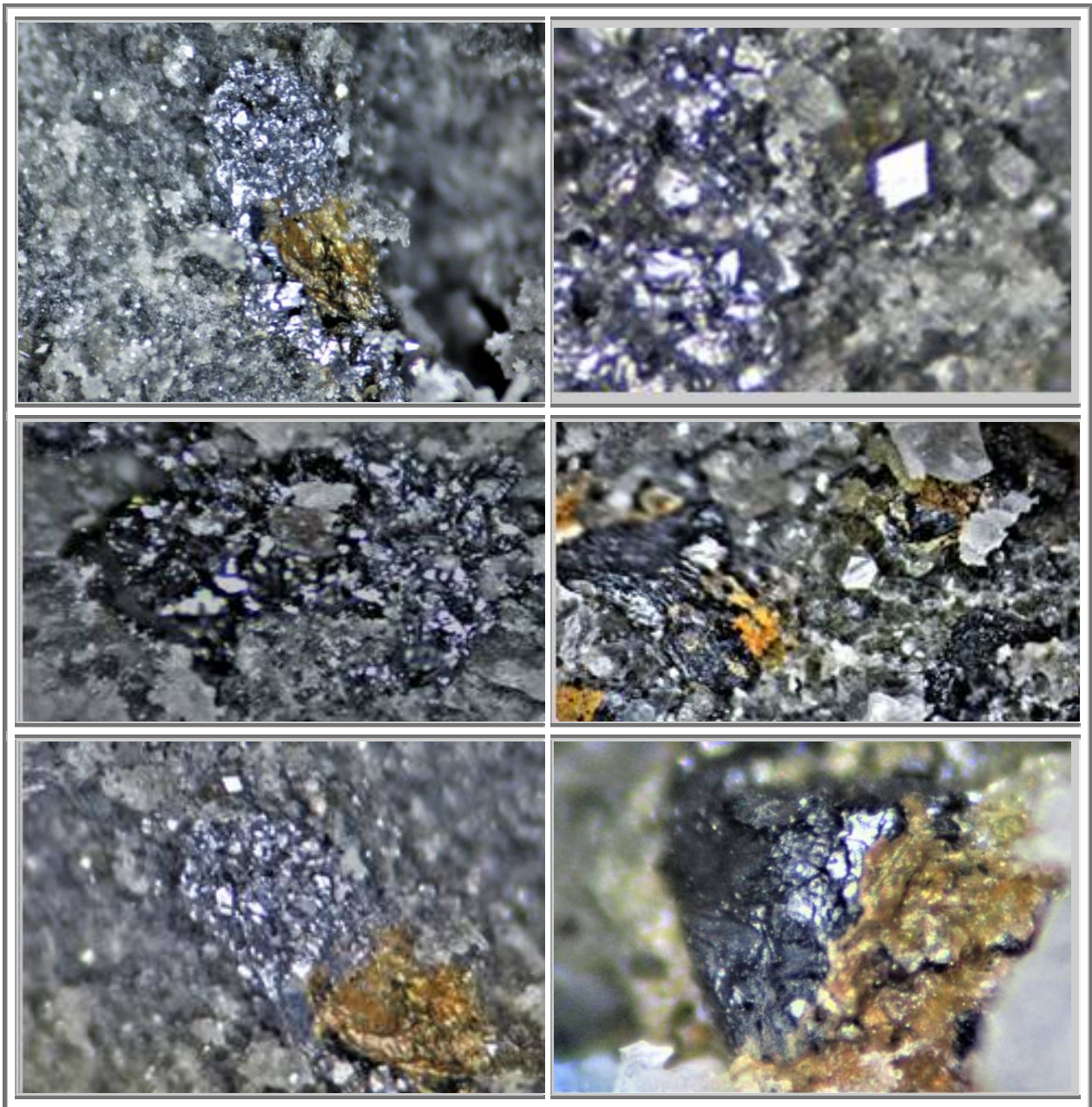


Figure 38 : Skarn : Barèges : Sulfures et sulfosels

6.3 Etudes antérieures des grenats

Mais revenons à l'essentiel, les grenats de la région du Tourmalet.

Les grenats y ont été répertoriés dès le XVIII^{ème} siècle comme l'atteste le rapport suivant des mines de cette époque. Ce qu'il y a de très attrayant également, c'est la méthodologie d'analyses.

Un vieux rapport des Mines, Journal des Mines (1797-98, volume 8)

JOURNAL DES MINES

n°XLIV

FLOREAL

Sur des cristaux dodécaèdres, à plans rhombes, les uns noirs et opaques, les autres blancs et transparents, trouvés dans la pierre calcaire, au pic d'Eres-Lids, près Barèges, dans les monts Pyrénées ; par le C^{ne}. Ramond, Professeur 'Histoire naturelle à, Tarbes

NOTE

Le pic d'Eres-Lids, ou pic des Lavanges (*eres* article, *Lids* Lavanges), mal-à-propos nommé *pic d'Eslitz*, dans la carte de *Casini*, n° 76, et *piquette de Dretlis*, dans l'ouvrage de mon compatriote *Dietrich*, ne mérite la qualification de *pic*, que par l'apparence qu'il prend à son extrém²²ité septentrionale. C'est une longue crête tranchante, dirigée de nord au sud et formée de bancs transversaux à sa direction, inclinée de la verticale au midi, et appuyée postérieurement sur les bancs de granit primitif dont l'inclinaison est pareil, et la direction à-peu-près parallèle à celle de la chaîne des Pyrénées.

Cette crête, placée sur les limites du granit primitif, est comprise toute entière dans la région où se fait la transition du genre siliceux aux genres argileux et calcaire. Ses roches, de composition fort hétérogène, offrent à l'observateur ces singuliers mélanges que l'on rencontre toujours dans les agrégations intermédiaires. On y voit alterner des roches de corne, des porphyroïdes, des ardoises, des granits fortement souillés d'argile et de magnésie, des petrosilex plus ou moins terreux, des schistes rubanés, et des pierres calcaires de diverses couleurs et de diverses consistances.

Les granits que l'on y observe sont généralement à grains très-menus, dépourvus de mica, chargés de pierres de corne, de terre chlorite, et renferment dans de nombreuses lacunes qui paraissent produites par le dessèchement de beaux cristaux de quartz, d'yanolite, d'adulaire mâclé, des schorls verts, et toutes les variétés de l'asbeste et de l'amianté.

Entre ces grenats et le granit de première position, on remarque des bancs calcaires où abonde la matière grenatique. Ils constituent un marbre primitif, blanc-verdâtre, très-compacte, et tout parsemé de petits grenats dodécaèdres rouges, opaques, très-ferrugineux, peu brillants, ordinairement de la grosseur d'une tête d'épingle, et de veines irrégulières du même grenat dont la couleur est plus pâle. Une autre variété présente le grenat en gros cristaux irréguliers de dix à douze millimètres de diamètre, plus pâles à l'extérieur qu'à l'intérieur où ils sont quelquefois d'un brun un peu verdâtre. Quoiqu'ils paraissent dodécaèdres, on les trouve souvent striés sur leurs faces. Ils dégénèrent aussi en veines, en plaques, enfin en veinules crispées, déchirées, où le rouge du grenat se dégrade jusqu'au blanchâtre. Ces divers grenats ont à-peu-près la pesanteur spécifique de leur genre. Ils fondent aisément au chalumeau, et sans addition. Les moins colorés paraissent les plus fusibles. Ils ne bouillonnent point, et donnent un vert noir compacte.

Plus près de l'extrémité septentrionale du pic, la pierre calcaire est noirâtre. Elle perd cette couleur en se calcinant, et devient d'une blancheur éclatante, sans exhaler au feu l'odeur du bitume qui colore ordinairement en noir la pierre calcaire des Pyrénées.

Dans cette pierre, j'ai reconnu çà et là de forts cristaux très-noirs, opaques parfaitement réguliers, à arêtes bien vives, dont la figure est le dodécaèdres à plans rhombes. Les plus gros ont trois millimètres de diamètre. Parmi ces cristaux on remarque des plaques de la même substance, dont la figure est plus ou moins distinctivement exagone, et qui semblent des cristaux aplatis. Leur diamètre va jusqu'à huit et dix millimètres. Enfin la même substance s'étend en veines aplaties qui paraissent formées par des plaques confluentes. Les cristaux réguliers, les plaques, les veines, sont absolument analogues dans leur figure et leur disposition aux cristaux, aux plaques, aux veines que forment le grenat rouge dans la pierre calcaire blanche ; et cette similitude porte naturellement à rechercher si la substance noire n'est pas du grenat accidentellement coloré par la pierre calcaire interposée entre ses lames.

En observant soigneusement les cristaux noirs, on reconnaît, en effet, que leur couleur ne leur est pas essentielle. Tous ne sont pas également colorés, quelques-uns ne le sont qu'en partie. Enfin, dans des veines blanches qui coupent la pierre calcaire, on retrouve les mêmes cristaux absolument blancs, sauf, çà et là, une très-légère teinte rougeâtre qui se manifeste aussi dans les veinules blanchâtres qui accompagnent les grenats rouges. Ces cristaux blancs sont d'une extrême petitesse, et peuvent à peine être aperçus à l'œil nu ; mais à l'aide d'une forte loupe, on peut en déterminer la forme. Ils sont, comme les noirs, dodécaèdres à plans rhombes, et on voit se perdre dans une substance d'un gris blanc qui a toute l'apparence d'un petrosilex terreux, faisant feu avec l'acier, et effervescence avec les acides, mais qui, étant mieux observé, paraît composé de la substance même des cristaux, mêlée de pierre calcaire blanche.

Les cristaux noirs, exposés à la flamme du chalumeau ; perdent promptement leur couleur, comme la pierre calcaire où ils sont renfermés la perd en se calcinant. Ils fondent avec autant et même plus de facilité que le grenat rouge : mais ils bouillonnent, et donnent un émail sensiblement vert, tant qu'il est bulleux. Le bouillonnement peut être dû au dégagement de l'acide carbonique contenu dans la pierre calcaire dont ils sont souillés ; et le vert n'est pas noir, parce que les cristaux ne contiennent point le fer qui colore le grenat rouge.

Les cristaux blancs fondent également en bouillonnant, et, sans doute, ils contiennent aussi de la terre calcaire. Ils produisent aussi un émail vert dont la couleur se fonce à proportion que le nombre des bulles diminue. Mais ce qu'il y a de remarquable, c'est l'*extrême fusibilité* de ces cristaux. Elle excède encore celle des grenats noirs, et approche de celle des schorls les plus fusibles.

Enfin, ce qui achève de différencier ces cristaux noirs et blancs des grenats rouges, c'est leur *gravité spécifique* moindre de près de moitié. Je n'ai pu la déterminer avec exactitude dans les cristaux blancs qu'il est difficile de bien distinguer et de bien séparer de leur gangue calcaire ; mais les cristaux noirs, pesés en grand nombre, m'ont donné 25,000, pour terme moyen.

Ces cristaux donc, qui sont essentiellement blancs comme le *lemite*, se rapporteraient à cette espèce de grenat par la couleur et la densité ; mais ils s'en éloignent par la fusibilité et par le nombre des facettes.

Ils se rapprochent, au contraire, du grenat ordinaire par l'aspect, la cristallisation et la fusibilité ; mais ils s'en écartent par leur légèreté, leur ébullition au feu, et la couleur de leur vert. De ces trois différences, au reste, la dernière s'explique par la privation du fer qui leur est commune avec le *lemite*, et les deux premières par la souillure de la terre calcaire.

Je suis donc porté à ranger ces deux variétés de cristaux dans le genre du grenat, entre le grenat rouge et le *lemite*, jusqu'à ce qu'un examen plus approfondi m'ait fourni de nouvelles lumières à ce sujet.

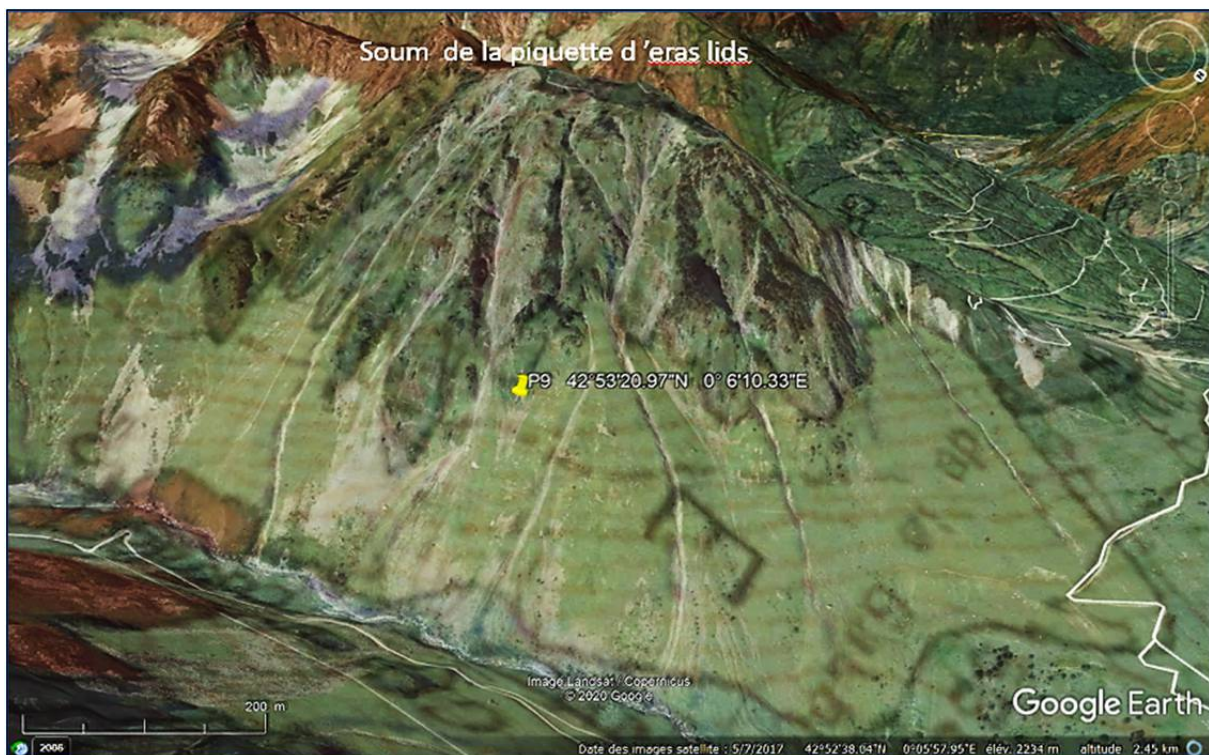


Figure 39 : Skarn : Barèges : Pic d'Eras-Lids : Grenats rouges et Grenats noirs

Grenats noirs 88% grossulaire – 12 % andradite
 61% grossulaire – 39% andradite
 Grenats rouges 66% grossulaire – 34% andradite

Faite par le C^{ne} Vauquelin, d'une variété de grenats noirs du pic d'Eres-Lids, près Barèges, envoyée au Conseil des mines par le C^{ne} Ramond.

Ce grenat se trouve dans des couches de pierre calcaire noire qui blanchissent à la chaleur du chalumeau ; il s'y trouve en petits cristaux noirs qui ont aussi la propriété de blanchir au chalumeau, et de se fondre en un émail vert jaunâtre.

Pour en faire l'analyse, j'ai concassé quelques morceaux de la pierre calcaire contenant les grenats, et je les ai mis dans l'acide nitrique affaibli, pour dissoudre la terre calcaire ; la majeure partie des grenats fut réduite en poudre noire ; ceux qui avaient conservé leurs formes, avaient beaucoup perdu de leur consistance.

Après les avoir bien lavés et séchés, j'en ai pris cinquante parties que j'ai broyées dans un mortier de silex ; ils n'ont point augmenté de poids par la pulvérisation, et ont donné une poussière d'un gris noir. Je l'ai fait rougir dans un creuset d'argent, elle est devenue d'un gris de perle, par cette opération, et a perdu deux grains. J'ai mêlé les quarante huit parties restant avec deux cents parties de potasse caustique ; j'ai fait rougir le mélange demi-heure, et après le refroidissement, j'ai trouvé dans le creuset une masse saline d'un beau vert. J'ai délayé cette masse dans l'eau ; je l'ai sursaturée d'acide muriatique, et l'ai soumise à l'évaporation jusqu'à siccité.

La matière avait alors une couleur jaune-foncée ; je l'ai délayée dans l'eau ; j'ai fait chauffer légèrement le mélange, et j'ai ramassé *la silice* qui s'était séparée pendant l'évaporation : lavée et séché, elle pesait vingt-un grains et demi.

La liqueur filtrée d'où la silice avait été séparée, avait une belle couleur jaune ; je l'ai étendue de beaucoup d'eau, et après m'être assuré qu'elle contenait un excès d'acide, je l'ai saturée avec du carbonate de potasse : il s'est forma un précipité rouge ; j'ai filtré la dissolution sur-le-champ, et j'ai rassemblé le précipité sur un filtre. Après l'avoir bien lavé, je l'ai fait bouillir dans une dissolution de potasse caustique, pour dissoudre l'alumine qui aurait pu s'y trouver. Le résidu avait acquis une couleur rouge plus foncée qu'auparavant ; étant lavé et séché, il pesait huit grains ; c'était de l'oxyde de fer. J'ai ensuite sursaturé la liqueur alcaline séparée de l'oxyde de fer, avec de l'acide muriatique, et j'ai précipité la dissolution par le carbonate de potasse saturé ; il s'est formé un précipité blanc qui, lavé et séché pesait huit parties : *c'était de l'alumine*.

La liqueur séparée de l'alumine et de l'oxyde de fer, et qui contenait un excès de carbonate de potasse, a été évaporée presque à siccité : il s'est formé un dépôt assez abondant ; il pesait, après avoir été séché, dix-sept grains. C'était du carbonate de chaux.

Il suit de ces expériences que cent parties de grenat contiennent,

Silice.....	43
Alumine.....	16
Chaux.....	20
Oxyde de fer.....	16
Humidité ou matière volatile	4
Perte.....	1

	100

Bien que nos anciens connaissent bien des choses que nous avons oubliées, je n'ai aucune confiance dans ces analyses effectuées dans les années 1790. On est en effet, et c'est même précisé dans le rapport de l'époque, en présence de grandes quantités de calcaire, donc de chaux CaO, y compris par conséquent, dans les grenats ; qui d'après nos connaissances sur les skarns, devraient être une solution solide andradite-grossulaire.

Or, avec si peu de chaux quantifiée, il ne peut pas y avoir d'andradite mais seulement de l'almandin.

J'ai donc reconsidéré ces valeurs erronées, en boustant la proportion de chaux (sans doute éliminée par la potasse caustique à l'époque).

Une fois la valeur en chaux réestimée, j'ai pu obtenir la composition en pôles limites, avec le logiciel, GTCal, soit : 61% grossulaire – 39% andradite en mol.

Pour nous assurer si *la couleur noire de cette pierre* n'était pas due à une matière charbonneuse, nous en avons mis douze grains dans une cornue de porcelaine, avec quatre parties de salpêtre, et nous avons tenu la matière en fusion ; jusqu'à ce qu'il ne se soit plus dégagé de gaz. En examinant ce gaz avec tout le soin possible, nous n'y avons pas trouvé sensiblement d'acide carbonique : ainsi il paraît que la matière colorante de cette pierre n'est pas due au charbon, mais bien à un oxyde noir de fer.

Le nombre et la nature des principes obtenus de cette substance, autorisent à penser que c'est véritablement une espèce de grenat contenant beaucoup d'oxyde de fer peu oxydé.

Dans une analyse de grenat, le *C^{en} Achard* a trouvé,

Silice.....	48
Alumine.....	30
Chaux.....	11
Fer.....	10

	99

A partir des mêmes considérations sur CaO que ci-avant, cette composition, avec le logiciel, GTCalc, fournit en composition de pôles limites : 88% grossulaire – 12 % andradite.

ANALYSE
DES GRENATS ROUGES *du pic d'Eres-Lids, près Barèges*
par le *C^{ne} VAUQUELIN*

J'ai pris 100 parties de cette substance, je les ai fait rougir avec de la potasse caustique ; la masse délayée dans l'eau, a été sursaturée avec de l'acide muriatique, la liqueur évaporée à siccité ; je l'ai redissoute dans l'eau, et j'ai filtré de la silice, qui, après avoir été séchée et rougie, pesait 5 grains.

La liqueur filtrée était claire, je l'ai précipitée par le carbonate de potasse, et j'ai croisé le précipité par la potasse caustique, qui en a dissous une grande partie ; j'ai filtré la liqueur ; il est resté sur le filtre une poudre brune , que j'ai fait redissoudre dans l'acide muriatique, dont j'ai séparé le fer par l'ammoniaque ; l'ayant bien lavé et rougi, il pesait 17 grains.

J'ai ajouté au restant de la liqueur, du carbonate de soude, et il s'est précipité du carbonate de chaux, qui, ayant été séché, a pesé 10 grains.

La liqueur alcaline qui serait de l'alumine en dissolution, fut sursaturée avec de l'acide, et l'alumine en fut reprécipitée par le carbonate de potasse ; ayant été bien lavée, séchée et rougie, elle pesait 20 grains.

Ainsi 100 parties de grenats contiennent :

De Silice.....	52
Alumine.....	20
Carbonate de Chaux 14 grains	
Ce qui fait à-peu-près de chaux.....	7,7
Fer.....	17
Perte.....	3,3

	100,0

A partir des mêmes considérations sur CaO que ci-avant, cette composition, avec le logiciel, GTCalc, fournit en composition de pôles limites : 66% grossulaire – 34% andradite.



Figure 40 : Skarn : Barèges : Pic d'Eras-Lids : Grenats rouges Grossulaire-Andradite
La transformation des résultats des analyses massiques en quantités molaires, conduit à une composition
66% grossulaire – 34% andradite

6.4 GRENATS DE BAREGES

Tout autour du col du Tormalet, on peut récolter des grenats. Bien que tous millimétriques hormis quelques grenats de 8-9 centimètres, leur nature est très différente, ce qui fournit un panaché très intéressant et digne d'intérêt.

Cette présentation s'appuie autant que possible sur les informations recueillies sur internet. Malheureusement, les inventeurs de sites (mis à part JPK) sont peu loquaces sur les localisations précises de leurs découvertes.

6.4.1. Grenats Grossulaires gemmes

Les grenats les plus spectaculaires de Barèges sont des grenats grossulaires, gemmes, de l'ordre du millimètre, très pâle à incolore.

Leur habitus est celui du rhombododécaèdre.

Leur éclat rappelle celui des grenats de rodingites (Asbestos) ou de Saint-Véran (ophiolite).

Leur aspect est principalement dû à l'absence totale de fer. Ils se sont donc formés à la limite extérieure de l'auréole de métamorphisme, dans une zone où seuls l'aluminium et le silicium sont parvenus à migrer. Leur composition est donc très proche du pôle limite grossulaire.

La cristallisation est issue d'une nucléation importante, mais qui n'a pas été suivie de croissance. L'apport des fluides métasomatiques a donc été de courte durée. Sans doute, de l'eau à une température supérieure à 450°C, suffisante pour dissoudre la silice, a apporté dans le calcaire les éléments Al et Si; permettant ainsi la nucléation des grossulaires.

Puis, soit le fluide était limité en matière alumino-siliceuse, soit plus probablement, il s'est échappé, interdisant ainsi la croissance des grenats.

6.4.2. Grenats Andradites

Plus proches des granodiorites de néouvielle que les grenats grossulaires présentés ci-dessus, se sont formés des grenats andradites à andradites-grossulaires.

Ce sont des grenats millimétriques à sub-millimétriques présentant le faciès du rhombododécaèdre.

Ils sont mats, de couleurs allant du beige (proche du pôle limite andradite), au brun presque noir.

6.4.3. Grenats Andradite-Grossulaires

Ce sont des grenats intermédiaires entre Grossulaire et Andradite.

D'après les analyses effectuées au XIII^{ème} siècle présentées dans cet ouvrage, il existe aux alentours de Barèges des grenats rouges. Ils ont une composition médiane entre Andradites et Grossulaires.

Si les plus petits peuvent être gemmes, ils sont généralement mats.

Ils présentent des faciès de rhombododécaèdres.

Les parts grossulaires ont certainement des cations Fe^{III} en substitution aux Al^{III}, colorant fortement ces grossulaires en rouge. Et, par leur présence en quantité importante dans le grenat dans sa globalité apporte une coloration allochromatique au grenat Andradite-Grossulaire.

6.5 GRENATS GROSSULAIRE « PYRENEITE»

D'après une étude sur les grenats, du Bulletin du Club de Minéralogie de Chamonix, du Mont-Blanc et des Alpes du Nord et geowiki.

6.5.1. Définition

Si le titre du paragraphe répond à la question de l'identification même des pyrénéites, les géologues et minéralogistes ont connu quelques difficultés à les définir par le passé, comme Egleston, 1892, Hey, 1962, Clark, 1993, qui se sont demandés s'il s'agissait d'une andradite (OMN).

Et pourtant d'illustres collègues avaient déjà bien précisé la nature des pyrénéites :

- Pour Lapparent, il s'agissait d'un grossulaire noir
- Pour A.G. Werner, en 1811, il s'agit de l'appellation qu'il attribua à un grenat que Ramon avait découvert à la Piquette déras Lids quelques années auparavant. Ce grenat, et son analyse par Vauquelin, fut publié par Ramond dans le Journal des mines de floréal an VI. Ramond donna, par erreur, 2,5 comme densité, ce qui fit penser à Werner qu'il ne pouvait s'agir d'un grenat, mais d'un nouveau minéral.
- Vauquelin, suite à ses analyse, pensa qu'il s'agissait d'une " mélanite " (= andradite)
- Mallard a montré qu'il s'agissait d'un grossulaire.

6.5.2. Localisations

Lacroix : *"Les grenats du type pyrénéite se rencontrent particulièrement aux environs de Barèges, à la lisière du massif de Néouvielle. En voici du reste les principaux gisements nets en outre de la Piquette déras lids." "Ils ne dépassent guère quelques millimètres ; isolés, ils ne présentent que le rhombododécaèdre b1 ; dans les cavités, b1a2. Ils sont généralement disséminés dans des calcaires noirs, alternant avec des lits siliceux ou silicatés au contact desquels on rencontre parfois de l'idocrase qui n'est jamais mélangée avec les grenats. Les grenats pyrénéites, parfois incolores ou jaunes, sont le plus souvent colorés en noir par de la matière carbonneuse."*

C.L. Frossard, " Ramond, le premier, a signalé la Pyrénéite du pic d'Eres-Lids et lui attribue la densité de 2,50 (Journal des Mines, floréal, an VI.) ". [in Bulletin de la Société Ramond de Bagnères-de-Bigorre (Hautes-Pyrénées) Tome XXVII, 2e trimestre 1892.].

Concernant le gisement, il précise que *Piquette deras lids*, plus conforme à la langue du pays, signifie *le petit pic des avalanches* ; cette signification est juste, ce qui ne l'est pas, c'est l'orthographe préconisée par Frossard, et reprise par Lacroix ; en effet, on doit écrire *lits* . De Dietrich, donna une analyse intéressante des lieux et conditions d'extraction...

6.5.3. Propriétés optiques

Suite à l'étude des phénomènes optiques présentés par certains grenats, le nom pyrénéite est appliqué à des grenats qui en présentent un type particulier...

Lacroix : "On divise souvent les grenats d'après la nature du sesquioxyde qui entre dans leur composition en grenats alumineux, ferrifères ou chromifères. J'ai préféré les grouper de façon à réunir les grenats calciques qui possèdent en effet des propriétés spéciales. La symétrie extérieure des grenats masque les différences profondes qui existent entre quelques-uns d'entre eux. Depuis longtemps, plusieurs savants et en particulier M. des Cloizeaux avaient observé que certains grenats n'étaient pas tous monoréfringents." (Lacroix, Minéralogie de la France... Tome 1, page 207).

"La plupart des mélanites [lire "andradites"] présentent des phénomènes de biréfringence tantôt très nets, tantôt peu distinct. Ils se rapportent aux types pyrénéite, aplome ou topazolite..." (Lacroix op. cit., page 231)

" La pyrénéite présente des phénomènes extrêmement nets observés pour la première fois par A.O.L. des Cloizeaux. " (Lacroix op. cit., page 217).

Ces phénomènes ont d'abord été décrits sur l'uvarovite par Mallard (A. M. X, 1876) (cf ci-après) qui retrouva ces critères mieux lisibles sur des grenats des Pyrénées et attribua ce nom de pyrénéite aux grenats les présentant : "La pyrénéite est un cristal de symétrie rhombique, dont les groupements figurent un cristal cubique à forme dodécaédrique" "... la symétrie rhombique apparente... est due à un groupement intime de cristaux d'une symétrie moins élevée" (Mallard, Étude optique de la pyrénéite, in B.S.M., XIV, 293, 1891).

"Les dodécaèdres de la pyrénéite semblent formés de 12 pyramides rhombiques se réunissant au centre du grenat, ce qui donnerait 6 cristaux ; en fait le réseau élémentaire n'est pas réellement rhombique, chacune des pyramides étant constituée par des groupements de cristaux de symétrie moins élevée. Certains grenats seraient constitués de 2 pyrénéites emboîtées l'une dans l'autre, ces 2 sous individus semblent être une "mélانيتe" [= andradite] entourée d'un grossulaire (ex : grenat jaune brunâtre de Senet, Catalogne [Lacroix op. cit. page 229]).

Nota

Dans les ouvrages anciens, les grenats andradite sont dénommés " mélانيتes " quelle que soit leur couleur...
Actuellement, les mélانيتes sont les variétés noires du grenat andradite.



Figure 41 : Skarn : Tourmalet : Pyrénéites

**Andradite variété Pyrénéide dans le calcaire
Piquette Deras Lids, Barèges
50 mm
Coll. et photo : otto lindenbrock, geoforum**



**Andradite variété Pyrénéite
Barèges
Cristaux 1-2 mm
Collection et photo : Mineral muséum**

6.6 GRENATS DU SOUM DE LA PIQUETTE D'ERAS LIDS

Etudié depuis plus de deux siècles, cette montagne foisonne de minéraux du métamorphisme de la région. La montagne elle-même est un site.

Lacroix y a décrit des découvertes de quartz, amiante, asbeste, albite, adulaire, épidote, axinite, galène, brewsterite, grenats, heulandite, hornotome, etc...

A la découverte du minéral, dès 1780, les cristalliers se suspendaient à des cordes pour exploiter des poches à cristaux. C'est la montagne qui domine "le pont de la Gaubie" par ces à-pics vertigineux . Elle forme le flanc droit du ravin d'Escoubous.

La voie normale qui mène au sommet part de " la laquette ", au pied des téléskis, et suit la crête en longeant les falaises de la face Nord. De cette laquette le « sentier des pêcheurs » passe au pied du flanc Est de La Piquette et conduit au barrage d'Escoubous . C'est un bon chemin d'accès aux divers ravins qui s'ouvrent sur cette face .

En 1985, JPK (Mineraux-pyreneen-jpk.fr) a visité tous les ravins en partant, soit du «sentier des pêcheurs» vers le sommet, soit l'inverse. Avec ces comparses, ils ont trouvé une dizaine d'anciennes poches, parfois dans les parois verticales, toutes vides !

Inutile de préciser que le matériel d'escalade est recommandé, car les ravins dans leur partie supérieure ont une déclivité vertigineuse.

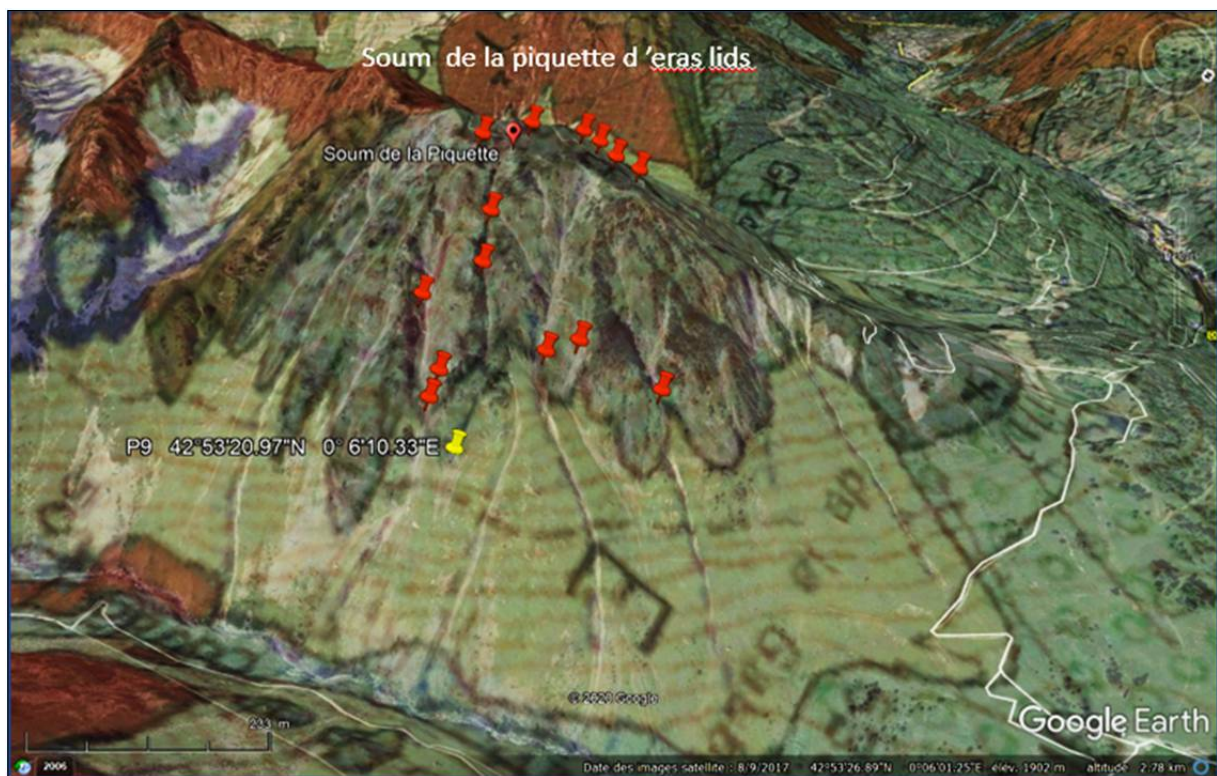


Figure 42 : Skarn : Soum de la Piquette d'Eras lids : Carte géologique et relief

En jaune, l'éboulis où les grenats rouges en photos ont été récoltés

En orange, les différents sites des autres minéraux

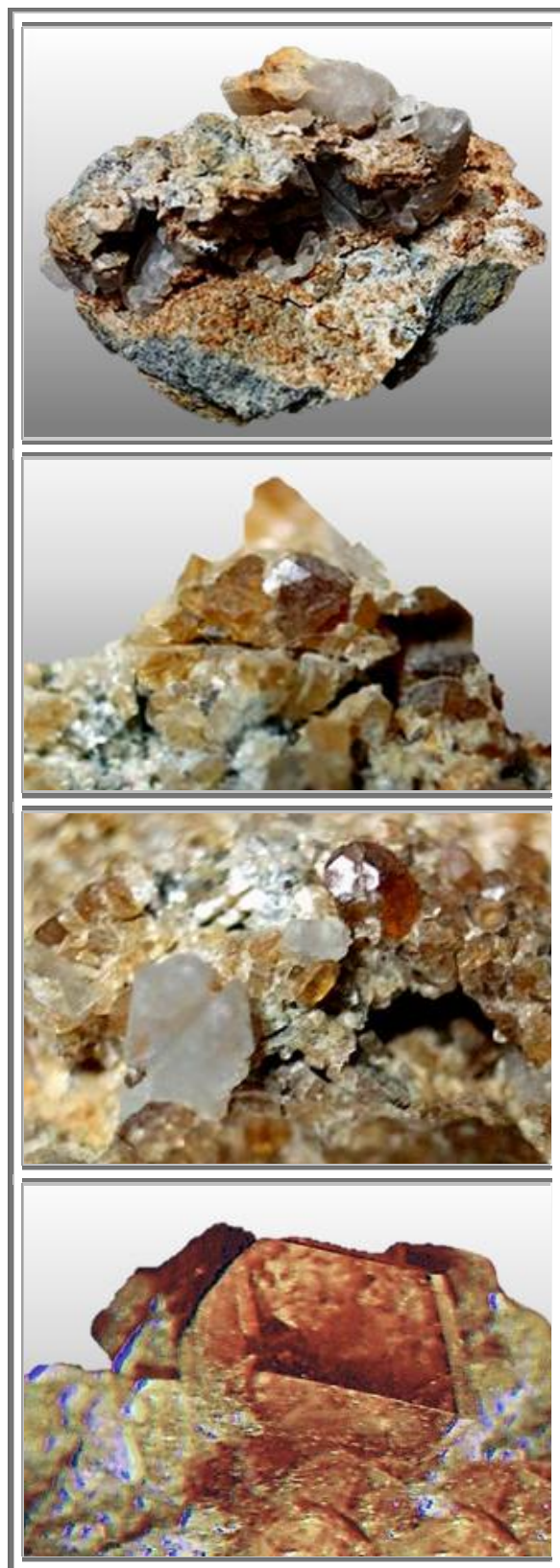


Figure 43 : Skarn : Barèges : Grossulaire-Andradite
Soum de la Piquette d'Eras lids
Coll. Et photo : JPK

6.7 GRENATS DU LAC D’AOUBE (65)

6.7.1. Localisation

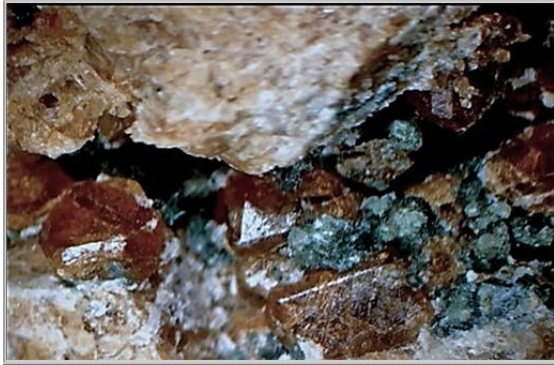
Au-dessus de Barèges, en montant vers le Col du Tourmalet on arrive à une grande épingle à cheveux avec parking. C’est le départ des randonnées vers le lac d’Oncet, le Lac d’Aoube et le lac Bleu.

Prendre le sentier du lac d’Aoube. Quelques centaines de mètres avant le lac, les éboulis à main gauche montrent un contact de roche métamorphisée à grenats, idocrase et axinite, P4.

Juste après le lac, à main droite du sentier vers le Col d’Aoube se distingue par sa blancheur un contact de cipolins à micro cristaux non identifiés. (Point P5, à 1h 30 du parking).

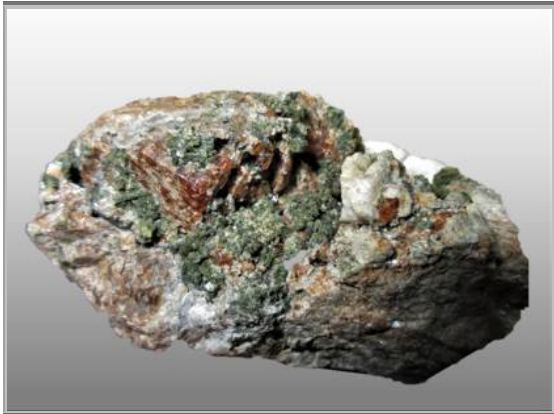


Figure 44 : Skarn : Barèges : Lac d’Aoube : Carte géologique et relief



**Figure 45 : Skarn : Barèges : Lac d'Aoube :
Grossulaires-Andradites**

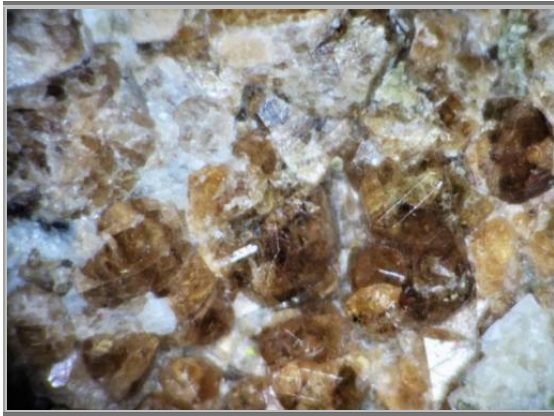
**avec hédénbergites et axinites
Coll. et photo : Minéraux-pyreneen-jpk.fr**



**avec hédénbergites et diopside en fleur
60 x 40 mm
Perso n° 1232**



**cristal 12 mm
Perso n° 1242**



**vue 20 mm
Perso n° 1234**



cristal 13 mm
Perso n° 1239



vue 30 mm
Perso n° 1241



cristal gemme 7 mm
Perso n° 1238



vue 23 mm
Perso n° 1237

6.8 GRENATS DE SAINTE MARIE DE CAMPAN

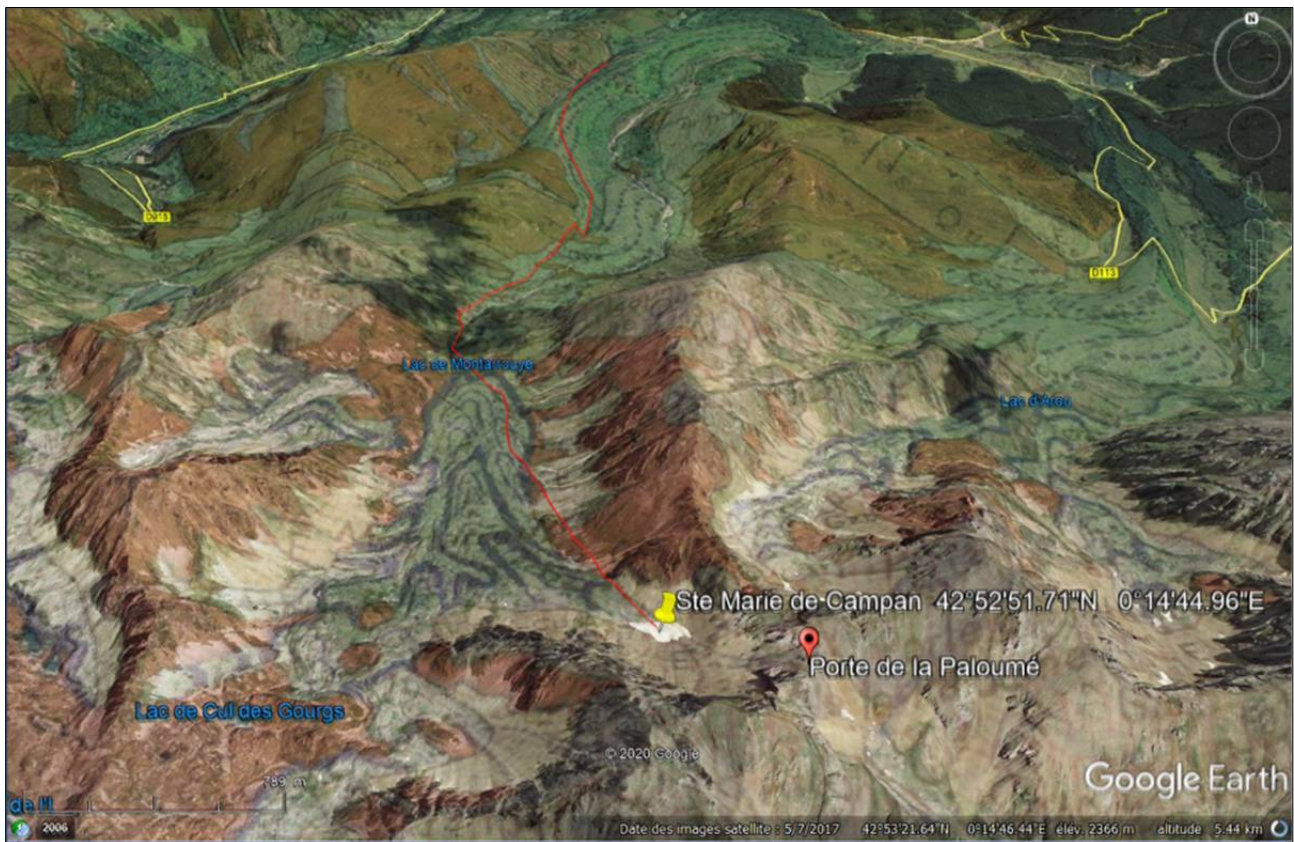


Figure 46 : Skarn : Tourmalet : Ste Marie de Campan : Carte géologique et relief

6.8.1. Accès

Pour atteindre les grenats si désirés, il faut bien compter 6 heures de marche aller-retour.

Départ en voiture de Sainte-Marie-de-Campan en direction du col d'Aspin (N.618). A 100 m à peine après avoir traversé le petit pont qui est à la sortie du village, se trouve à droite, en face d'une chapelle une route, un panneau portant comme indication « G V N° 8 dit de Peyrehitte ». Cette route étroite et sinueuse ne figure pas sur la carte Michelin n° 85 ; elle est pourtant à peu près bien entretenue sur toute sa longueur de Sainte-Marie-de-Campan à Payolle.

Après 500 mètres, prendre à gauche, en suivant l'indication « Sarat-de-Gaye » ; toujours aussi étroite, elle conduit sur une crête boisée. Quatre kilomètres plus loin, plus dégagée, elle permet d'admirer le merveilleux paysage de la route du Tourmalet qui, par endroits, côtoie l'Adour qui descend de la Mongie ; plus haut, le pic du Midi-de-Bigorre et son observatoire.

Brutalement, la route semble venir buter sur un contrefort montagneux, mais tourne rapidement vers l'est pour s'élever légèrement. C'est le point le plus élevé de la route, qui descend ensuite vers Payolle. A droite, au milieu des prés, trois granges et un large sentier aux profondes ornières y conduit.

Deux solutions sont possibles : abandonner la voiture au milieu des pacages ou continuer pour économiser un quart d'heure de marche. Quelle que soit la formule choisie, il faut se diriger vers ces granges (les Couralets), une cinquantaine semblant de pont. La route, légèrement élargie, permet de tourner la voiture qu'il faut ranger soigneusement pour ne pas gêner le passage éventuel du bétail.

Une centaine de mètres avant d'y arriver, un embranchement (peu visible) à gauche ; on peut y circuler en voiture 400 ou 500 mètres, sans risques, à flanc de montagne, jusqu'à un ruisseau qui traverse la route sous un

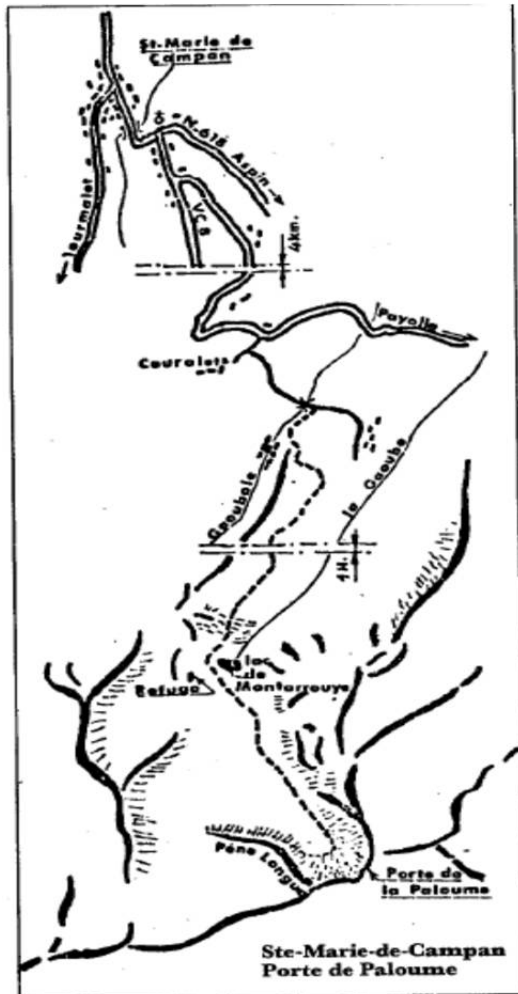


Figure 47 : Skarn : Ste Marie de Campan : Parcours

Il faut maintenant partir à pied et si le sentier est encore assez large, on s'aperçoit rapidement qu'il n'est plus utilisable sans danger pour les quatre roues. Dix minutes de marche conduisent à un pont qui franchit un torrent, la « Gaubole » ; sitôt passé le pont, quitter ce large sentier pour entamer la raide montée qui est à droite ; c'est un raccourci, et dans cinq minutes il va rejoindre une voie plus large qui conduit au village de bergers abandonné, le « Saroua », où une seule maison a été restaurée.

Quittant franchement le torrent, on gravit la pente herbeuse qui est à gauche, des sentiers et une conduite d'eau artificielle (aujourd'hui tarie) conduisent sur la crête d'où on découvre une partie de Payolle et un autre village abandonné, les « Esclozes ». Plus importante sera encore la découverte de la grande vallée où coule la « Gaube », qui est le torrent issu du lac de Montarrouye, le prochain objectif.

Plus de risques de s'égarer jusqu'à ce lac, mais simplement un parcours plus ou moins aisé suivant les sentiers à emprunter. Un conseil tout simple : ne pas hésiter à prendre le sentier que l'on distingue au-dessus chaque fois que cela est possible, on évite ainsi la dure montée pour franchir le verrou du lac.

A l'approche de ce verrou, seul un sentier subsiste ; inutile de chercher un autre passage dans ces éboulis où logent les marmottes ; il ne pourrait être que dangereux. Après les éboulis, un dernier effort pour franchir la barre rocheuse qui cache encore le lac et après environ deux heures de marche, la rive est en vue.

Pratiquement dans le calcaire, ce petit lac est une réserve d'eau de faible étendue, mais certainement très profonde par endroits car, malgré la sécheresse de l'été et les glaces de l'hiver, de nombreuses truites y trouvent refuge. Il est alimenté par une source d'eau glacée et certainement par des résurgences en son milieu, émissaires suffisants pour assurer le débit de la « Gaube ». Ce lieu est idéal pour faire la pause et prendre quelques réconfortants.

Après cet arrêt, on aborde la dernière partie de la randonnée, au travers des mamelons verdoyants que sillonnent de nombreux sentiers tracés par le bétail. Infléchir lentement le parcours vers la gauche, on rencontre des éboulis de calcaire blanc qui descendent des sommets élevés, ne pas s'y engager : ils sont stériles et la progression deviendrait pénible et plus lente.

Un sentier suit leur base et après trois quarts d'heure de marche, il va devenir brusquement plus raide ; la roche change d'aspect ; on traverse un court passage granitique, pointement extrême du nord-est du massif du Néouvielle. Immédiatement après, c'est l'arrivée dans la zone minéralisée des calcaires métamorphisés, des schistes et des barrégiennes, curieuses roches rubanées constituées de lits de silice et de calcaire métamorphisé, l'ensemble étant le plus souvent plissé. Ces ensembles sont d'une puissance très variable, par le nombre des couches qui les composent et par l'épaisseur. Ce sont les mêmes que l'on voit au pied du Montfaucon dans l'Arbizon.

On arrive alors à l'extrémité est du cirque constitué par la Porte de la Paloume, le Pic d'Aulon et la Pène-Longue.

6.8.2. Pétrographie

Les grenats et les idocrases abondent dans les éboulis, ainsi que dans les roches en place. Les filons d'axinite et de chlorite sont également nombreux, mais rares sont les échantillons de qualité exceptionnelle. Cependant ont été trouvés quelques cristaux d'axinite aux abords immédiats des granités.

Ceux qui entreprendront de faire le tour du cirque trouveront, en suivant à faible hauteur les éboulis, un vague sentier tracé par les moutons. Les éboulis situés directement sous la Porte de la Paloume sont stériles ; aux abords du Pic d'Aulon, les grenats réapparaissent, plus petits, mais de meilleure qualité ; enfin, vers la fin de la crête de Pène-Longue, on trouve l'ensemble des minéraux déjà vus (nous y avons également trouvé un peu de prehnite).

S'il reste du temps, atteindre l'espèce de brèche qui se dessine vers la fin de crête, je n'ai pas eu personnellement l'occasion d'y faire une recherche sérieuse, mais d'après des renseignements, les minéraux (en particulier l'axinite) y seraient de bien meilleure qualité.

L'ensemble de ces recherches ne peut se faire en une seule journée et pour éviter plusieurs marches longues et épuisantes, il est préférable d'envisager un campement de deux ou trois jours sur le terrain.

6.8.3. Les Couralets : tourmaline de pegmatites

Au retour, s'il n'est pas trop tard, si les souliers ne sont pas trop lourds et le sac trop chargé, il est possible de s'arrêter aux granges des Couralets. Légèrement en dessous, coulent de minces ruisselets, souvent taris. Dans les périodes de crue, ils entraînent sur leur passage la terre meuble, mettant à nu un filon de pegmatites, essentiellement composées de feldspath, avec en moindre quantité du quartz et un peu de mica muscovite. La présence assez importante de tourmaline (schorl), en masses grenues et informes, englobées dans le feldspath est intéressante.

Ce ne sont pas ces tourmalines que je vous propose de récolter, mais les cristaux que l'on trouve en « cassant du caillou » comme l'on dit ; de qualité satisfaisante, ils ne sont malheureusement pas très volumineux et leur longueur est généralement de l'ordre de 2 à 3 centimètres. Autre inconvénient, ils ont une fâcheuse tendance à se casser lors des clivages.

Avec un peu de patience, vous aurez néanmoins le plaisir de récupérer quelques jolis échantillons pour votre collection.

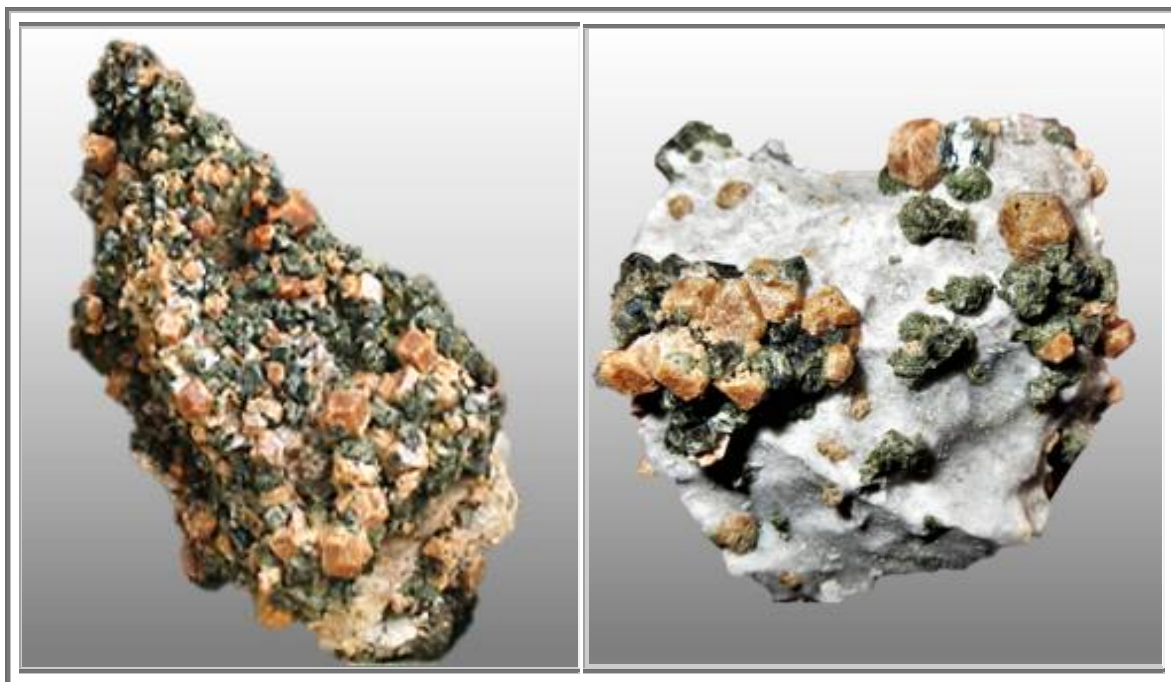


Figure 48 : Skarn : Ste Marie de Campan-Montarouye : Grossulaire et Chlorite
Cristaux 5 mm max 10 mm ; 60 x 60 mm
Coll. et photo: inconnu, geoforum -- perso n° 1231

6.9 GRENATS DU PIC DE CAOUBÈRE

Le pic de Caoubère, que ce soit les versants est ou ouest, est certainement le meilleur lieu pour récolter des grenats.

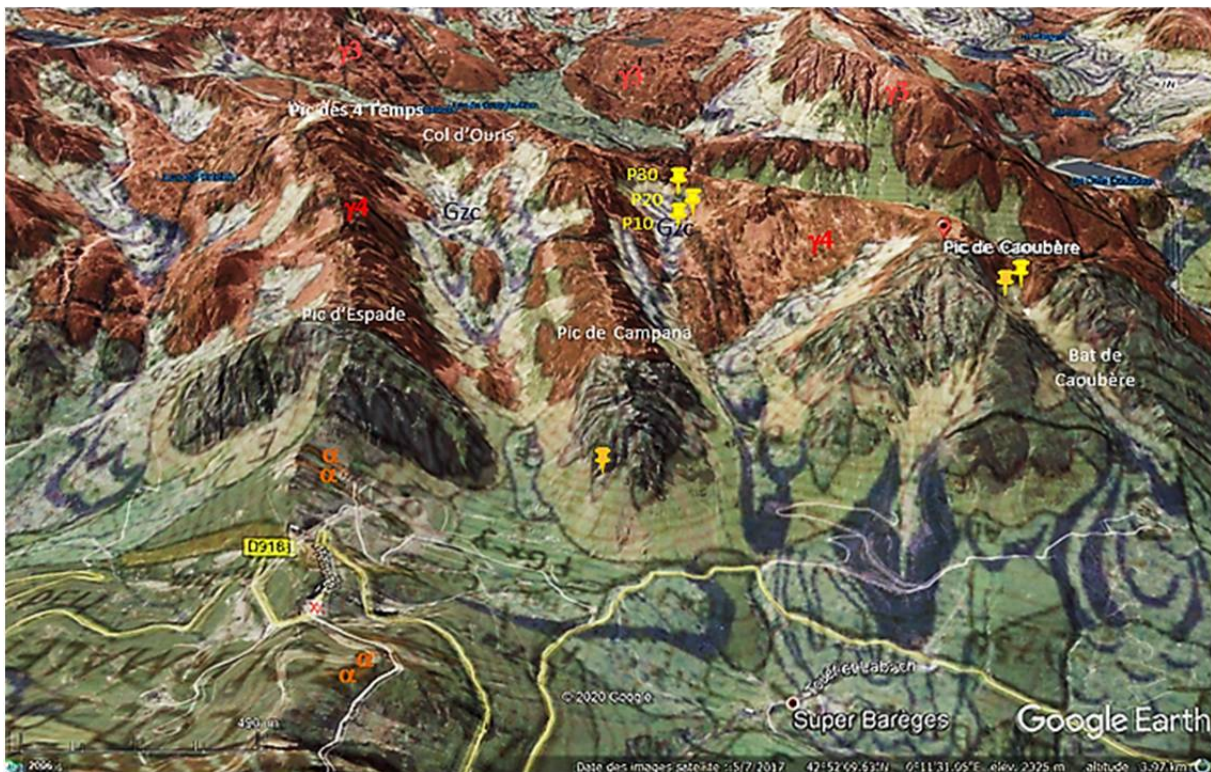


Figure 49 : Skarn : Tourmalet : Pics du versant sud : Carte géologique et relief

Présence d'hessonite en association avec de l'épidote ?, souvent massive.

Comme présenté ci-avant, dans les skarns Zn-Pb, on trouve fréquemment des cristaux verts : il s'agit le plus souvent d'hedenbergite, ou de diopside, et non d'épidote comme bon nombre d'amateurs les dénomment.

Face Est : C'est le deuxième pic, à main gauche, après le «pic d'Espade», en descendant du «col du Tourmalet» vers «Barèges». Il sépare la «Bat de Barrère» de la «Bat de Caoubère»

- **Point 10 :**
A 1h30 de la voiture, c'est un éboulis de roches métamorphisées au contact du granite qui doit attirer notre attention. On y trouve Axinite, Epidote, Actinote, grenats type « Arbizon », Grenats jaunes et zéolites...
- **Point 20 :**
Après l'éboulis, remonter la pente en suivant un éperon rocheux. Il y a des indices d'axinite et d'épidote.
- **Point 30**
A 1h du point 10, se présente un filon de quartz à prehnite et , un autre minéral marron indéterminé. C'est un autre contact de roches métamorphiques .

Entre les points 20 et 30, la pente herbeuse venant du sommet a fourni une belle plaque de grenats incolores .

On peut voir en pied de paroi une ancienne fouille d'une dizaine de mètres de long.

De plus lorsque l'on revient vers l'entrée du ravin, les éboulis du « pic d'Espade » peuvent fournir de rares grenats verts et un peu d'axinite, d'après JPK. Ces grenats verts ont été l'objet d'échanges sur Geoforum lors du Noël 2020. Sont ils vraiment verts, des démantoides (présence de chrome) ou bien seulement des andradites légèrement colorés idiochromatiquement par son fer de constitution ?

Présence de gros grenats pluricentimétriques

Il a été décrit la présence de grenats énormes (>7 ou 8cm !! pour le plus gros) sur geoforum. Ils sont souvent altérés. Leurs couleurs est comprise entre: orange et rouge. Les plus petits sont souvent plus "gemmes". Les découvreurs ont ainsi trouvé le skarn en place, mais évidemment, les éboulis sont également très prometteurs. Sur Geoforum, il y a une série de gros grenats présentés en tant que nord Tourmalet, alors que le pic de caoubère est au sud du col. Il n'en demeure pas moins, qu'entre description et photographies, la similitude est assez flagrante.

En outre, pour la barite associée à de la galène, elle est présente sur les miroirs d'une fracture et uniquement sur deux blocs dans un autre éboulis très proche!! Généralement assez petits et de formes "rectangles ou losanges tabulaires", certains cristaux peuvent atteindre 1 à 1,5cm, présenter une autre forme (plus ou moins polygonale) et être plus translucides. Mais faut être alpiniste pour y aller ...



Figure 50 : Skarn : Tourmalet : Pic de Caoubère? : Grenats géants

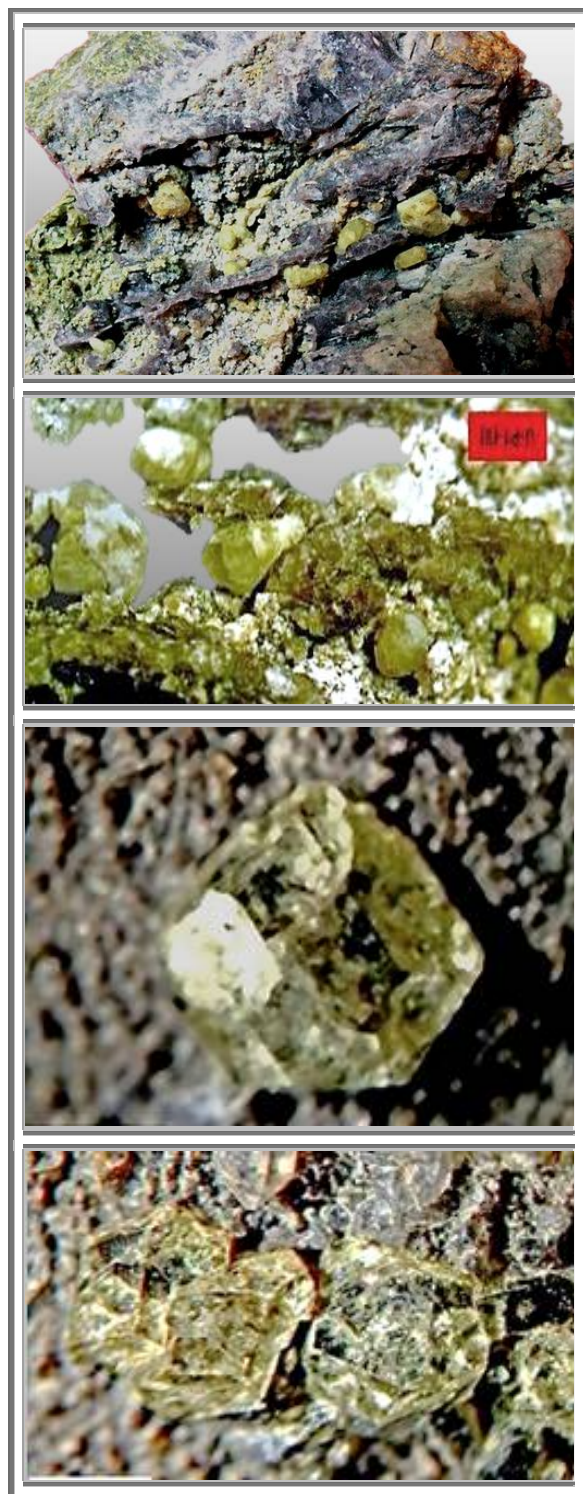
Grossulaire
Nord Tourmalet
Cristal 8 x 9 cm
Coll. et photo : inconnu, geoforum



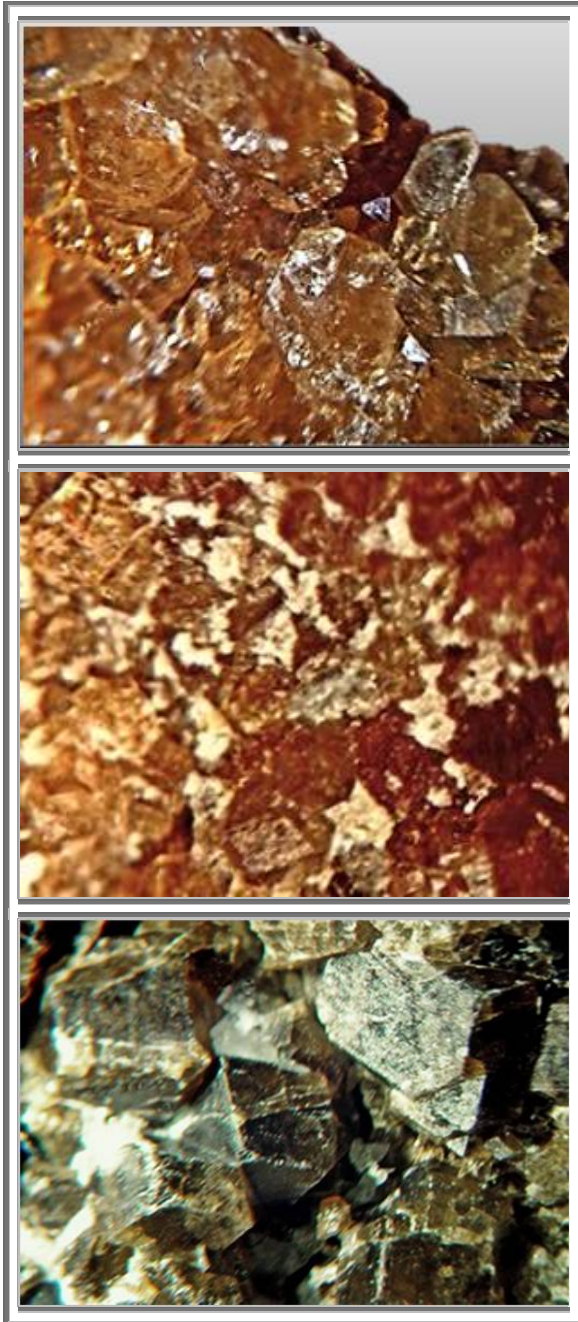
Grossulaire
Nord Tourmalet
Arête 4 cm
Coll. et photo : inconnu, geoforum



Grossulaire et Chlorite
Nord Tourmalet
Coll. et photo : inconnu, geoforum



**Figure 51 : Skarn : Barèges : Grossulaires jaunes
avec axinite et pyroxène ou épidote
Pic de Caoubère – face est
Coll. et photo : Minéraux-pyreneen-jpk.fr**



**Figure 52 : Skarn : Barèges : Grenats
Rouges Grossulaires-Andradites et Grenats noirs
Andradites
Pic de Caoubère – face est
Coll. et photo : Minéraux-pyreneen-jpk.fr**

6.9.1. Bat de Barrère

Il y a un site traditionnel d'axinite, mais le site est bien plus que cela puisqu'on y a découvert de la prehnite en petits casques, de l'axinite massive, de la pistacite, ainsi que des grenats grossulaires et des hessonites, et des petits quartz fumés bien plus loin.

6.10 GRENATS DU PIC D'ESPADE

6.10.1. Andradites

A l'occasion d'une sortie sur le pic d'Espade, il a été trouvé une roche brun-rouge que l'on croirait venue directement de mars.

Sans doute très riche en oxyde de fer, cette roche est parsemée de petits grenats bruns-noirs de 1 à 2 mm, au faciès rhombododécaédriques.

Sur la photographie, on distingue que la roche brune est stérile et que les grenats sont situés sur les veines blanches de carbonates, qui oscille dans la matrice ferrique. Cet échantillon est donc plus probablement issu de la partie endoskarn du site, donc du côté $\gamma 3$ granodiorite de Néouvielle. Ce qui explique les interrogations du découvreur, peu familiarisé à ce type de roches sur les alentours de Barèges où les grenats sont davantage définis dans l'exoskarn.

Par conséquent, il s'agit d'andradites avec un rapport Fe/Al probablement très élevé.

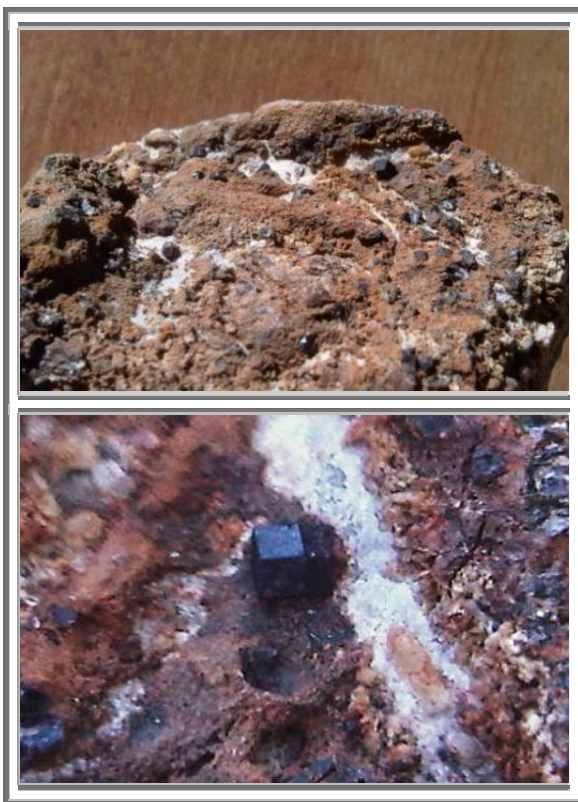


Figure 53 : Skarn : Barèges : Andradite
secteur Pic d'espade-Tourmalet
1 à 2 mn
Coll. et photo : Yves HERRIOU, Geoforum

6.10.2. Grossulaire-Andradites

Cette seconde roche est composée de grenats andradite-grossulaires dans une structure litée avec des strates carbonatés très marqués. Cette roche est similaire aux grenatites de l'Arbizon.



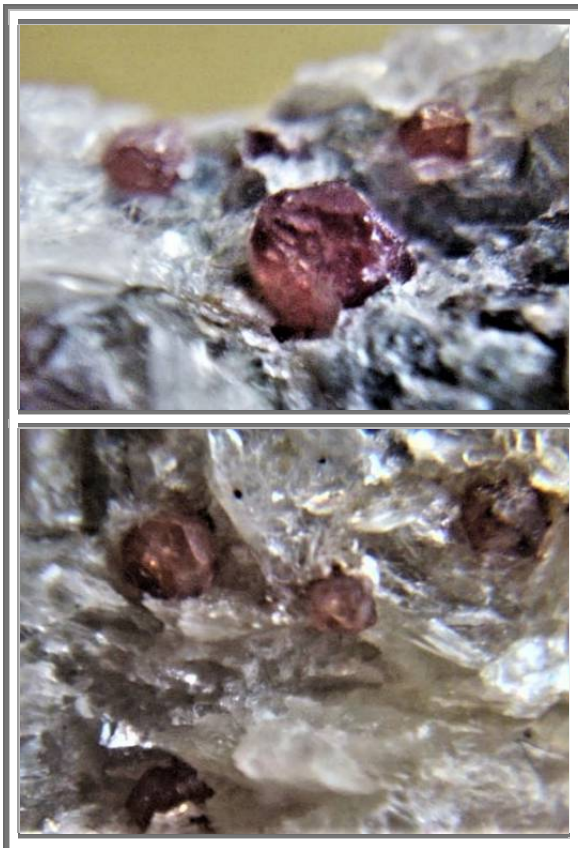
Figure 54 : Skarn : Tourmalet : Grossulaire-Andradite
pic d'Espade dans un des vallons à gauche en descendant sur Barèges
Cristaux 5 mm max
Coll. et photo : Maurice, geoforum

6.11 GRENATS DES PEGMATITES DU COL D'ONCET

L'érection du pic du Midi de Bigorre a permis l'émergence de deux zones de pegmatites, l'une sur le versant sud, l'autre sur le versant nord. Sans doute pour des raisons d'accès, peut-être pour des raisons de réserves de non divulgation de sites, je n'ai pas la moindre information sur la zone de pegmatite du versant nord.

Au-dessus du lac d'Oncet, et se propageant vers l'est, se trouve les roches pegmatitiques du versant sud du pic du midi (cf. § P. ci-avant). Au sein de cette pegmatite, il y eut formation de grenats gemmes de couleur rose au cœur de mica blanc. Les faces sont mal définies.

Une coupe de ces grenats permettrait de définir s'ils sont zonés ou pas, ainsi que la détermination de la part de spessartine au cœur de ces grenats qui semblent être des rhodolites (almandins avec une quantité non négligeable de pyrope). La présence de manganèse dans les skarns du versant sud du col du Tourmalet fait à penser que cette pegmatite renferme également du manganèse, précurseur à la nucléation des grenats sous la forme de spessartine.



**Figure 55 : Skarn : Grenats de Pegmatites
Lac d'Oncet
1 à 2 mm
Collection et photo : rives_3, geoforum**

6.12 GRENATITES DU PIC DU MIDI

Dans un endroit que je ne connais pas, avec pour seule information “pic du midi”, il y a des grenatites. Toutefois, il doit s’agir d’une zone à pegmatites, compte tenu de la petitesse des grenats de skarn et de la nucléation éparse de ces grenats du skarn de Barèges.



Figure 56 : Skarn : Pic du Midi : Grenatite
Probablement récoltée dans la pegmatite ?
90 x 60 mm
Collection : perso n°560

6.13 GRENATS DE LA MONGIE

Sur l'autre versant du Tourmalet, côté ouest, près de la Mongie, se trouvent des grenats andradites. Une pièce présente même des grenats iridescents. Toutefois, cette particularité optique ne semble pas être due au maillage poysynthétique du grenat mais à de fines couches d'oxydes de fer en surface. Mais je ne connais pas le lieu exact de ces récoltes.

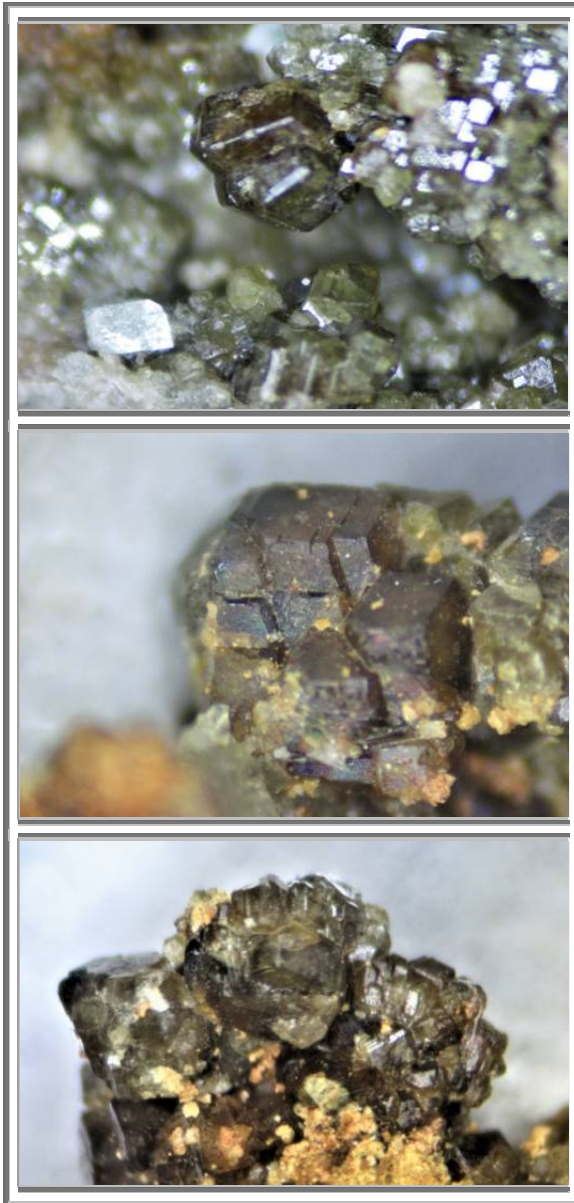


Figure 57 : Skarn : La Mongie : Andradite

**Andradite
La mongie
Vue : 12 mm
Collection : ME262 – Laurent G.**

**Andradite iridescente
La Mongie (65)
Vues 1 mm et 6 mm
Collection : ME262 – Laurent G.**

En outre, le sites de la Mongie est riche en minéraux associés. Depuis le creux de la vallée , à La Mongie , remonter jusqu'à la dernière piste , contre les parois rocheuses .

En se dirigeant vers la petite cabane , on observe un contact du calcaire avec des roches issues du métamorphisme de contact . C'est là que l'on y trouve la stilbite et la chabasie .En place , mais surtout dans les déblais sous la piste . La stilbite s'y présente sous deux formes cristallines .

A noter la présence de minuscules cristaux de brewstérite .

Quelques mètres plus loin , c'est l'idocrase que l'on rencontre en cristaux tabulaires octogonaux , avec les arêtes tronquées. Et , avec beaucoup de chance , de la tourmaline bichromatique .

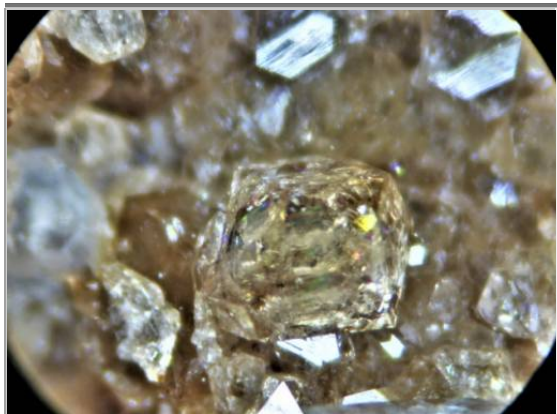


Figure 58 : Skarn : La Mongie : Vésuvianite

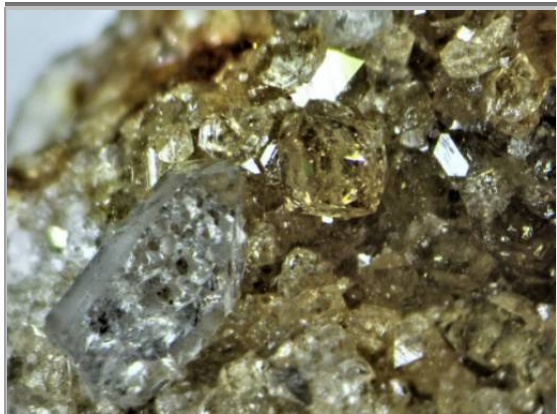
**Vésuvianite
La Mongie
Collection et photo : JPK**

**Vésuvianite
La Mongie
Collection et photo : JPK**

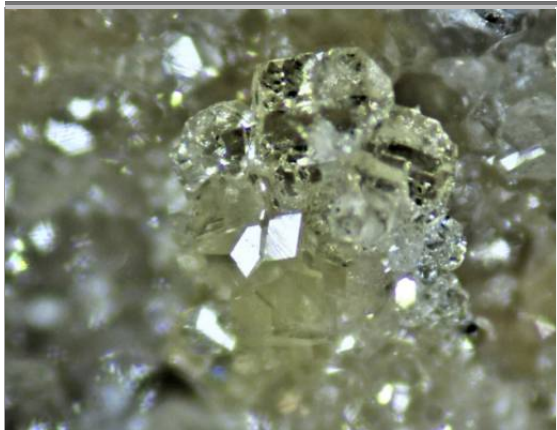
**Vésuvianite en étoile
La Mongie
Collection et photo : JPK**



**Grossulaire
Tourmalet
Cristal < 1 mm
Collection : ME262 – Laurent G.**



**Grossulaire, et quartz
Ourdis
Vue 2 mm
Collection : ME262 – Laurent G.**



**Grossulaire
Tourmalet
Vue 1 mm
Collection : ME262 – Laurent G.**



**Grossulaire
Tourmalet
Vue : 12 mm
Coll. et photo ME262**



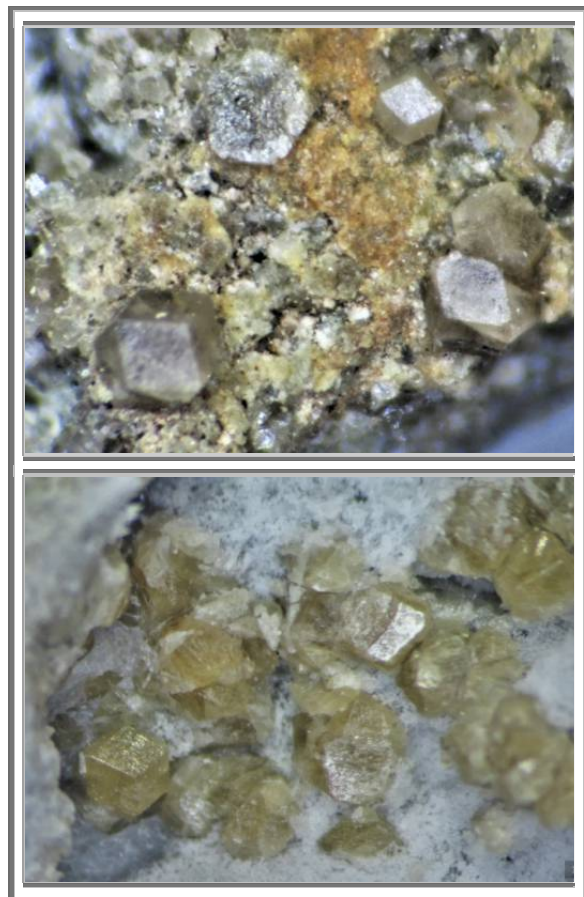
**Grossulaire et galène et sphalérite
Tourmalet
Collection : n°1219, merci à ME262**



**Grossulaire, et sulfures
Tourmalet
Vue : 12 mm
Coll. et photo ME262**



**Grossulaire et sulfures
Tourmalet
Coll. et photo ME262**



Andradites
Barèges
cristaux 1- 2 mm
Collection : ME262 – Laurent G.

Figure 59 : Skarn : Barèges : Séries d'Andradites et Grossulaires
De localisations indéterminées



Figure 60 : Skarn : Tourmalet : Grossulaires-Andradites

**Grossulaire-Andradite, Hédenbergite et fleur de diopside
lac d'Aoube
collection : perso n°1232, merci à Maurice 65,
geoforum**



**Grossulaire-Andradite et Hédenbergite
lac d'Aoube
collection : perso n°1233-1242, merci à Maurice 65,
geoforum**



**Grossulaire
lac d'Aoube
collection : perso n°1232, merci à Maurice 65,
geoforum**



**Grossulaire
lac d'Aoube
collection : perso n°1232, merci à Maurice 65,
geoforum**



Figure 61 : Skarn : Tourmalet : Grossulaires et vésuvianites

**Grossulaire et vésuvianite
Nord Tourmalet
Cristal 10 mm
collection : Maurice, geoforum**



**Grossulaire et vésuvianite
Nord Tourmalet
Cristaux 5 mm
collection : Maurice, geoforum**



**Grossulaire et vésuvianite
Nord Tourmalet
collection : Eric T, geoforum**

6.14 GRENATS DU LAC D'ARTOUSTE VERS LE COL D'ARRIOUS

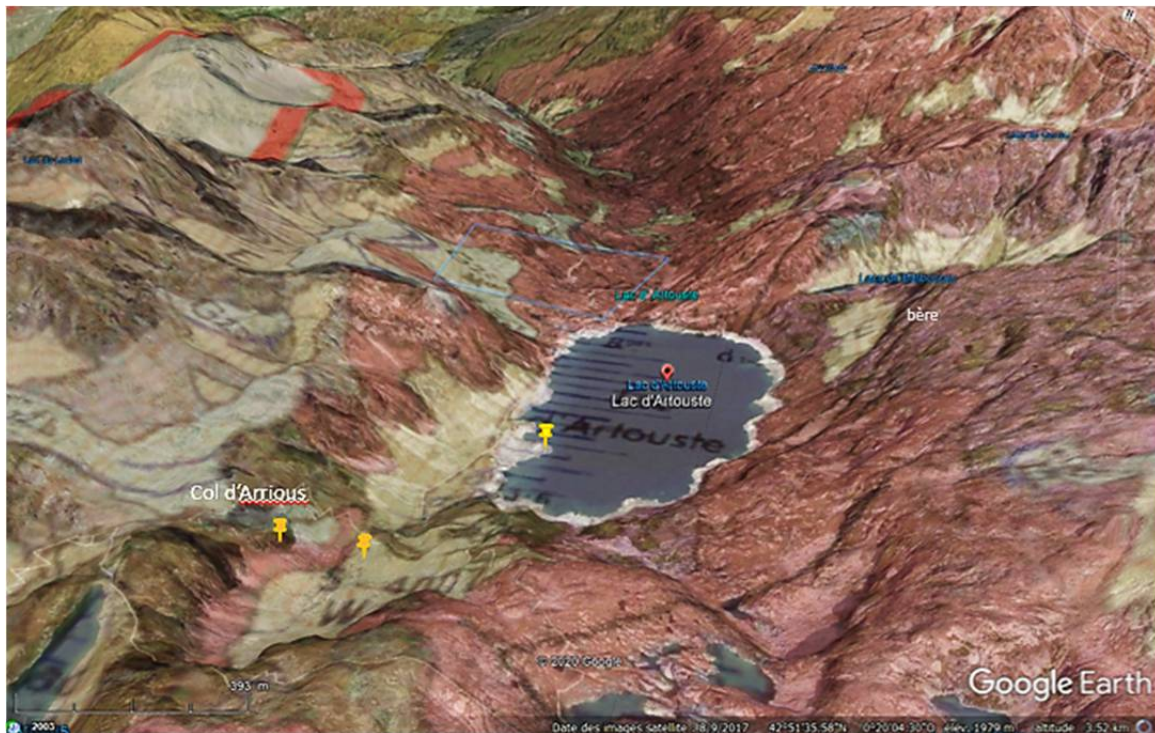


Figure 62 : Skarn : Barèges : lac d'Artouste : Carte géologique et relief

6.14.1. Vers le col d'Arrious

Juste sur la limite du Parc avant le col, ont été découverts des cristaux de grenats très verts de 1 à 4-5 mm, d'après Frédéric Bec (smocky sur geoforum). Les localisations potentielles de ces grenats verts sont marqués en jaune orange.



Figure 63 : Skarn : col d'Arrious : Andradites
Col d'Arrious,
Origine photo non certifiée

Les cristaux sont millimétriques.

Ils présentent l'habitus du rhombododécaèdre.

Sur la carte géologique, il y a des taches vert foncé. Je ne sais pas à quoi correspond ces roches, mais il semble bien que les grenats se soient formés à l'interface entre le granitoïde, le calcaire et ces zones

6.14.2. Lac d'Artouste

Pour le lac, le moyen le plus simple d'y parvenir est de prendre les œufs puis le petit train. C'est l'occasion d'une belle balade! L'indice à grenats jaunes et prehnite se trouve vers le fond du lac, en laissant sur la droite le sentier qui monte à Arémoulit. C'est dans la barrégienne, directement au contact des roches granitiques, au raz de l'eau qu'ont été ramassés :

- des grenat jaunes, millimétriques et gemmes
- du quartz en petits cristaux de la très belle prehnite flabelliforme accompagnée de cristaux non identifiés

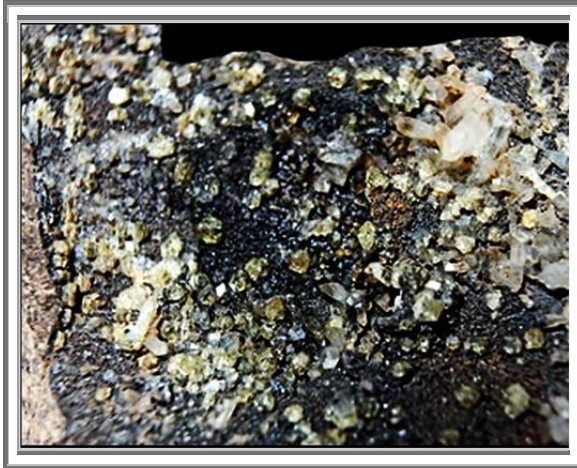


Figure 64 : Skarn : lac d'Aouste : Grossulaires jaunes
Lac d'aouste
Collection et photo : JPK

6.14.3. Pic Barlonguere (8h de marche) (09)

Vous connaissez pas les grenats du Pic Barlonguère, moi non plus. Il faut dire que la ballade, que dis je, la marche, non, le trek de ce pic atteint les 9 heures dont 5h45 de montée



**Figure 65 : Pic Barlonguere
15 mm
perso n°1229**

6.14.4. GRENATS VERTS DU PIC POSETS

M. de Lapparent communique à la Société les renseignements suivants, qui lui ont été envoyés par M. Maurice Gourdon, sur le gisement de grenat chromifère que cet explorateur a découvert dans le de massif du Pic Posets. Le gisement est situé, par 2630 mètres d'altitude, sur le flanc sud de la crête qui sépare le lac Pardina du lac où s'alimente le Rio d'Eristé, affluent du Rio Essera. Le grenat se trouve dans un filon de calcaire, encaissé lui-même dans le granite de la montagne et d'une puissance variable entre un mètre et quarante-cinq centimètres. A peu de distance au sud, entre le pic de la Habana et le pic de Boups, se trouve un gisement d'idocrase. En outre, à 500 mètres à l'ouest du filon grenatifère, près du cd! de la Cabanette, sur la crête qui sépare le lac Pardina du lac de Barbaris, on observe un gisement de serpentine, tantôt compacte et d'un vert franc foncé, tantôt en filaments fibreux et soyeux (Chrysotile).

Un échantillon du grenat chromifère conservé au Musée Lezat, à Luchon, contient, dans ses géodes, des dodécaèdres verts remarquablement bien formés

Note sur un grenat chromifère trouvé au Pic Posets près la Maladetta (Pyrénées), par M. A. Damour.

Ce minéral fait partie essentielle d'une roche à texture cristalline, de couleur vert-pâle, contenant du calcaire, du quartz, et une matière blanche très-fusible à la flamme du chalumeau, qui montre quelques rapports avec la Wernérite ou la Zoizite. En soumettant cette roche à l'action de l'acide nitrique étendu de son volume d'eau, on dissout la partie calcaire et l'on met à jour quelques petites druses où le grenat vert se montre cristallisé en dodécaèdres rhomboïdaux.

Ce minéral étant fendillé en divers sens, se laisse facilement égrener, en conservant toutefois la dureté de 6 à 7 particulière à la famille des grenats. Sa densité = 3,43.

Chauffé à la flamme du chalumeau, il fond assez difficilement en un verre noir, non magnétique. Lorsqu'on le fond soit avec le borax, soit avec le sel de phosphore, il donne un verre coloré en vert d'émeraude

L'analyse a donné les résultats suivants :

			Oxygène	Rapports
Silice.....	36,20.....		19,30	2
Alumine.....	10,20.....	4,75}		
Oxyde chromique.....	6,50.....	2,04}	9,67	1
Oxyde ferrique.....	9,60.....	2,88}		
Oxyde ferreux.....	8,16.....	1,81}		
Oxyde manganeux.....	0,50.....	0,13}	9,79	1
Chaux.....	27,50.....	7,85}		

	98,66			

On en tire la formule : $3(\text{CaO}, \text{FeO}, \text{MnO}) + (\text{Al}_2\text{O}_3, \text{Fe}_2\text{O}_3, \text{Cr}_2\text{O}_3) + 3 \text{SiO}_2$ qui se rapporte à celle des grenats. Cette analyse se rapproche notablement de celle d'un grenat chromifère provenant d'Orford (Canada) et qui a donné à M. Sterry Hunt les nombres suivants :

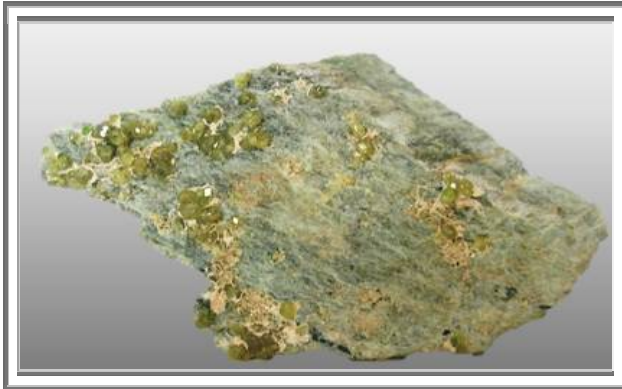
Silice.....	36,65
Alumine.....	17,50
Oxyde chromique.....	6,20
Oxyde ferreux.....	4,97
Chaux.....	33,20
Magnésie.....	0,81
Matières volatiles.....	0,30

	99,63

Ces matières minérales ne renferment pas assez d'oxyde de chrome pour qu'on puisse les réunir à l'Ouwarowite; mais elles constituent une variété nouvelle, intermédiaire entre l'Ouwarowite, l'almandine et la mélanite. On conçoit du reste que la combinaison des bases isomorphes RO et R_2O_3 , 3SiO_2 puisse donner lieu à des mélanges isomorphes très-multipliés.

L'échantillon qui m'a servi dans l'analyse que je viens d'exposer m'a été remis par M. le C^{te} Bégouen, Membre de la Société géologique de France. Il a été trouvé près de la ville de Vénasque, sur le Pic Posets, massif montagneux voisin de la Maladetta dont il n'est séparé que par une vallée. M. le C^{te} Bégouen fera connaître

les circonstances particulières au gisement de ce minéral, lorsque la fonte des neiges et l'état de la montagne lui auront permis d'en faire l'exploration.



**Figure 66 : Pyrénées : Grossulaires verts
Pic Posets
Collection et photo : Maurice, Geoforum**

A partir de cette composition, avec le logiciel, GTCalc, nous avons pu obtenir la composition en pôles limites :

- Andradite	29,70%	$\{\text{Ca}_3\}[\text{Fe}_2](\text{Si}_3)\text{O}_{12}$
- Grossulaire	29,00%	$\{\text{Ca}_3\}[\text{Al}_2](\text{Si}_3)\text{O}_{12}$
- Uvarovite	21,13%	$\{\text{Ca}_3\}[\text{Cr}_2](\text{Si}_3)\text{O}_{12}$
- Almandin	18,08%	$\{\text{Fe}_3\}[\text{Al}_2](\text{Si}_3)\text{O}_{12}$
- Spessartine	1,16%	$\{\text{Mn}_3\}[\text{Al}_2](\text{Si}_3)\text{O}_{12}$

REFERENCES SKARNS

- (1) All about skarns (unal.edu.co)
[https://www.medellin.unal.edu.co/~rrodriguez/skarn/All about skarns.htm](https://www.medellin.unal.edu.co/~rrodriguez/skarn/All%20about%20skarns.htm)
- (2) Lawrence D MEINERT, Skarns and Skarn Deposits, December 1992
<https://www.researchgate.net/publication/277219842>
- (3) Y. TERNET, P. BARRERE, E.J. DEBROAS, carte géologique de la France à 1/50 000, n°1071, CAMPAN
- (4) B. LAUMONIER, M. CALVET, B. LE BAYON, P. BARBEY, J .L. LENOBLE, carte géologique de ka France à 1/50 000, n° 1099, PRATS-DE-MOLLO-LA-PRESTE
- (5) Naoto TAKENO, Contribution à l'étude des skarns du massif de Quérigut (Pyrénées Orientales, France). Chimie des éléments traces et modélisation des transferts de matière. Sciences de la Terre. Eco Contribution à l'étude des skarns du massif de Quérigut (Pyrénées Orientales, France). Chimie des éléments traces et modélisation des transferts de matière
- (6) Alfred LACROIX, Les calcaires à prehnite des contacts granitiques des Hautes-Pyrénées
- (7) Jane M. HAMMARSTROM, Boris B. KOTLYAR, Ted G. THEODORE, James E. ELLIOTT, David A. JOHN,
- (8) Jeff L. DOEBRICH, J. Thomas NASH, Robert R. CARLSON, Gregory K. LEE, K. Eric LIVO, et Douglas P. KLEIN, CU, AU, AND ZN-PB SKARN DEPOSITS (MODELS 18b,c; Cox and Theodore, 1986; Cox, 1986; Theodore and others, 1991)
- (9) François DEBON (1), Pedro ENRIQUE {2}, Gérard DREUX(3), Edmond BOYMOND (3), Anne DESMIDT(3), Composition chimique et nomenclature de 1 724 roches plutoniques (et filoniennes) hercyniennes des Pyrénées (France, Espagne), Géologie de la France, n° 4, 1991, pp. 39-70
- (10) Arifudin IDRUS, Lucas Donny SETIJADJI, Fenny TAMBA, et Ferrian ANGARRA, Geology and characteristics of Pb–Zn–Cu–Ag SKARN DEPOSIT AT RUWAI, LAMANDAU REGENCY, CENTRAL, KALIMANTAN, J. SE Asian Appl. Geol., Jan–Jun 2011, Vol. 3(1), pp. 54-63
- (11) Lawrence D. MEINERT, Skarn and skarn deposits, Geoscience Canada, vol 19, N°4
- (12) Donald M. BURT, MINERALOGY AND PETROLOGY OF SKARN DEPOSITS, RENDLCONTI Societd Italulna di Mineralogia e Petrologia, 33 (2),859-873 (1977)
- (13) Alexandre CUGERONNE, Place des métaux stratégiques dans l'histoire hercynienne des Pyrénées : l'exemple du dôme de Bossost (Haute-Garonne), Rapport de stage de Master 2, Géologie de l'Exploration et des Réservoirs (GER), Géosciences Montpellier (2015/2016).
- (14) Lapparent Albert de. Renseignements sur le gisement de grenat chromifère du massif du Pic Posets. In: Bulletin de la Société minéralogique de France, volume 3, 1, 1880. pp. 2-3;
- (15) Damour Augustin-Alexis. Note sur un grenat chromifère trouvé au Pic Posets près la Maladetta (Pyrénées). In: Bulletin de la Société minéralogique de France, volume 2, 6, 1879. pp. 165-166