

LE PIC DE COSTABONNE : MÉTAMORPHISME DE CONTACT PYRÉNÉEN, ROCHES ET MINÉRAUX

Arnaud Prié, Inrap, UMR8589 - équipe carrières et constructions, membre de la SAGA
avec la collaboration de Dominique Rossier, D^r ès Sciences physiques, Université d'Orsay
et animateur de la Commission de volcanisme de la SAGA.

Dans les Pyrénées orientales, le pic de Costabonne donne naissance au Tech à l'extrémité ouest de la haute vallée du Vallespir. Il se situe aussi à la limite sud du massif de granitoïdes hercyniens du Canigou et de Carança, intrusif dans des séries sédimentaires paléozoïques. La résistance particulière du pic à l'érosion est due à la présence de roches dures comme les skarns. Cet article sera l'occasion de les présenter, ainsi que le métamorphisme de contact qui les a créés et les minéraux qui les singularisent.

Géologie générale des Pyrénées

La nature des roches reflète les conditions géographiques, climatiques et géologiques de leur dépôt, et leur regroupement par familles apparentées a amené les géologues à distinguer différentes zones du nord au sud (figure 1) :

- la **zone sous-pyrénéenne** (Lannemezan, corridor de Bigorre, Corbières) ;
- la **zone nord-pyrénéenne** composée de roches sédimentaires d'âges jurassique et crétacé, décollées et charriées en chevauchement sur la précédente (synclinal de l'Agly, est du corridor catalan) ;

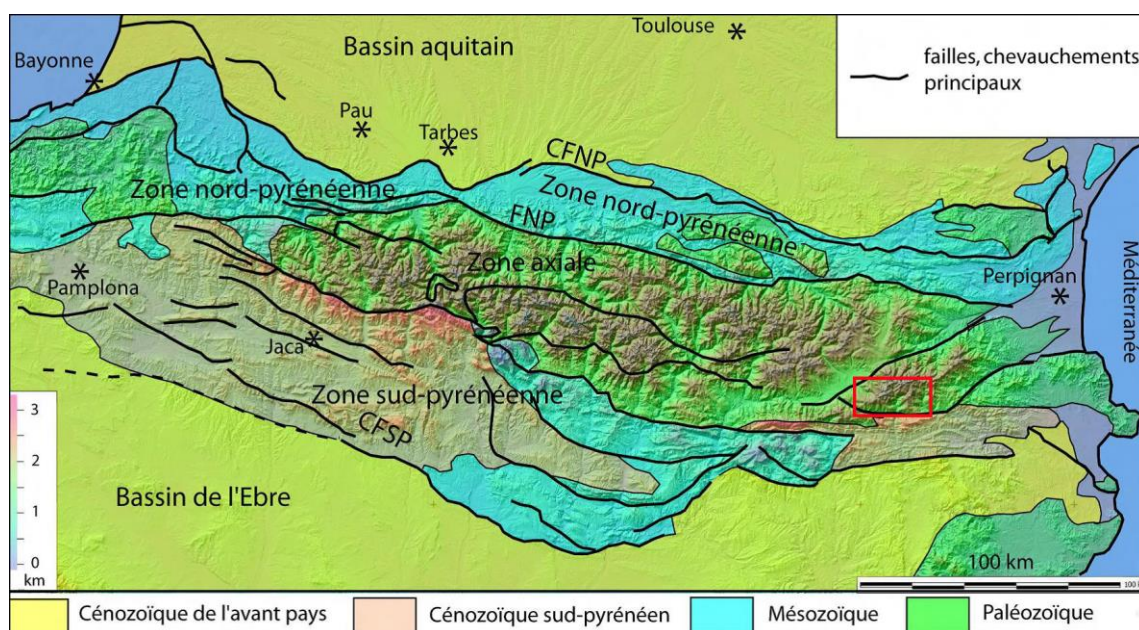


Figure 1. Carte géologique schématique de l'ensemble des Pyrénées.
CFNP : chevauchement frontal nord-pyrénéen. FNP : faille nord-pyrénéenne.
CFSP : chevauchement frontal sud-pyrénéen. Le rectangle rouge indique la zone étudiée.
D'après Hervouet, 2014.

- la **zone axiale** composée des terrains paléozoïques, traversés de massifs granitiques (Maladetta, Aston-Mérens, Carança-Canigou) et dans lesquels ont été parfois ouvertes des fenêtres structurales.

Les deux dernières sont séparées par la faille nord-pyrénéenne, grande faille inverse qui permet le chevauchement de la zone axiale sur la zone nord-pyrénéenne. Cet accident frontal nord-pyrénéen de la zone axiale est jalonné de massifs d'ophites et bordé des terrains triasiques de la zone nord-pyrénéenne ;

- la **zone sud-pyrénéenne** et les sierras marginales, constitués d'une couverture sédimentaire mésozoïque et éocène, décollée.

Les formations qui composent les Pyrénées ont subi les effets des deux grands cycles orogéniques, hercynien et alpin.

- Le socle du Précambrien se compose de roches orthométamorphiques : migmatites et micaschistes.

- Les premiers dépôts sédimentaires postérieurs, d'époques cambrienne et ordovicienne (570 – 440 Ma), sont des conglomérats, grès et calcschistes qui viendraient de l'érosion de ce socle lors de l'orogénèse calédonienne (440 – 430 Ma). La série à skarns de Canaveilles, au contact nord du gneiss du massif de La Carança, date de cette époque.

- Du Silurien au Carbonifère inférieur (439 – 333 Ma), un géosynclinal hercynien a recueilli des formations sédimentaires variées de bassin profond, puis de plate-forme continentale (séries des grès, calcschistes, pélites, calcaires récifaux, amygdalaires, radiolarites, schistes et flysch).

- Au Carbonifère supérieur (320 – 280 Ma), la phase majeure de l'orogénèse hercynienne a occasionné des montées plutoniques, accompagnées d'un métamorphisme régional polyphasé intense. Les batholites forment de grands massifs granitiques, qui ont structuré la zone axiale en une haute chaîne, par la suite fortement érodée au Permien (280 – 245 Ma : conglomérats et grès rouges, argiles violacées), en association avec des phénomènes volcaniques post-orogéniques. Elle est devenue un haut-fond entouré de fossés ou bassins d'effondrement, ou en *pull-apart*, qui se sont retrouvés du Permien au Trias (280 – 209 Ma) en position de plate-forme épicontinentale.

- Entre 95 et 70 Ma, durant une période alpine distensive mais sans apparition de croûte océanique, les bassins, ou fossés, ont recueilli des sédiments devenus des dépôts salifères, des dolomies sombres, des calcaires urgoniens, des flyschs, et enfin des calcaires récifaux, au sud de la zone axiale.

- À l'Éocène (56 Ma), le cycle alpin est entré en phase de serrage, par collision des blocs continentaux ibériques et de l'Europe moyenne. Cette compression a raccourci la zone axiale (50 – 40 Ma), induit le déversement vers le nord comme vers le sud (sur les

zones nord- et sud-pyrénéennes) de grandes structures chevauchantes, superposées, au profil dit en éventail, laissant les batholites granitiques en position de suture. La surélévation de l'ensemble est survenue à partir de la fin de l'Oligocène (25 Ma).

Géologie des Pyrénées orientales

L'est des Pyrénées est structuré par un axe anticlinorial matérialisé par les massifs gneissiques anticlinaux anté-paléozoïques de Mont-Louis, Canigou-Carança et Roc-de-France (figures 2 et 3). Ils sont composés de granites crustaux cadomiens (600 – 550 Ma), métamorphisés en orthogneiss (granitoïdes) et déformés en grands plis couchés, en même temps que leur couverture cambro-ordovicienne à dinantienne (pré-hercynienne, 500 à 380 Ma) de schistes, micaschistes...



Figure 2. Granite et Pic de Costabonne sur la carte géologique des Pyrénées orientales.
D'après Salvayre, 1963.

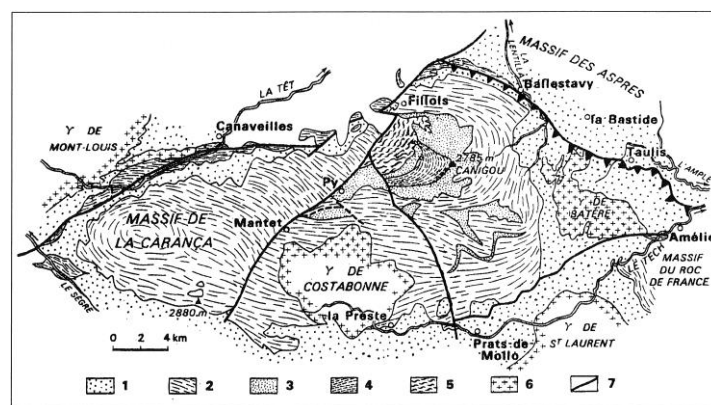


Figure 3. Batholite de Costabonne sur le schéma géologique des Pyrénées orientales.

1. Enveloppe paléozoïque ; 2. gneiss du Canigou ; 3. micaschistes de Balatg ; 4. gneiss du Casemi ; 5. gneiss du Cadi et granite profond du Canigou ; 6. granites en massifs circonscrits ; 7. failles principales
D'après Goujou, 2000, fig. 4.



Figure 4. Vue d'ensemble du pic de Costabonne, depuis le sud-est. Photo Arnaud Prié.

Le pic de Costabonne (figure 4) se trouve à la limite sud du pluton du même nom (daté de 280 Ma +/- 10 Ma), et en zone de métamorphisme de contact. Son accès n'est pas évident (longue piste depuis Espinavell, montée à pieds avec dénivelé de 650 m minimum, sommet à 2 464 m, conditions météorologiques à prendre en compte) et il est mal couvert par des cartes géologiques (pas de carte à 1/50 000). Il est composé de granite calco-alkalin à microcline, orthose, de granodiorites, à zones de métamorphisme (mésozone à biotite, cipolin) ou de granodiorites et plagiogranites à biotite, traversés de filons de quartz et lamprophyres (Salvayre, 1963 ; Autran et Guitard, 1968).

Le métamorphisme de contact du Pic de Costabonne

Notions générales

À la périphérie du pluton, les roches encaissantes sont transformées à basse pression - haute température, avec apports chimiques en provenance de l'intrusion magmatique. Elles subissent un métamorphisme de contact avec métagénèse (échanges) :

- allochimique (augmentation de température et apport de silice par désilicification des granites) ;

- puis isochimique (recristallisation-recombinaison des éléments due à l'augmentation de température).

Cette transformation chimique et minéralogique (à caractère hydrothermal) aboutit à une zonation métasomatique variable selon la température (distance) et la roche d'origine (figure 5).

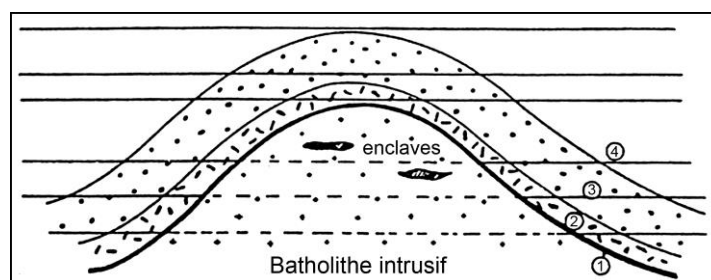


Figure 5. Exemple de la zonation résultant du métamorphisme de contact pour une séquence pélitique.

1. Zone des cornéennes ; 2. zone des schistes à minéraux ;
3. zone des schistes tachetés ; 4. zone des schistes ardoisiers.

Au contact avec les granites hercyniens tardi-orogéniques des Pyrénées en général, et autour du batholite du Costabonne-Carança en particulier, le métamorphisme a transformé les roches d'origine sédimentaire (paramétamorphisme) :

- de la séquence arénacée (grès, arkoses) en quartzites ou grauweekes ;

- de la séquence carbonatée (calcaires, dolomies plus ou moins argileuses) en cipolins ;
- de la séquence pélitique (argiles, schistes ardoisiers) en **cornéennes** (calciques souvent rubanées) (figure 6) ;
- de la séquence calcaro-pélitique (marnes, marbres, dolomies) en **skarns** ou **tactites**.

Cependant, selon Guy (1979), le granite joue un rôle passif pour des skarns se développant indépendamment de lui.



Figure 6. Cornéenne rubanée, flanc est supérieur du Pic de Costabonne, vers 2 300 m. Photo Arnaud Prié.

On distingue les deux grands types de skarns, dits de réaction :

- l'endoskarn : le granite lui-même, transformé au contact avec l'extérieur ;
- les exoskarns : les roches encaissantes transformées par métasomatose (tactites). Ils sont dits skarns minéralisés, et comportent même des roches monominérales comme les grenatites (figure 7), les pyroxénites claires ou sombres (diopsidites), tantôt stratoïdes, tantôt en amas.



Figure 7. Skarn mono-minéral, flanc sud supérieur du Pic de Costabonne. Photo Arnaud Prié.

L'association de la silice issue du granite et du calcium/magnésium des formations carbonatées (calcaire magnésien/dolomie) donne naissance aux silicates calciques (grenat, épidote, diopside, vésuvianite, wollastonite...).

La recherche de métaux stratégiques par le BRGM, source de nombreuses prospections et travaux de 1955 à 1978 tout au long de la chaîne (Guitard, 1958, 1968 et 1970), a mis en évidence deux zones particulièrement minéralisées : les skarns à scheelite du Costabonne et ceux de Salau (Ariège). Dans certains « cas complexes », une minéralisation métallique est associée : tungstène (Pyrénées dites « province à tungstène »), fer (Canigou), quelques fois bismuth et molybdène.

Le Costabonne est un site dit « assez exceptionnel », qui présente l'intérêt d'affleurements presque continus sur des flancs abrupts et dénudés, entretenus par l'érosion ; ces affleurements ont été testés par le BRGM, mais jamais mis en exploitation.

La succession des études (levés de terrain, étude structurale, pétro-minéralogique, cartographie et bloc-diagramme en 3D) a permis d'y distinguer des dolomies et marbres à minéraux, des cornéennes calciques rubanées (vertes) et trois skarns successifs du nord vers le sud (dont des grenatites, des pyroxénites), affleurant principalement au sud-est et sud (figure 8).

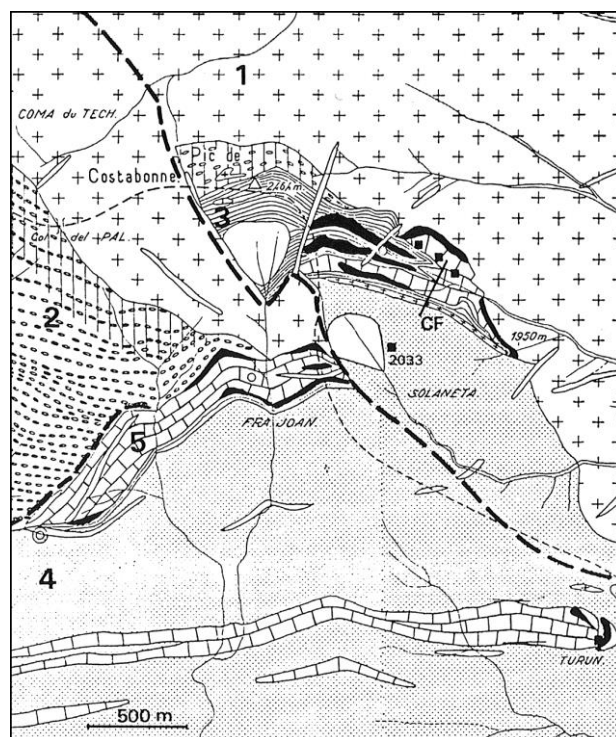


Figure 8. Carte géologique du contact sud du pluton de Costabonne. 1. Granite ; 2. Gneiss aillés ; 3. Cornéennes calco-alumineuses ; 4. Micaschistes ; 5. Calcaires métamorphiques. Les skarns sont en noir. D'après Guitard et Laffitte, 1958.

Le skarn dit intermédiaire (Guitard, 1958, 1970 ; Goujou, 1999, fig. 4) est interstratifié, en roches carbonatées, tantôt calciques, tantôt magnésiennes. Le skarn principal de la face est, à 2 200 m, comporte une minéralisation à scheelite découverte en 1951 (Guy, 1979).

Les roches et minéraux

L'inventaire du BRGM totalise 80 espèces de minéraux. Les familles de minéraux représentés sont très diversifiées : silicates (multiples), oxydes (bismutite, hématite, magnétite, quartz, rutile, spinelle), hydroxydes (brucite), sulfures (bismuthinite, molybdénite, pyrite, sphalérite), halogénures (fluorite), arsénates (mixite), tungstates (scheelite), molybdates (powellite), borates, sulfates (gypse)...

Les silicates les plus représentés comprennent les familles suivantes.

La famille des grenats (Foucault et Raoult, 1997).

C'est une série isomorphe de nésosilicates, cubiques, comprenant :

- les grenats **calciques** ou ougrandites : ouvarovite, grossulaire, andratite, présents dans différents types de roches : calcaires métamorphiques [grossulaire, incolore, gris, rose, brun-rouge, parfois noir (variété pyrénéite)] ; serpentines (ouvarovite, vert émeraude) ; magmatiques sous-saturées ou métamorphiques telles que syénites, ijolites, phonolites, néphélines [andratite, jaune, vert foncé, à noir (variété mélanite qui contient de 1 à 5 % de titane)] ;
- les grenats **alumineux** ou pyroalpsites : pyrope-almandin-spessartite, présents dans les roches métamorphiques riches en SiO₂ (grenats riches en almandin, brun-rouge-violet) telles que micaschistes, gneiss, éclogites ; dans les roches ultrabasiques (grenats riches en pyrope, rouge sang) telles que péridotites, kimberlites ; magmatiques saturées (grenats riches en spessartine, jaunâtre à brun rouge sombre à noir) telles que granites, pegmatites.

La mention de grenat dans le massif du Costabonne et dans les contextes pyrénéens de métamorphisme de contact autour des granites remonte à A. Lacroix (1898 et 1900). Des grenats de cette provenance sont dits avoir de belles teintes coquelicot (Courtet, 2010, p. 23) et les cristaux peuvent être idiomorphes s'ils côtoient une cavité.

Dans quatre cas sur six, le grenat est un minéral du métamorphisme : général, de subduction ou de contact (grenats almandins, grossulaire, ouvarovite). Le grenat est le plus souvent un cristal mixte entre deux pôles, il n'est pratiquement jamais une espèce pure, sauf sous fortes températures dans les éclogites, granulites... (Deville, 1995, p. 20). Le mélange à

50 % andratite et grossulaire est très fréquent dans les skarns (Deville, 1995, p. 26).

- L'andratite est le minéral typique du métamorphisme de contact des roches calcaires impures (les skarns à métaux (Deville, 1995, p. 53).

- Le grossulaire est le minéral typique du métamorphisme régional des roches calcaires impures. Il abonde dans certains skarns et est fréquemment associé au diopside (Deville, 1995, p. 53).

Au Costabonne, il y aurait eu trois générations de grenats de composition très distinctes (grenats 1 à 3 ; Guy, 1979, p. 14-27) :

1. le grenat andratite presque pur, jaune (Courtet, 2010, p. 24) ;
2. ce grenat andratite jaune s'entoure d'une surcroissance ou couronne rouge bordeaux de grenat grossulaire ocre / brun-orange, plus alumineux (Goujou, 1999, p. 11) ;
3. le grenat grossulaire (jaune orangé à rouge bordeaux), brillant mais opaque, avec dissolution metasomatique des grenats 1 au sein des grenats 2 : de la calcite remplace progressivement le grenat 1 (substitution).

Ces états successifs de grenats sont déjà bien documentés à l'échelle macroscopique (Goujou, 1999, fig. 10 et 11 et échantillons étudiés dans cet article, figure 9).



Figure 9. Grenatites, échantillons. Photo Arnaud Prié.

Par ailleurs, des lames minces (LM 10921, 922 et 923) ont été réalisées sur trois skarns grenatites, provenant du Ravin de Font-Nègre, arête nord entre 2 260 m et 2 135 m (Goujou, 2000, fig. 2a et 2b).

L'échantillon, tout comme la lame mince 10922 (figure 10), montrent des grenats à intérieur d'andratite et extérieur de grossulaire. La structure de la roche est granoblastique, presque exclusivement composée de grenats, associés à quelques minéraux

secondaires occasionnels, tels que la calcite que l'on observe parfois entre les cristaux.



Figure 10. Grenatite, ravin de Font-Nègre nord.
Lame mince 10922. Photo P. Dherbécourt.

La famille des pyroxènes (diopside, salite).

Ils peuvent constituer à eux seuls une roche, la pyroxénite (ou encore les diopsidites) ; mais ils sont fréquemment associés aux grenats dans les cornéennes rubanées et les skarns à deux minéraux.

Dans la LM 10923, un petit diopside (variété omphacite, vert vif, forme en V) et de l'actinote sont associés comme minéraux accessoires aux grenats (figure 11).

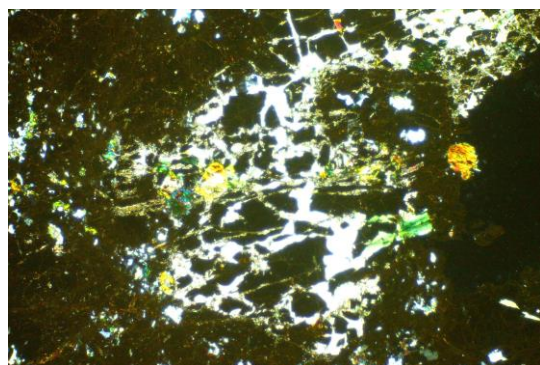
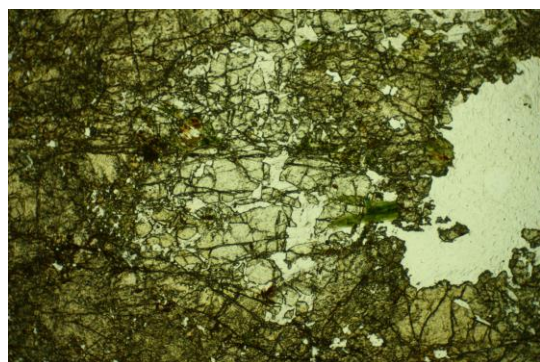


Figure 11. Grenatite, ravin de Font-Nègre nord.
Lame mince 10923 (en haut, en lumière polarisée non analysée ; en bas, en lumière polarisée analysée) : zoom sur les cœurs de grenat. Épidotes et un petit diopside (omphacite) vert vif. Photo Patrick Dherbécourt.

La famille des amphiboles (actinote, trémolite, pargasite).

L'**actinote** (amphibole calcique ferromagnésienne en aiguilles vert sombre) est le minéral interstitiel le plus fréquent entre les grenats.

Dans la cornéenne de type amphibolite – épidotite (figure 11 et suivantes, LM 10920), elle est même un des minéraux principaux, visible dès l'échelle macroscopique, sous forme de cristallisations très longues en éventail.

Dans les skarns de type grenatites, elle est présente seulement en minéral secondaire, en cœur de grenat (LM 10923). Au microscope, elle présente un fort relief, une couleur vert moyen en lumière naturelle, vert brun orangé en lumière polarisée analysée.

L'épidote.

Elle peut constituer à elle seule une roche : l'épidotite, roche altérable, ayant subi une épidotisation par métasomatisme. Les cristaux peuvent être pluricentimétriques.

C'est le cas dans la cornéenne de type amphibolite – épidotite où cette dernière est un des minéraux principaux, visible dès l'échelle macroscopique, ainsi qu'en lame mince (figure 12 et suivantes, LM 10920).

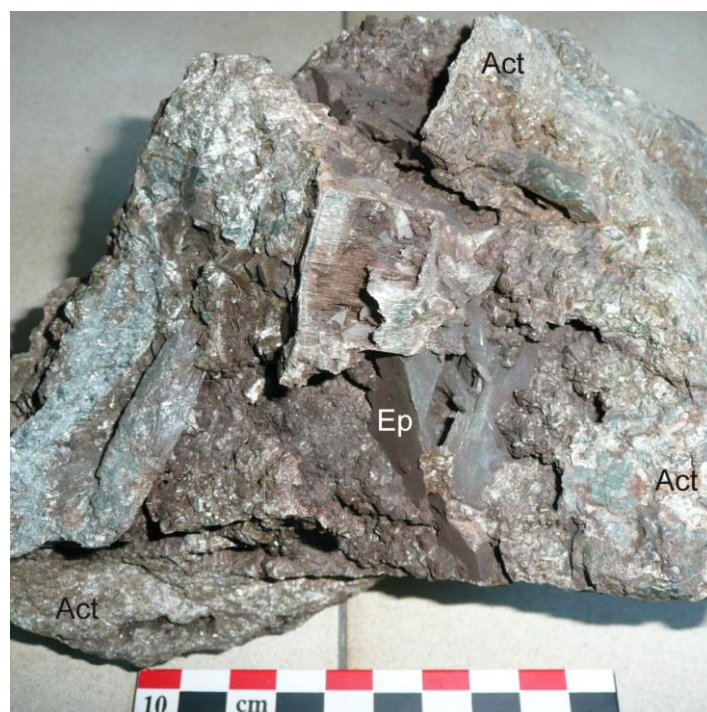


Figure 12. Cornéenne à actinote et épidote, ravin de Font-Nègre sud. Photo Arnaud Prié.

Dans les skarns de type grenatites, elle est présente seulement en minéral secondaire, sous sa forme pistacite (LM 10921), associée à de petites actinotes occasionnelles. Elle est de couleur jaune - vert délavé, à pléochroïsme direct net en lumière polarisée non

analysée. En lumière polarisée analysée, l'aspect de manteau d'arlequin est assez net. Elle forme des agrégats columnaires, à sections basales pseudo-hexagonales.

Description détaillée de la lame mince 10920 et interprétation

Dominique Rossier

L'échantillon provient du Ravin de Font-Nègre, sur le flanc sud, entre 2 235 m et 2 135 m (cf. Goujou, 2000, fig. 2a et 2b). C'est une cornéenne de type amphibolite – épidotite.

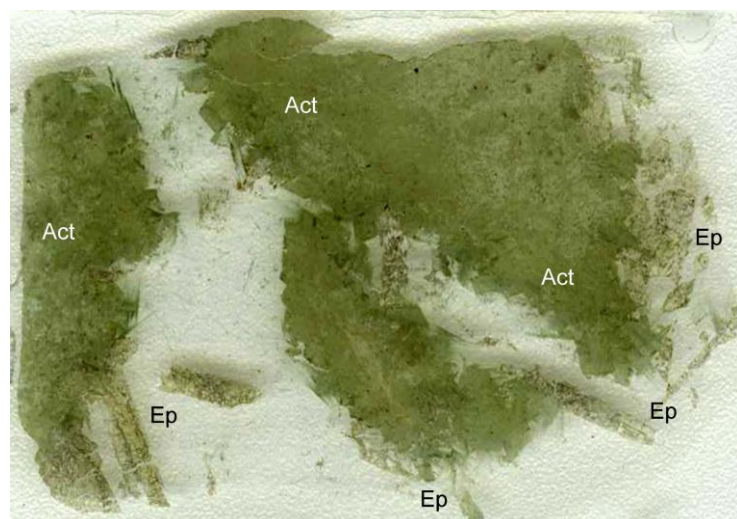
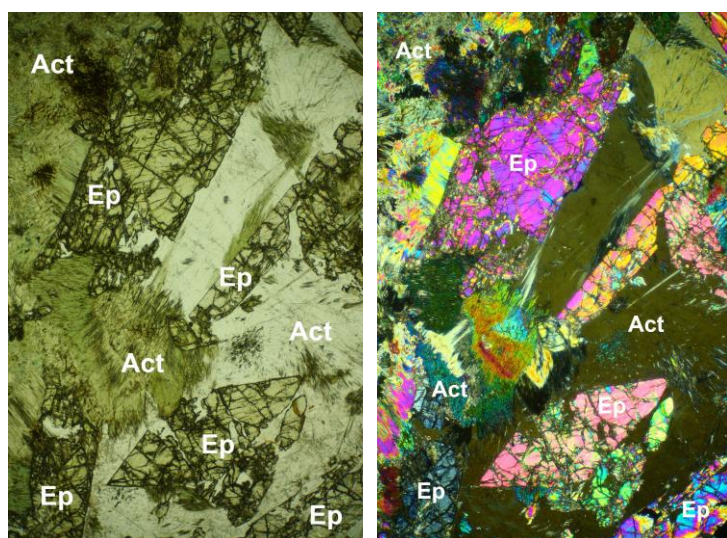


Figure 13. Cornéenne à actinote et épidote, ravin de Font-Nègre sud. Lame mince 10920. Photo Patrick Dherbécourt.



Figures 14. Cornéenne à actinote et épidote, ravin de Font-Nègre sud. Détail de la lame mince 10920.7. Photo Patrick Dherbécourt.

L'épaisseur de lame est estimée à 40-45 micromètres (étalonnage par rapport à la couleur du quartz).

Description : structure diablastique, paragenèse classique d'une cornéenne magnésienne (pas calcique). Fond de quartz. Phénocristaux nombreux et magnifiques : pistacites primaires, fréquentes, nées à la formation de la roche. Monoclinique, section losangique, clivage fin oblique, macles multiples, angle = 50°. Extinction droite, non pléochroïque.

En lumière polarisée non analysée : quasi incolore, faiblement ferrifère. En lumière polarisée analysée : vert du 2^e ordre à pourpre fin du 2^e ordre. Inclusions occasionnelles de calcite. Minéral très abondant : actinote fibreuse. On parle alors d'une forme d'asbeste. Macle répétée et fréquente, peu de relief. Angles d'extinction : 15, 17, 20, 30°. En lumière polarisée analysée : couleurs fin 2^e ordre.

Commentaire : cet échantillon n'est pas un skarn, roche définie par une composition particulière qui implique la présence de grands cristaux de grenat et de pyroxène (diopside). Ces phénoblastes sont créés par les fluides chauds, issus de la roche magmatique intrusive, circulant dans le calcaire encaissant : c'est le phénomène de métasomatose pneumatolytique.

La roche dont a été tirée la lame est un métaquartzite à minéraux magnésiens (épidote et actinote). La texture est diablastique, c'est-à-dire qu'elle résulte de l'enchevêtrement de cristaux allongés (épidote) et d'actinote aciculaire dans le quartz.

Cette cornéenne très particulière a été formée à des températures correspondant aux deux faciès des cornéennes à épidote et des cornéennes à amphibole, qui se succèdent sur une échelle de température croissante de 400 à 500 °C. L'absence de déformation montre bien qu'il s'agit de métamorphisme de contact, mais l'origine de cette cornéenne n'est pas évidente.

On peut la rapprocher d'une situation décrite au voisinage de l'intrusion de Salau dans les Pyrénées orientales (Guy, 1979, p. 137-154 ; Zahm, 1987 ; Fontelles *et al.*, 1989), traversée par des filons de granitoïde qui ont subi eux aussi une métasomatose, et où l'endoskarn a la composition d'un quartzite à épidote, amphibole et sphène, donc proche de celle de l'échantillon considéré.

En conclusion, on peut proposer l'interprétation suivante : cette roche (LM 10920) est une cornéenne magnésienne qui fait partie d'un endoskarn, c'est-à-dire d'un filon de granitoïde de même nature que l'intrusion responsable des skarns, l'échange d'ions calcium s'étant produit sur des distances suffisantes (métasomatisme) pour transformer le filon.

Conclusion

La limite entre skarn et cornéenne peut tenir à peu de choses, en termes chimiques ou de structure.

Les spécialistes du site ont surtout insisté sur les skarns (dont les grenatites, LM 10921 à 10923). L'amphibolite - épidotite (LM 10920) est considérée comme une cornéenne magnésienne faisant partie d'un endoskarn, les cornéennes carbonatées étant associées aux exoskarns (Foucault et Raoult, 1997). Les études précises du terrain tendent à appuyer cette distinction, en ayant mis en évidence la présence de veines et de filons métamorphisés dans la masse de skarns successifs, stratoides ou interstratifiés, présentant des concentrations monominérales ou métalliques. Le terme de skarnoïde a donc aussi été utilisé (Guy, 1979, p. XXXI et p. 139 ; Van Marcke de Lummen, 1983).

Bibliographie

- Autran A. et Guitard G. (1968). Notice de la carte géologique de la France, feuille de Prades à 1/80 000. Éd. BRGM.
- Baetens E. (1989). L'environnement géologique du gisement de tungstène du Costabonne (Pyrénées catalanes). École des mines de Paris, Mémoires des Sciences de la Terre, n° 8, 238 pages.
- Barnolas A., Chiron J.-C. et Guérangé B. (1996). Synthèse géologique et géophysique des Pyrénées, vol. 1. Introduction, géophysique, cycle hercynien. Éd. BRGM et ITGE, 729 pages + cartes.
- Calvet M. (1996). Morphogenèse d'une montagne méditerranéenne : les Pyrénées orientales. *Document BRGM*, n° 255, 1 178 pages.
- Courtet M. (2010). Les grenats de Perpignan et autres richesses minérales des Pyrénées Orientales. *Le Règne Minéral*, 95, p. 23-33.
- Deville J. (1995). Les grenats. *Minéraux et Fossiles*, HS n° 1, 59 pages.
- Fontelles M., Soler P., Demange M., Derré C., Krier-Schellen A.D., Verkaeren J., Guy B. et Zahm A. (1989). The scheelite skarn deposit of Salau (Ariège, France). *Economic geol.*, 84 (5), p 1172-1209.
- Foucault A. et Raoult J.-F. (1997). Dictionnaire de géologie, 4^e édition. Masson, Paris, 324 pages.
- Guy B. (1979). Pétrologie et géochimie isotopique des skarns à scheelite de Costabonne (Pyrénées-Orientales, France). Thèse de l'École nationale supérieure des mines de Paris, 276 pages.
- Guy B. (1988). Contribution à l'étude des skarns de Costabonne (Pyrénées Orientales, France) et à la théorie de la zonation métasomatique. Thèse de l'Université Pierre et Marie Curie - École nationale supérieure des mines de Saint-Étienne, 928 pages.
- Goujou J.-C. (1999). Le Massif du Costabonne, 2 464 m (Pyrénées-Orientales) : un exemple de skarn minéralisé, 1. les grenats des skarns. *Le Règne Minéral*, 30, p. 4-17.
- Goujou J.-C. (2000). Le Massif du Costabonne, 2 464 m (Pyrénées-Orientales) : un exemple de skarn minéralisé, 2. aperçu de la minéralogie du gisement. *Le Règne Minéral*, 32, p. 5-12.
- Goujou J.-C. (2000). Le Massif du Costabonne, 2 464 m (Pyrénées orientales) : un exemple de skarn minéralisé, 3. les gisements satellites de skarns autour des massifs du Canigou-Carança, Quérigut et des Albères. *Le Règne Minéral*, 32, p. 13-30.
- Guitard G. et Lafitte P. (1958). Les calcaires métamorphiques et les skarns du pic de Costabonne (Pyrénées Orientales). *Sciences de la Terre*, 1958, t. 6 (1-2), p. 57-137.
- Guitard G. (1970). Le métamorphisme hercynien mésozonal et les gneiss œillés du massif du Canigou. *Mémoire BRGM*, n° 63, 353 pages.
- Hervouët Y., 2014. Pyrénées-Atlantiques. Guides géologiques, Éd. Omniscience – BRGM, 240 pages.
- Lacroix A., 1898. Le granite des Pyrénées et ses phénomènes de contact (premier mémoire). Les contacts de la Haute-Ariège. *Bull. Serv. Carte géol. France*, t.10, n° 64, p. 241-306.
- Lacroix A., 1900. Le granite des Pyrénées et ses phénomènes de contact (deuxième mémoire). Les contacts de la Haute-Ariège, de l'Aude, des Pyrénées - orientales et des Hautes-Pyrénées. *Bull. Serv. Carte géol. France*, t. 11, n° 71, p. 5-I à 50-LXVII.
- Salvayre H. (1963) Carte géologique des Pyrénées orientales. Ophrys, A0, 1/200 000.
- Van Marcke de Lummen G. (1983). Pétrologie et géochimie des skarnoïdes du site tungsténifère de Costabonne (Pyrénées-Orientales). Thèse École nationale supérieure des mines de Saint-Étienne et Université catholique de Louvain, 294 pages + figures et tableaux.
- Zahm A. (1987). Pétrologie, minéralogie et géochimie des cornéennes calciques et des skarns minéralisés, dans le gisement de scheelite de Salau (Ariège). Thèse Univ. Pierre et Marie Curie - École nationale supérieure des mines de Saint-Étienne, 384 pages.