



LE GRENAT

Genèse d'un minéral

Alain ABREAL
Docteur en Matériaux
Géologue amateur

LES GRENATS DU TARN

1. INTRODUCTION

Le département du Tarn est riche de nombreuses mines d'envergures mondiales quant à la richesse des minéraux qu'on en a extrait :

- minéraux de cuivre à la mine du Moulinal
- Fluorine de la mine du Burc
- Hématite de la mine de MontRoc
- Sans compter les phosphates et autres minéraux de tungstène du skarn de Fumade à Brassac.

Comme dans tous lieux minéralisés, les grenats font partie de la pétrologie.

Mieux que cela ; sur un petit périphérique, il est possible de récolter des grenats de granites et de pegmatites associées (Monts de Lacaune, Castelnau de Brassac), de skarn (Fumade, Ferrières), et même d'éclotites à cheval avec l'Hérault (La Salvétat). C'est pourquoi, ce département mérite à lui seul, un chapitre de ce livre.

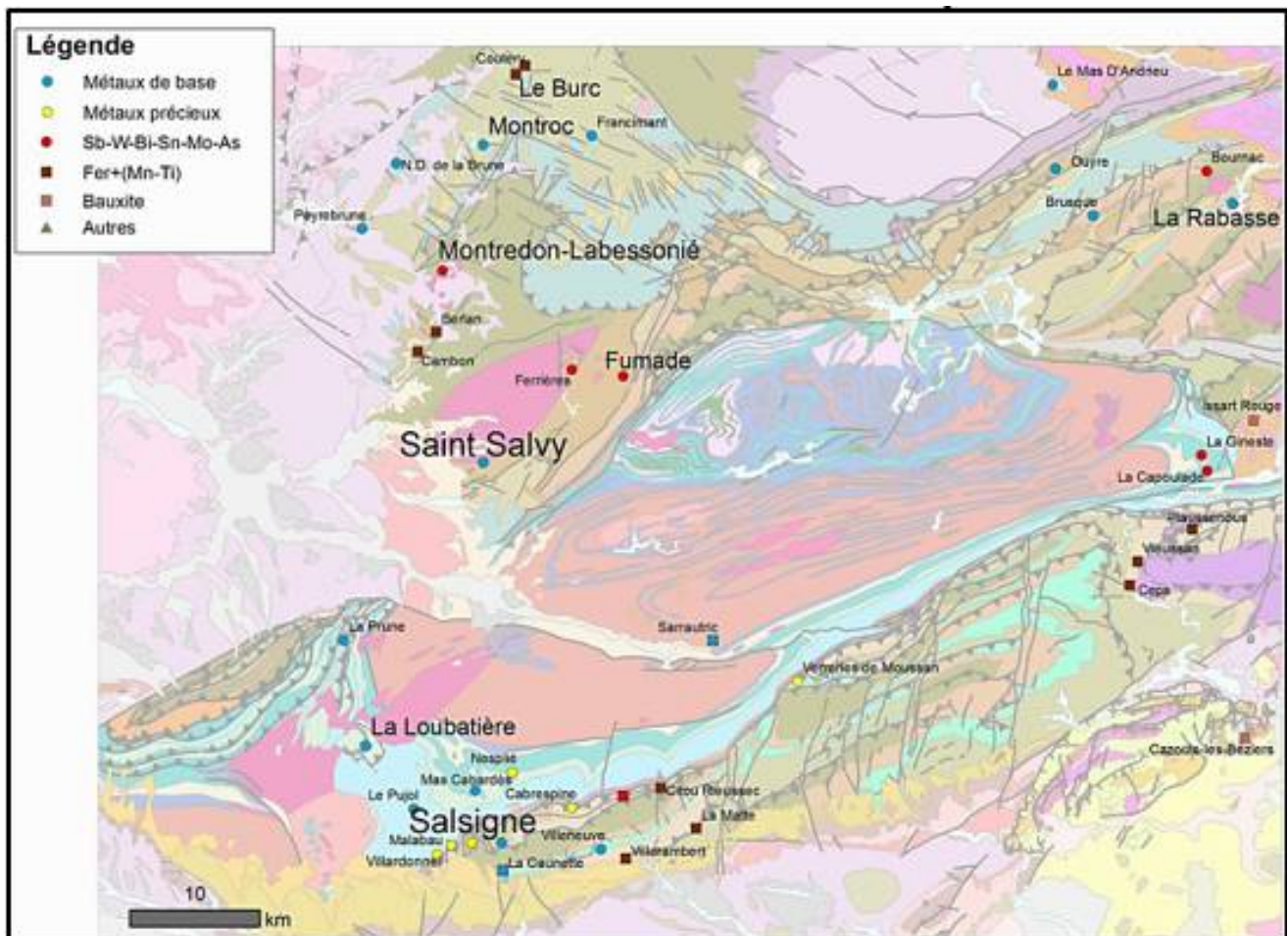


Figure 1 : Anciennes exploitations minières et principaux indices présents dans le secteur de la Montagne Noire.

Les prospectifs de Fumade (FRA-00249, priorité 1), Ferrières (FRA-00247, priorité 2), Montredon-Labessonnié (FRA-00065, priorité 2), La Capoulade (FRA-00259, priorité 3), La Gineste (FRA-00261, priorité 3), et La Loubatière (FRA-00044, priorité 3) ont fait l'objet de fiches dans le cadre de l'action 2.1 de la convention DEB-BRGM 2015

2. GEOLOGIE

Le département du Tarn est à cheval sur deux ensembles géologiques majeurs de la France : le Bassin aquitain à l'ouest et le Massif central à l'est. Ce département abrite un important bassin houiller.

2.1 Histoire géologique

Au Paléozoïque, la région est sous les mers où se déposent des sédiments. L'orogénèse hercynienne soulève le substrat et forme la chaîne du même nom, dont le Massif central et ses ramifications locales, la Montagne Noire et les Monts de Lacaune, sont les vestiges. Lors de cette érection, les sédiments sont plissés et métamorphisés. À la fin de cette période, le massif du Sidobre, pluton originaire du manteau, cristallise en profondeur. Les creux du relief sont noyés sous des lacs où une végétation de fougères arborescentes s'installe. Les glissements de terrain successifs recouvrent cette végétation par couche, transformant lentement les veines de végétation en charbon par houillification. Le paysage se modifie au cours du Permien et du Trias par l'érosion.

Au cours du Jurassique, la mer envahit le nord du Tarn avant de se retirer définitivement au début du Crétacé ; au cours de cet épisode, les strates calcaires qui donneront les causses du Quercy se déposent.

Lors du début de l'orogénèse alpine, les anciennes roches sont soulevées et les montagnes rajeunies. Elles subissent l'érosion durant l'Éocène qui donne des argiles rouges à graviers. L'ouest du département, moins touché par les mouvements, est envahi par l'eau douce. Des calcaires et molasses sédimentent. Entre le Miocène et le Pliocène, le soulèvement alpin récent entraîne le Massif Central. Le relief du Tarn actuel se forme alors.

Le trajet actuel des rivières date de cette époque. Elles érodent leurs rives et charrient des roches détritiques venues de l'amont. Sur les terrasses anciennes se déposent des alluvions qui subissent à leur tour l'érosion, lessivant les couches superficielles. Enfin, des dépôts récents de graviers, sables et limons ont lieu dans le lit des rivières et sur les berges proches.

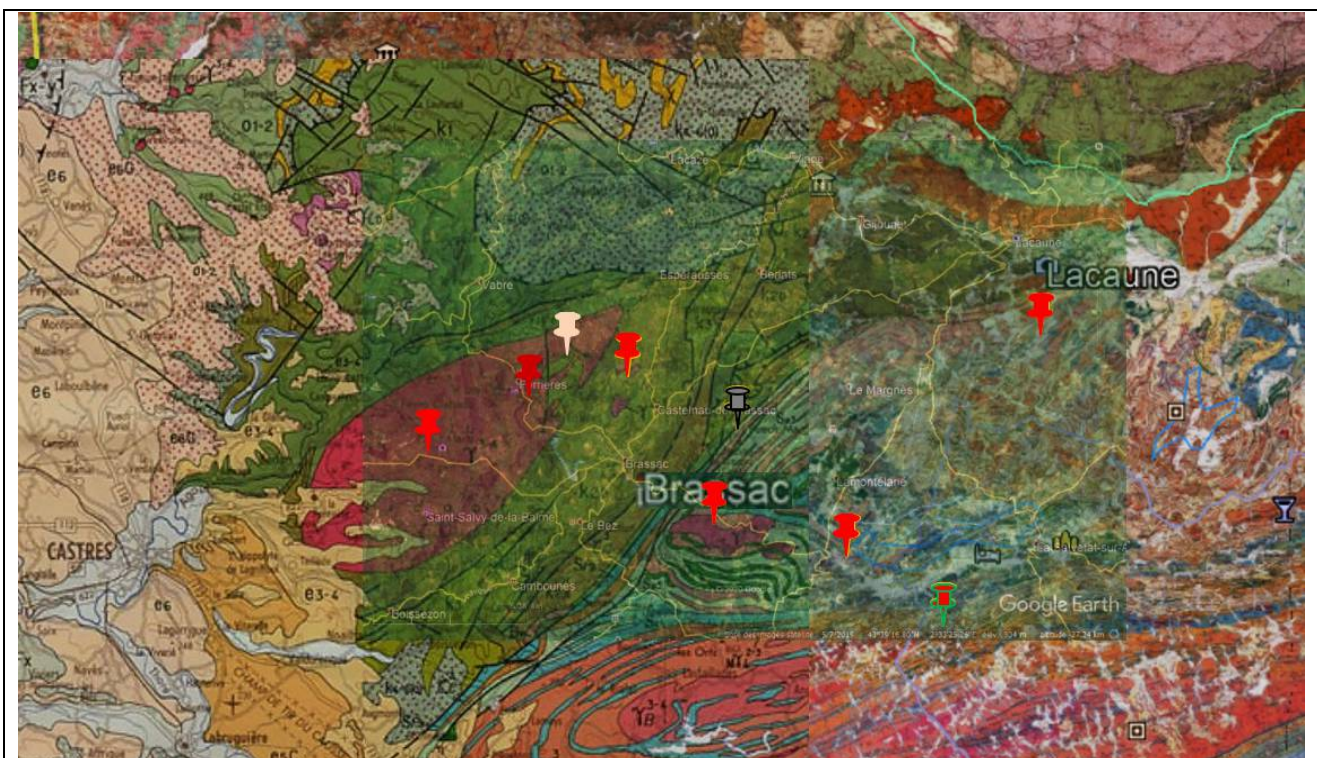


Figure 2 : Carte géologique des monts de Lacaune à la montagne Noire.

2.2 Ensembles géologiques

2.2.1. Montagne Noire et monts de Lacaune

Les monts de Lacaune et la montagne Noire sont deux massifs de même origine géologique et historique. Seuls le Sidobre et le creusement de la vallée du Thoré ont séparé ces deux entités.

Les roches métamorphiques qui constituent ces massifs sont des schistes et des gneiss. Les schistes sont feuilletés et peuvent contenir des fossiles de trilobites ou d'échinodermes. Ils sont issus de la métamorphisation de roches sédimentaires et magmatiques très anciennes. Les couches sont parcourues de failles liées aux mouvements anciens.

Ces roches donnent des terres qui sont restées pauvres, acides et gardant peu l'eau. Couplée à une bonne pluviométrie, c'est une zone de petite à moyenne montagne dévolue à l'élevage grâce aux prairies naturelles et artificielles. Les parties les plus pentues sont restées en forêts, naturelles ou plantées de résineux. La pierre a été utilisée comme matériau de construction, que ce soit pour les murs en pierre ou pour la toiture en ardoise ; aujourd'hui, ces carrières sont fermées. Ponctuellement, quelques plutons granitiques affleurent.

2.2.2. Le Sidobre



Figure 3 : Tarn : Sidobre : Roc de l'oie et autres roches emblématiques

Le Sidobre est un massif issu de la mise en place d'un pluton granitique. Il est apparu en surface grâce aux orogénèses successives et à l'érosion qui a décapé les couches qui le recouvraient. Il a une forme ovale d'environ 15 km dans l'axe sud-ouest nord-est et 8 km dans la largeur nord-nord-ouest sud-sud-est. Il est entouré de roches encaissantes (calcaires, schistes et grès) qui ont subi un métamorphisme de contact en raison de la chaleur du magma lors de la mise en place du pluton.

Il est constitué de granite bleu au centre et de granite clair en périphérie. Il est exploité en carrières pour la production de pierres tombales, pavés, trottoir, plans de travail... En surface, la terre issue d'arène granitique est très pauvre : peu de matière organique, peu de matériaux de cohésion et faible rétention en eau. L'agriculture est quasi inexistante et le massif est couvert d'une forêt chétive. Outre l'exploitation de la pierre, la principale ressource locale est le tourisme : chaos, lac du merle et roches caractéristiques fléchées par un circuit : peyro clabado, roc de l'oie, trois fromages, roc tremblant...

2.2.3. Massif de la Grésigne

Le massif de la Grésigne est constitué de dépôts sédimentaires très anciens du Permo-Trias. Ces argiles, marnes et calcaires sont très peu fossilifères, mais des fougères terrestres indiquent un milieu d'où la mer s'est retirée. Ils ont une granulométrie croissante de la surface vers la profondeur. La stratigraphie et la comparaison avec d'autres bassins similaires (Rougier de Camarès en Aveyron) a permis leur datation. La couleur rouge est à mettre au crédit d'oxydes de fer. Les argiles de type illite indiquent une formation sous climat méditerranéen.

Les sols qui en résultent sont lourds et difficiles à travailler. C'est la raison d'existence de la forêt domaniale de Grésigne : en sous-bois, le sol brun est fertile et la pluviométrie donne une bonne pousse régulière des arbres. La roche mère en sous-sol est solide. Les grès rouge de Salles ont permis de construire les remarquables maisons gothiques de Cordes-sur-Ciel grâce à la structure de la pierre : sans veines, elle est facile à travailler sans fissures mais résistante.

3. GRENATS DE GRANITE

3.1 Grenats de Rouquié

En croisant les différentes informations, et notamment les écrits de Lacroix et al au sujet de la présence de dumortiérite : Gramont, X., Monchoux P. Tollon F.



Rouquié : Talus de la route Laraviège-Rouquié, à 200 m à l'Ouest de Rouquié. Département : Tarn (81).

Commune : Lamontélaré. 1/50 000, Lacaune, x = 2° 55' 30", y = 43 36'.

La dumortiérite est dispersée dans une aplité à grenat. Elle forme de petits cristaux fibreux atteignant parfois 5 mm de long, de couleur bleu violacé. Le minéral a été déterminé par ses propriétés optiques (pléochroïsme intense : nv bleu violacé foncé, nm violacé très pâle, ng incolore, nv = 1,668 + 0,005, ng = 1,690 + 0,003 ; allongement négatif ; biaxe négatif, 2 V ~ 30° ; dispersion forte v < r, par sa densité peu inférieure à 3,33, et par son diagramme de poudre pratiquement identique à celui de la fiche ASTM 7-71.



Figure 786 : Tarn : Carte géologique et relief La ravière-Rouquié - barrage EDF

Bien que les coordonnées terrestres sont erronée (valeur $x = 2,5530^\circ$ environ), la distance de 200 m vers l'ouest au départ de Rouquié est juste. Cela nous mène à une faille dont je n'arrive pas à identifier la parafe d'identification des roches. Une aire de stationnement herbeuse se trouve juste avant le site en s'éloignant de Rouquié.

Les aplites sont de couleur blanche et parfaitement identifiables.
Les grenats bien rouge mais infra millimétriques sont visibles et en nombre abondants.



Figure 4 : Tarn : almandins du barrage de La Ravière et de Rouquié

**Dumortiérite
Rouquié
20 mm
perso non numéroté**



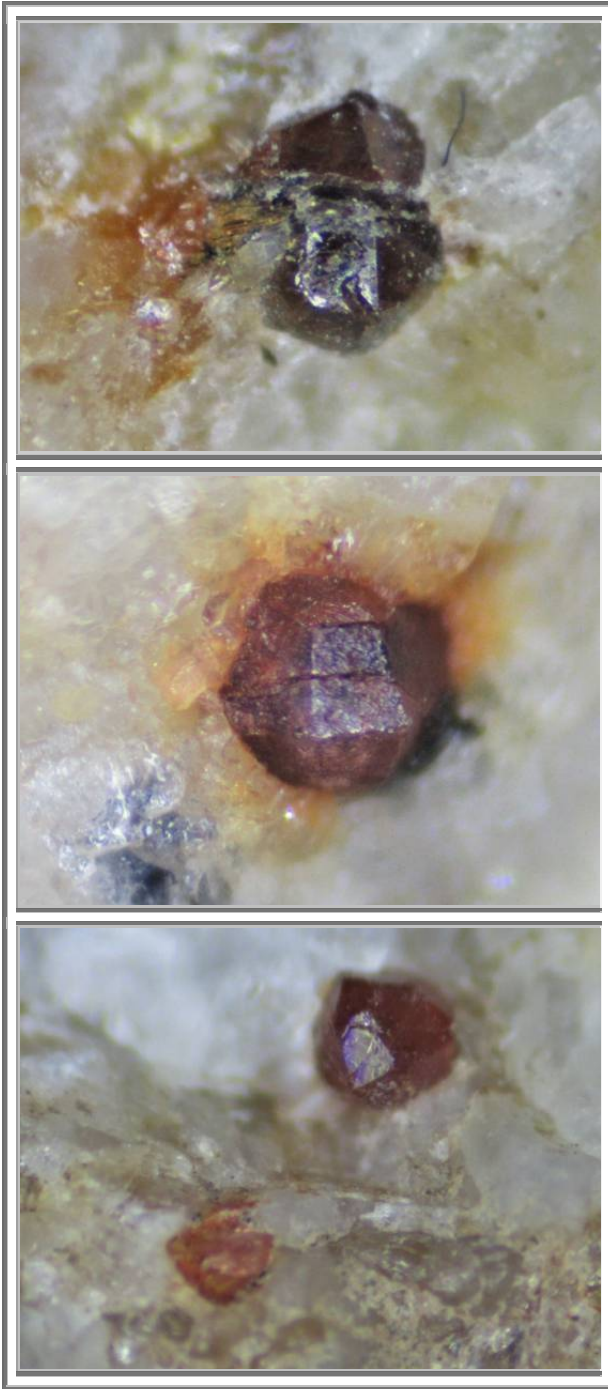
**Grenat et Dumortiérite
Rouquié
grenats 2 mm
perso non numéroté**



**Grenat
La Ravière
Coll. et photo : ME262**



Figure 5 : Tarn : Dumortierite, Rouquié Cristal inconnu et Dumortierite, Vues, 2-4 mm, perso



**Figure 6 : Tarn : Grenats
Rouquié
2 mm**

**Les grenats sont souvent traversés par des
plaquettes de biotite dont ils sont probablement
issus**

3.2 Grenats de St Salvy de la balme

Il existe à proximité immédiate du massif du Sidobre proprement dit, des filons de microgranites ($\mu\gamma$), de granites à grain plus ou moins fin et d'aprites à muscovite et grenat ($\gamma 3$) : Ferrières, filon d'aprite de la mine de Saint-Salvy, Rolland, Saut de la Truite.

3.3 Granite du Montalet $\zeta\gamma b\gamma$

Ce granite, largement développé dans la partie nord-ouest du massif de l'Agout, envahit très largement le dôme de Lamontélerié et la partie nord du synclinal de Fraisse où il forme de nombreux sills pluridécamétriques jalonnant les contact et les charnières des plis P3. Des affleurements caractéristiques peuvent être observés au Roc de Montalet ($x = 6327$; $y = 1853$) et à la carrière EDF de la Raviège ($x = 6195$; $y = 1448$).



Figure 787 : Tarn : Granite du Montalet : relief et localisation

Dans cette galerie, des skarns décimétriques à métriques se développent au contact des niveaux carbonatés.

Le granite du Montalet présente deux faciès qui se distinguent par leur teneur en biotite et leur géochimie. Les deux faciès du granite du Montalet sont des roches sursaturées en aluminium

- L'un, plus riche en biotite, mais néanmoins hololeucocrate, et moins évolué ($\text{SiO}_2 = 69-70\%$) peut être considéré comme une granodiorite leucocrate.

Al/Na + K + 2 Ca	1,15
CaO	3,24 à 2,70 %
Ca/Ca + Na	0,22
très peu potassique (K_2O)	2 à 3,2 %
très ferrifère (Fe/Fe + Mg)	0,77

- L'autre plus pauvre en biotite et plus évolué ($\text{SiO}_2 = 71,5-74\%$) est classée en granite monzonitique.

(Al/Na + K + 2 Ca	1,10
CaO	2-1,60 %
Ca/Ca + Na	0,18
très peu potassique (K_2O)	3,5 % 4 %
très ferrifère (Fe/Fe + Mg)	0,85

La carrière de la Raviège (feuille Lacaune, X = 466,00, Y = 4 827,75) montre que ces deux magmas sont contemporains et ont coexisté à l'état liquide.

Ces granites sont formés de plagioclase automorphe, à macles complexes, à zonation récurrente mais globalement normale An 38-18, feldspath potassique en quantité variable selon les faciès, quartz. Les minéraux ferromagnésiens sont peu abondants :

- biotite (ferrifère : Mg/Fe + Mg = 15,7-16, alumineuse $Al_2O_3 = 20,8 \%$, pauvre en titane : $TiO_2 = 1,3-2,3 \%$)
- grenat en très petits cristaux roses, de la famille almandin - spessartine (plus de 90 % d'almandin), est toujours présent
- rare muscovite primaire.
- Parmi les minéraux accessoires (apatite, tourmaline, minéraux opaques), le zircon est assez abondant et forme des cristaux libres atteignant 0,5 mm. Des paillettes de quelques millimètres de molybdénite ont été observées dans la carrière située le long de la D62 au Sud-Est de Brassac (X = 460,20 ; Y = 4 830,05) et dans les déblais de la galerie EDF à Brassac.

Le granite du Montalet présente une foliation dont l'aspect varie beaucoup avec la position de l'affleurement dans le corps granitique. Au cœur des massifs importants, cette foliation est vraisemblablement magmatique primaire marquée par les biotites et les tablettes de feldspath. Vers la périphérie des corps granitiques, cette foliation prend un caractère plus tectonique, avec des textures en mortier plus ou moins recristallisées, un étirement des quartz, qui proviennent sans doute d'un rejeu de la foliation primaire. Parfois (carrière le long de la D62) cette foliation est associée à des plis isoclinaux marqués par les aplites. Cette foliation s'accompagne de lessivages et rétomorphose avec muscovite, placage de sillimanite, épidote. Cette foliation est déformée par les phases tardives aussi bien en grand à l'échelle de la carte qu'à l'échelle de l'affleurement (très beaux affleurements dans le lit de l'Agout au Sud-Ouest du bois de Teil, X = 460, Y = 4 828,64).

Il existe localement des bouffées et filons, postérieurs à cette foliation, de granite très blanc à cordiérite qui se relie sans doute au développement du granite du Laouzas (feuille Lacaune).

Une seconde foliation apparaît en liaison avec le jeu chevauchant et décrochant des accidents qui affectent les écaillles para-autochtones et la faille des monts de Lacaune, mais qui peut se développer à plus d'un kilomètre des accidents principaux. Cette foliation présente le caractère de mylonites à froid et s'accompagne de rétomorphose en faciès schiste vert : chlorite, muscovite, épidote, de silicification et tourmalinisation.

Si l'âge relatif du granite du Montalet est bien calé par rapport aux phases tectoniques, son âge absolu demeure inconnu. Huit mesures effectuées dans le cadre du lever de la feuille Lacaune (Baubron, 1982) conduisent à des errorchrones probables à 401 ± 41 Ma et 608 ± 80 Ma. Les données inédites de J.-L. Duthou (1994) définissent un errorchrone à 280-285 Ma (rapport initial 0,711) qui est un âge de refroidissement ou de remaniement.

Les données de M. Faure et al. (2010) sur le zircon et la monazite fournissent les âges suivants : 2 700 Ma, 1 000 Ma, 507 ± 13 à 460 Ma et 333 ± 67 à 324 ± 3 Ma. Les données de A. Cocherie (2010) fournissent un âge de 317 ± 4 Ma (U-Pb dans le zircon). Les âges précambriens sont vraisemblablement des âges de remaniement. M. Faure et al. (2010) considèrent que les âges hercyniens sont des âges de mise en place de ce granite. Ils en déduisent que ce granite n'est pas un granite précoce mais qu'il est plus ou moins contemporain du métamorphisme et du granite du Laouzas. Ce point de vue est contraire à toutes les données géologiques (foliations déformées, bouffées de granite du Laouzas, altérations hydrothermales). Il n'est pas impossible que les âges hercyniens soient en partie des âges de remaniement liés au métamorphisme tardif et au développement du granite du Laouzas. Il se pourrait que l'âge de mise en place du granite du Montalet soit hercynien précoce (ce que ne confirme aucune donnée géochronologique) ou calédonien (âges sur zircon, monazite et Rb-Sr).

3.4 Granite à grenat et muscovite (col de la Bassine) $\xi_{Y_{gm}}$

Affleurant au Nord-Est du col de la Bassine, ce granite forme un sill, puissant au plus d'une vingtaine de mètres, interstratifié dans les formations gréseuses métamorphiques (zones de l'andalousite et de la sillimanite + muscovite) rapportées au Cambrien inférieur de l'unité de la Quille.

Il s'agit d'un granite très déformé, d'aspect presque gneissique, très clair, à petits (2-3 mm) phénocristaux de feldspath alignés dans la foliation et à grandes lames de muscovite.

Au microscope, cette roche est formée de phénocristaux de feldspath potassique et plagioclase (An 20-10) à tendance automorphe, très granulés, dans une matrice de quartz engrené et d'un peu de feldspath potassique.

Les feldspaths montrent des caractères magmatiques : inclusions automorphes orientées, zonation complexe récurrente, macles de Carlsbad.

Le grenat est assez courant; la biotite très chloritisée, rare; la muscovite est largement secondaire.

Les accessoires sont tourmaline et apatite.

Par certains aspects, ce granite précoce n'est pas sans rappeler le granite du Montalet, bien qu'appartenant à un tout autre domaine structural. Il s'agit toutefois plus probablement d'un petit corps périnanatectique.



Figure 788 : Tarn : Col de la Bassine : Granite grenatifère : Relief et localisation

3.5 Granites à muscovite, grenat et tourmaline (Secun-Combes-pinas) $\Psi \sim t$

Il s'agit de granites roses, à grain fin, pauvres en biotite, riches en orthose, à quartz et à plagioclase xénomorphe (An 10-15, parfois albite), muscovite, tourmaline, grenat.

3.6 Grenats des Monts de Lacaune

Dans le ravin de Malafayère ($x = 6224$; $Y = 1552$), un filon de granite (quartz, plagioclase automorphe An 15, orthose interstitielle, grenat, tourmaline, muscovite) recoupe les dolomies de l'unité de la Quille.

3.7 Granitoïdes filoniens des monts de Lacaune $\mu \gamma^{2-3}$

Un filon plurimétrique recoupe sur environ 2 km différentes écaïlles dans la région d'Espérausses. Le cœur de ce dyke est une granodiorite grenue, sa périphérie un granophyre à phénocristaux d'albite (An 0) et de biotite dans une matrice micropegmatitique (quartz, feldspath potassique, plagioclase). Ce dyke est jalonné d'un second dyke de micromonzonite (phénocristaux de feldspath potassique, biotite dans une matrice felsitique). Toutes ces roches sont intensément hydrothermalisées (séricitisation, silicification) et lorsqu'elles recourent des dolomies, celles-ci sont transformées en calcaires et montrent parfois de petits skarns minéralisés en tungstène.

L'étude géochimique montre que ce granite d'Espérausse se rattache au cortège filonien du granite du Sidobre (feuille Castres).

Dans le **ravin de Malafayère** ($x = 6224$; $Y = 1552$), un filon de granite (quartz, plagioclase automorphe An 15, orthose interstitielle, grenat, tourmaline, muscovite) recoupe les dolomies de l'unité de la Quille.

3.8 Grenats de diorite quartzique (Cambon-Lacout) h2g

Ce petit massif (2 km x 500 m), intrusif dans les gneiss du synclinorium du col de Fontfroide, apparaît sécant sur les structures précoces (P1b comprise), mais les roches sont foliées par la phase P3, ce qui date sa mise en place.

Ces diorites sont des roches à texture grenue hypidiomorphe peu variables: plagioclase (andésine), quartz mineur, biotite, grenat, apatite, allanite, zircon et exceptionnellement amphibole. La foliation est peu marquée en lame mince. Ces roches présentent de légères variations depuis des termes mésocrates pauvres en quartz jusque des termes plus leucocrates.

Leur composition chimique est identique à celle des diorites quartziques à grenat précoces. Elles peuvent être interprétées comme des cumulats plagioclasiques de liquides différenciés ($\text{SiO}_2 = 56 \text{ à } 68 \%$) et s'intègrent à la lignée subtholéiitique.

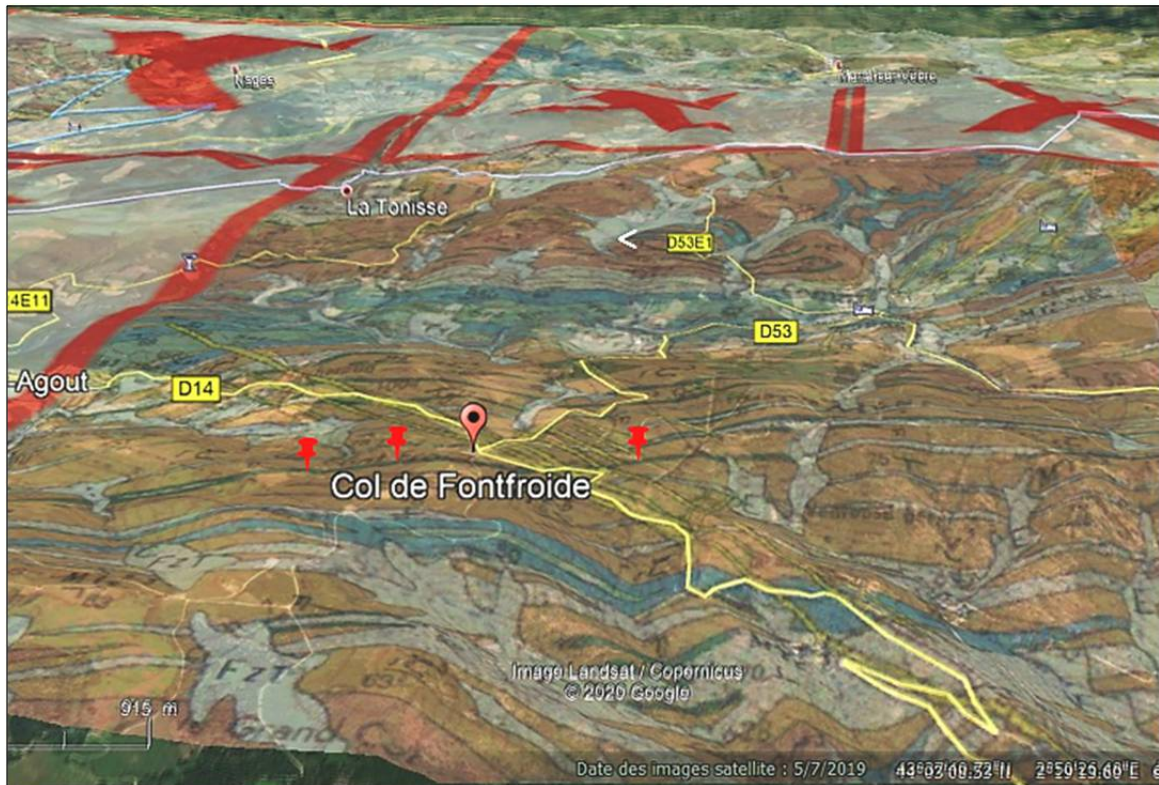


Figure 7 : Tarn : Col de Fontfroide : Relief et localisation de la diorite grenatifère

4. GRENATS DE PEGMATITES

P. Pegmatite

Ces pegmatites sont très variées:

En général, il s'agit de pegmatites banales à muscovite et accessoirement grenat et tourmaline, dont la disposition en couronne autour du massif et le contrôle par le degré de métamorphisme souligne le caractère de pegmatites péri-anatectiques; avec biotite, apatite et plagioclase; la muscovite en est absente;

- certaines pegmatites à biotite et cordiérite se rattachent au granite de Laouzas;
- dans la partie nord-ouest du massif, les pegmatites sont riches en tourmaline, grenat et muscovite et présentent une teinte rose. Elles se rattachent aux granites de Secun et Combespinas (et peut-être au granite du Montalet). Les pegmatites de la Croix Saint-Julien et du puech Margot, célèbres par leurs minéraux de lithium et de béryllium, (Pierrot et al., 1976), se relie à cette famille.

4.1 Pegmatites de Castelnau de Brassac

4.1.1. Historique

Boucheporn a débuté la réalisation de la carte géologique du Tarn en 1848. Il signala alors la présence de pegmatites à tourmaline noire mais aussi des pegmatites à grenats et tourmaline rose sur les hauteurs de

Brassac au lieu-dit « le Clap ». Lacroix, informé du sujet par des échantillons du muséum, demanda alors à ses contacts régionaux de retrouver le site. C'est ainsi que Henri ARSANDAUX a effectué des recherches sur le terrain qu'il a recensé dans le Bulletin de la Société Française de Minéralogie

4.1.2. Pegmatites du secteur

Présentation

Laurent Gayraud alias ME262 et ses acolytes, L., Rivière, R., Duarte, V. & Rémy, P. ont repris vers 2010, les recherches effectuées par Henri Arsandaux. Ils ont réussi alors, à bien identifier les différentes pegmatites répertoriées dans les anciens temps.

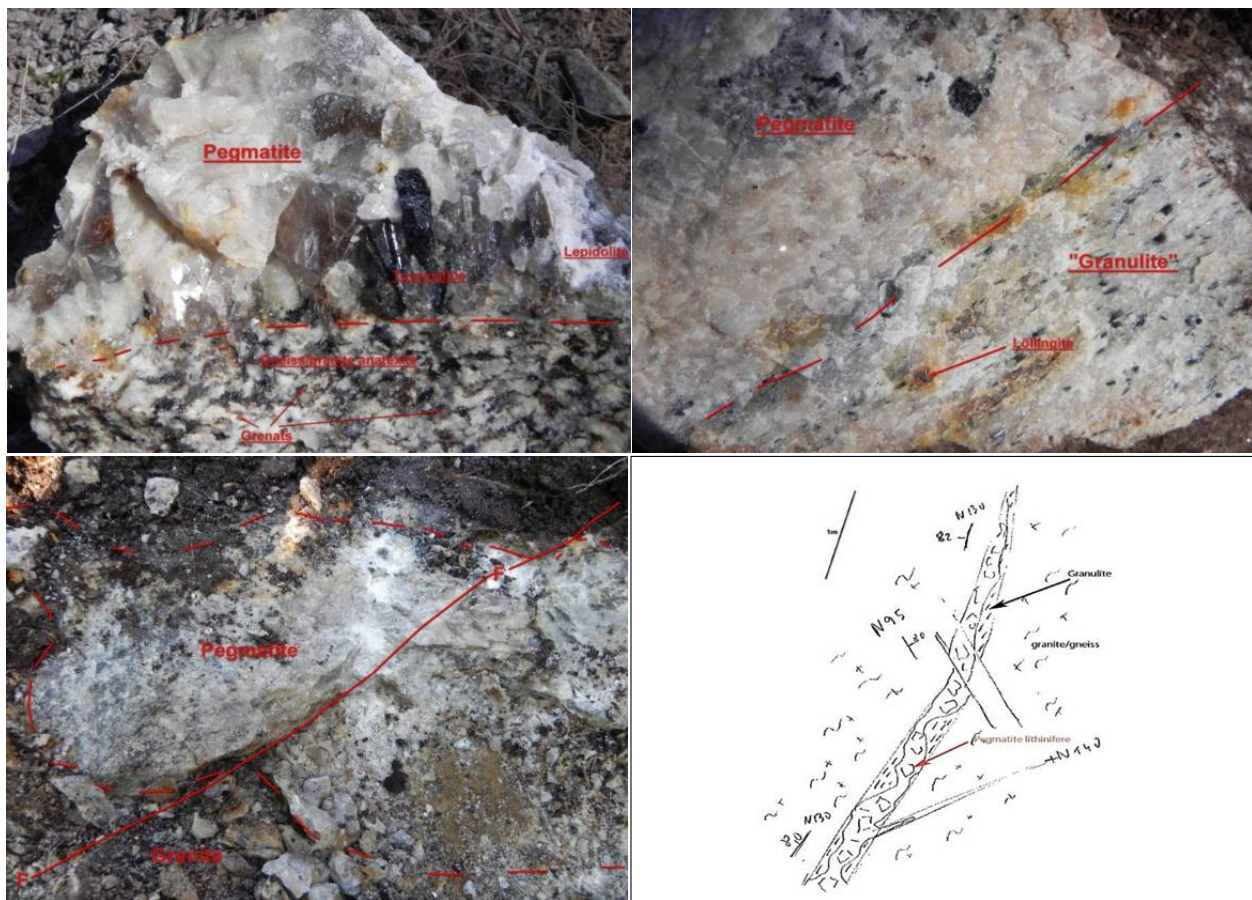


Figure 8 : Tarn : Castelnau de Brassac : Différentes pegmatites, Laurent Gayraud et al (2012)

- Echantillon de pegmatite avec son éponte (roche stérile autour du gisement)
- Contact Pegmatite/granulite
- Filon de pegmatite en place
- Croquis de la mise en place de la pegmatite dans son encaissant

Les pegmatites sont essentiellement constituées de quartz et d'albite. Présence de tourmaline (variété schorl) (abondante à très abondante), de löllingite (arséniure de fer FeAs_2), d'apatite (rare) et de grenats (rare)

Bulletin de la Société française de Minéralogie
Sur quelques minéraux des environs de Brassac (Tarn)
Henri Arsandaux

De Boucheporn signale, dans l'explication de la carte géologique du Tarn (1848. 15), l'existence de cristaux de tourmaline noire dans les filonnets de granulite qui se trouvent sur les hauteurs dominant, au sud, la ville de Brassac : « Les cristaux, dit-il, atteignent plusieurs centimètres de diamètre et sont généralement très nets ; de petits cristaux de tourmaline rose, ainsi que des grenats, auraient été trouvés dans le même gisement. » M. A. Lacroix, qui a cité cette observation dans sa *Minéralogie de la France*, m'a engagé à rechercher ce gisement. Voici les résultats de mon étude.

Les hauteurs qui dominent Brassac, au sud, sont constituées par du gneiss, traversé par des filons de granulite à grenat et à tourmaline noire; par place, la granulite, passant à la pegmatite, renferme de gros cristaux de tourmaline noire et de mica blanc. Le grenat se trouve en cristaux fort nets (b^1a^2), atteignant la grosseur d'un pois ; quant à la tourmaline rose, je n'ai pu l'y trouver.

Mais au nord de la ville, près de Castelnau-de-Brassac, existe, traversantes gneiss parallèlement à la route de Castres à Lacaune, un grand filon de granulite plus ou moins chargée de grenat, et passant fréquemment à la pegmatite ; sur ce filon est situé un énorme éboulis, *le Clap*, dont le sommet a été pris comme point trigonométrique. A peu de distance du sommet du Clap, en descendant du côté de Brassac, on rencontre de nombreux blocs d'une pegmatite à tourmaline noire, dont les éléments atteignent par place un développement considérable ; le mica blanc s'y trouve en larges et épaisses lames.

Accidentellement cette pegmatite renferme de gros prismes hexagonaux de béryl vert ou d'un blanc verdâtre (densité = 2,69) ayant jusqu'à 6 centimètres suivant l'axe vertical : beaucoup plus rarement, existent des cristaux aplatis de niobite ayant la forme de ceux du Limousin.

C'est au milieu de ces blocs que j'ai trouvé un petit gisement d'une pegmatite différant essentiellement de la roche normale par la présence de la tourmaline rose et verte et de la lépidolite.

A l'endroit où on rencontre ces minéraux, la tourmaline de la salbande du filon de pegmatite est bleu ou vert foncé ; quand on s'éloigne delà paroi gneissique pour aller vers l'axe du filon, on voit cette tourmaline, ainsi que la muscovite, devenir plus rare, puis apparaît de la lépidolite rose ou d'un blanc nacré, en même temps que les feldspaths subissent une profonde altération. Dans la pegmatite normale, l'orthose forme de grands cristaux gris ; par altération, ils se transforment en micas microcristallins, associés à du quartz et à de l'albite; ceux-ci sont souvent accompagnés de cristaux d'apatite fluorifère violette en cristaux assez gros, mais généralement mal formés.

Dans d'autres échantillons, les pseudomorphoses d'orthose sont exclusivement constituées par un mélange de quartz, de rubellite et de lépidolite.

Enfin, au milieu du filon, on ne voit plus trace de la structure primordiale de la roche, qui est transformée en une sorte de greisen à gros éléments, essentiellement constitué par de la rubellite, de la lépidolite, du quartz, avec comme minéraux accessoires, de l'albite, du béryl, de l'apatite, d'allanite. des lamelles d'autunite et des cristaux microscopiques

Il n'est pas rare, en outre, de trouver des pseudomorphoses de tourmaline en quartz et en lépidolite à lamelles très fines. La disposition de ces différents minéraux lithiques ne laisse pas de doute sur leur origine pneumatolytique.

La lépidolite se présente en lames de couleur violet pourpré ou blanc nacré ayant jusqu'à 4 millimètres de diamètre.

La tourmaline rubellite (densité de 2,99) est d'un beau rose ; elle constitue des masses bacillaires radiées dont les individus atteignent 6 centimètres de longueur; elle se rencontre aussi en cristaux bicolores, roses au centre, bleus ou verdâtres à la périphérie et fortement translucides. Je n'ai pu observer aucune forme géométrique mesurables dans ces cristaux.

L'intérêt de cette roche réside dans l'association de ces deux minéraux lithiques, lépidolite et rubellite, association qui a été constatée déjà dans les gisements de : Hradisko, près Rozna (Moravie), Schuttenhofen (Bohême), Wolkenburg (Saxe); environs de Paris, (Maine); Pala, dans le comté de San-Diego (Californie), et dans la province de San-Paolo, au Brésil.

En France, il n'y avait pas, jusqu'à ce jour, de gisement semblable qui fût connu; en effet, le seul gisement français de tourmaline lithique est celui d'Orvault, près Nantes, où ce minéral, généralement vert, est associé à de la muscovite dans une pegmatite.

De même, il n'existait, en France, d'autres gisements de lépidolite que ceux du Limousin et de l'Allier, où le mica lithinifère se rencontre dans des accidents de la granulite: elle rubellite. y est associée à la cassitérite, à la topaze, jamais à la rubellite.

Je signale, en terminant, au nord de Brassac, l'existence, de grands cristaux roses, translucides d'andalousite, au milieu des schistes micacés qui bordent le plateau gneissique.

Localisations

Loin d'avoir toutes les connaissances du terrain de chasse dans cette région, je me contenterai d'évoquer quelques remarques personnelles, qui pourront s'avérer inexactes voire fausses pour les prospecteurs locaux. Ramasser quelques échantillons ne posent pas de grandes difficultés car les lentilles de pegmatites sont omniprésentes et des chemins forestiers permettent allégrement d'avancer dans les bois. Les espaces entre les arbres sont suffisamment clairs pour circuler, et le relief, bien que pentu n'est pas très escarpé. Bref ballade entre pegmatites et champignons, deux raisons de venir prospecter par ici.

Pour les plus aguerris, et pour ceux qui ont le temps et l'envie de découvrir de nouvelles poches, la zone intéressante est rattachée au granite de Secun et Combespinas.

Les pegmatites et plutons granitiques du secteur de Brassac sont d'origine anatexique. Cela se traduit pour les pegmatites (bandes rouges sur la carte, parallèles à la route Castres-Lacaune) par la formation de bandes étirées et « stratiformes » au sein des formations métamorphiques en formant une couronne autour du massif de l'Agout (zone axiale de la montagne noire).

Ces pegmatites sont très anciennes (305 Ma selon la datation Rb/Sr) et leur formation de longue durée.

Leur mise en place dévie de la configuration idéale présentée ci-dessus. Les différentes pegmatites (de la plus dense (sans minéraux ou à béryl), à la plus légère et la plus récente (à lithium) se sont interpénétrées. Ce qui explique, en partie, la difficulté de les retrouver !

D'après la description de Lacroix, pour les minéraux lithiques, il faut abandonner les pegmatites précoces à schorl et béryl, prépondérantes sur le site, et se focaliser sur les pegmatites sodo-lithiques tardives, dont la mise en place a eu lieu à la fin de la cristallisation du magma, lors de son refroidissement, c'est-à-dire lorsque le magma s'est contracté et que des fissures se sont formées sur sa couverture, c'est à ce moment-là que les fluides volatils, enrichis en lithium, se sont infiltrés dans les failles, formant un filon pneumatolytique.

Lacroix a décrit la pegmatite tant recherchée, avec « des épontes au cœur de la muscovite bien exprimée contenant des aiguilles d'elbaïte verte ». C'est dans les filons clairs que l'on peut reconnaître les toits de ces pegmatites lithiques. (Victor Duarte)

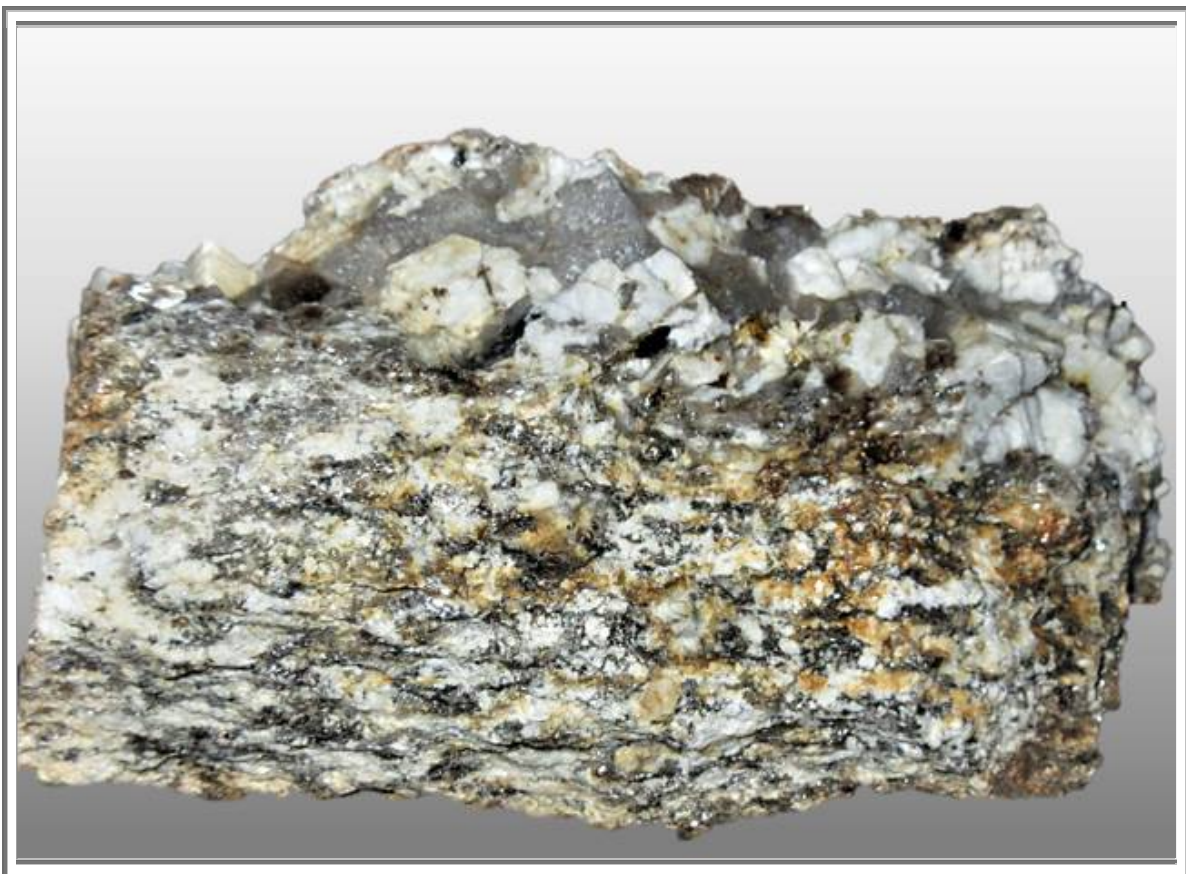


Figure 9 : Tarn : Pegmatite, 120 mm, Perso n°1246
mur de la pegmatite avec sa zone graphique qui hélas est pauvre en tourmaline
quelques grenats disséminés

4.1.3. Rappel sur la mise en place des pegmatites

Lors de l'extrusion d'un pluton granitique vers la surface, en migrant à travers des failles, le plus souvent d'origine tectonique, les composants du pluton viennent prendre la place des roches en place (présence de xénolites et diverses enclaves. Au fur et à mesure du refroidissement qui accompagne la remontée du pluton, il y a recristallisation de composés à partir de la silice et de l'alumine apportés par le pluton et les éléments secondaires.

Les fluides non cristallisés restant sont plus légers et migrent suivant les fissures plus haut vers la surface et cristallisent à leur tour sous la forme de pegmatites, liées à un pluton granitique.

La nature minéralogique de ces pegmatites dépend de leur éloignement par rapport au pluton granitique (tel un skarn). En s'éloignant du pluton granitique, on trouve successivement des pegmatites de composition quasi identique au granite avec néanmoins un apport de bore (tourmalines), puis des pegmatites à béryllium, des pegmatites à béryllium, niobium, phosphore, et enfin les pegmatites lithinifères à lithium, étain, terres rares etc...

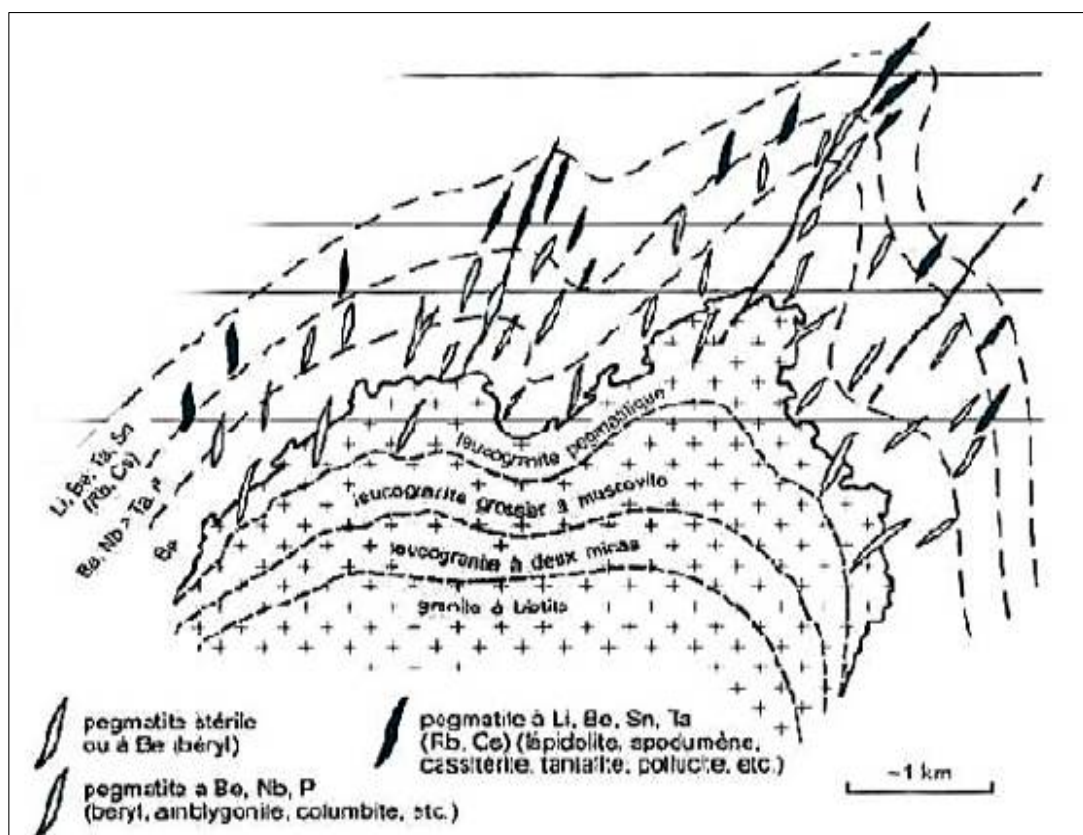


Figure 10 : Tarn : Zonalité périgranitique idéale schématisée des filons de pegmatites autour d'un granite

On notera la disposition concentrique des filons de pegmatite autour du toit irrégulier du batholithe et la forte influence du niveau d'érosion sur la composition des filons affleurants (d'après Cerny et al, 2005)

4.1.4. Les Grenats

Dans les pegmatites de Castelnau de Brassac, il semblerait que les grenats ne soient présent que sporadiquement, près de la limite de la pegmatite graphique. Cette dernière est principalement constituée de quartz et d'albite, parfois avec de la tourmaline noire en abondance et quelques grenats.

De plus, ils sont infra millimétriques donc ensemble peu esthétique, uniquement destinés pour les puristes des grenats.

Ils sont de couleur rose à rouge, gemmes.

Leur habitus est l'icosaédraèdre.

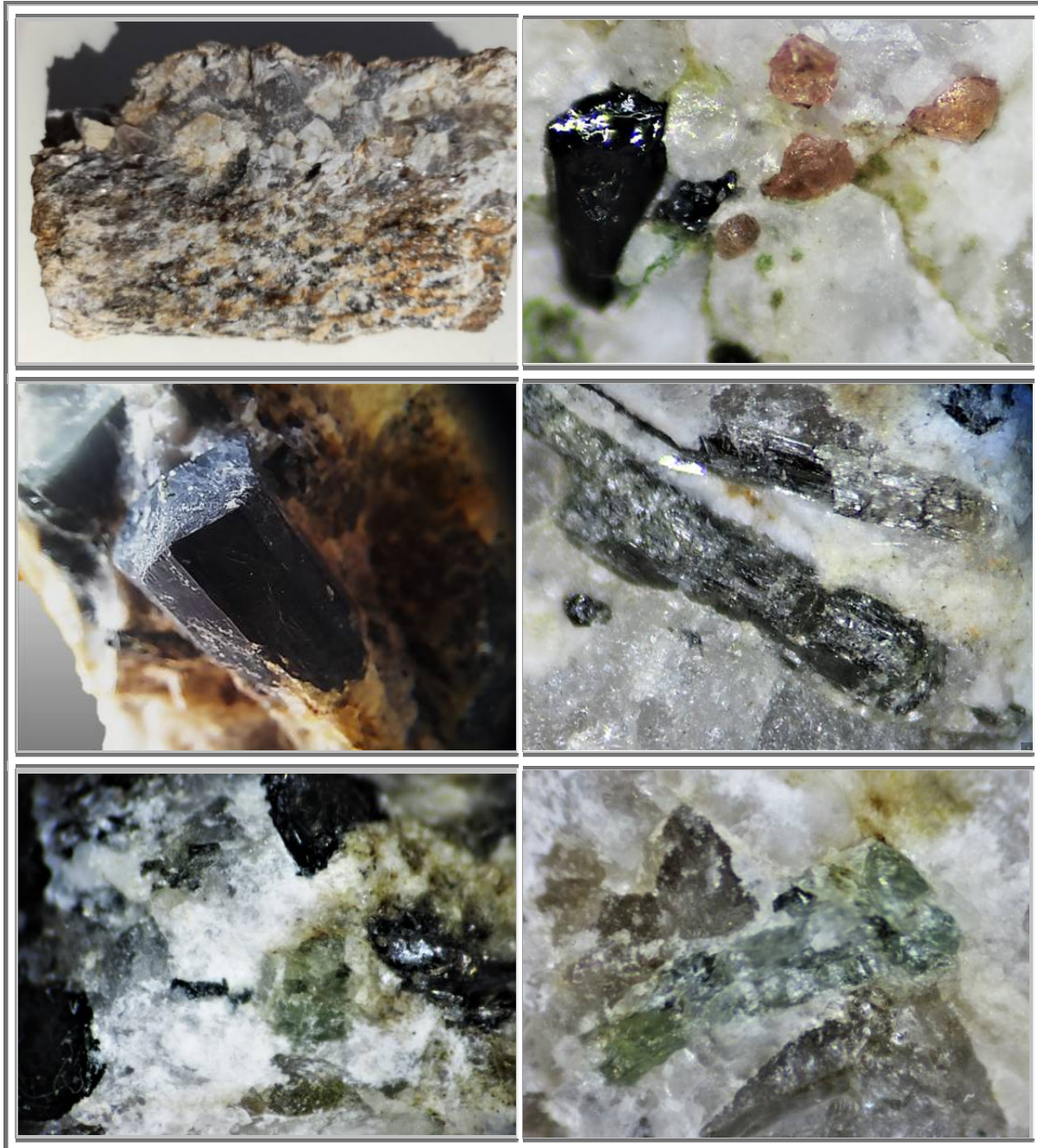


Figure 11 : Tarn : Castelnau de Brassac, Grenats de pegmatites

a) Pegmatites 120 mm

c) Tourmaline 20 mm

e) Apatite ou béryl 2 mm

b) Rare groupe de grenats avec tourmaline

d) Tourmalines vertes (Li^+ en site Fe^{3+})

f) Apatite ou béryl 2 mm

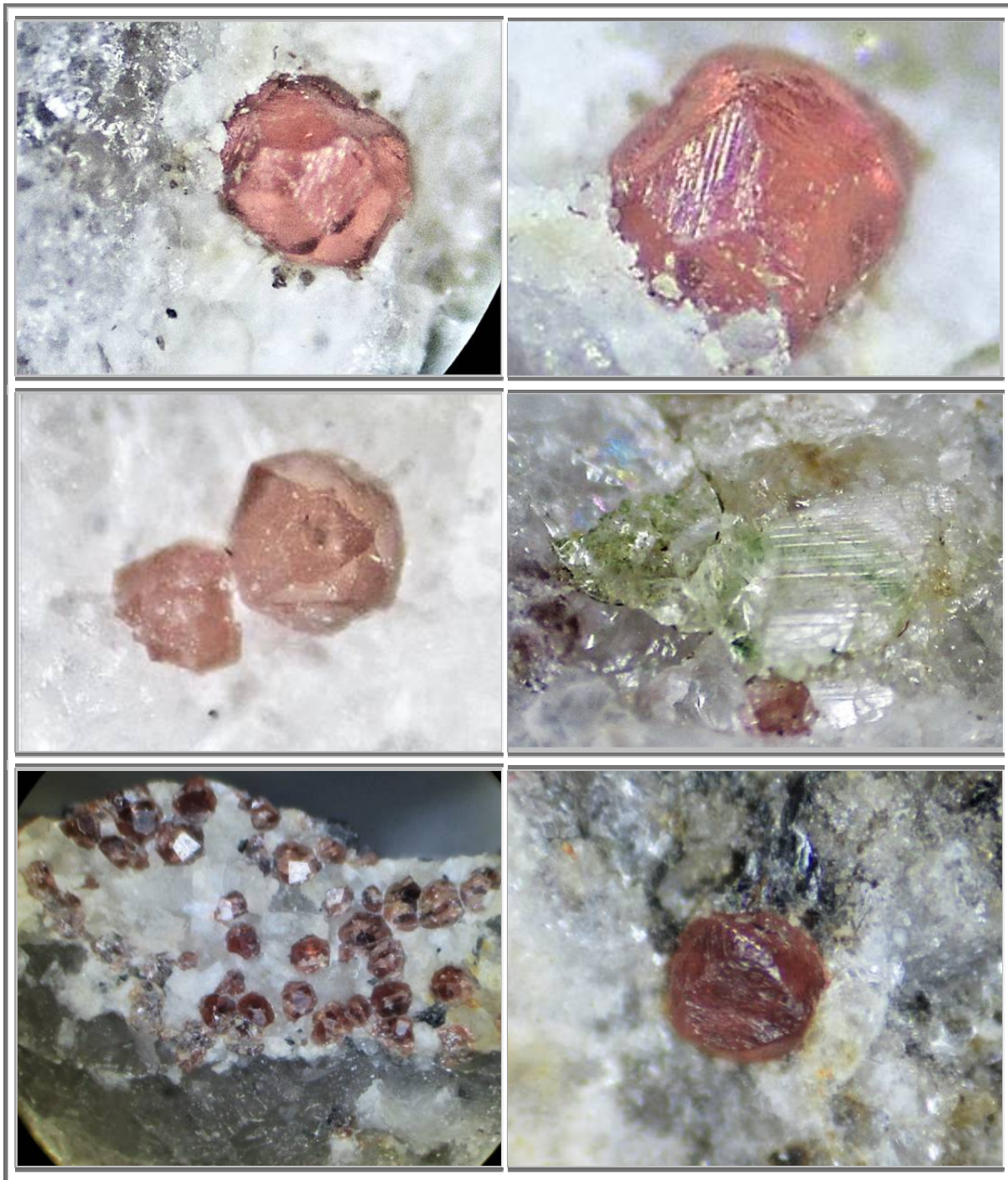


Figure 12: Tarn : Castelnau de Brassac, Grenats de pegmatites

4.2 Présence de grenat irinarassite

4.2.1. Définition

L'irinarassite, $\text{Ca}_3\text{Sn}_2(\text{SiO}_4)(\text{AlO}_4)_2$, est une nouvelle espèce minérale (2011), du supergroupe des grenats, qui a été découverte dans des xénolithes carbonates-silicates métasomatiquement modifiés dans des ignimbrites de la caldera de Upper Chegem, dans le Caucase du Nord, Kabardino-Balkarie, Russie.

Il a été nommé en hommage à la géologue Irina Teodorovna Rass (Ирины Теодоровны Расс) (née en 1940), membre du Laboratoire de métamorphisme et de métasomatisme de D. Korzhinskii, à l'Institut de géologie des gisements de minerai, de pétrographie, de minéralogie et de géochimie (IGEM), Académie des sciences de Russie, Moscou.

Le minéral est caractérisé par l'absence de clivage et par une fracture irrégulière.

La densité calculée est de 4,3 g/cm³.

Le minéral est isotrope avec un indice de réfraction calculé de 1,9.

Les diagrammes de diffraction de rétrodiffusion électronique de l'irinarassite sont ajustés au modèle de grenat avec $a = 12,50$ (3) Å avec un excellent MAD (écart angulaire moyen) = 0,16 °. Le spectre Raman de l'irinarassite est analogue à ceux de la kermasite et d'autres grenats Zr-Sn des groupes schorlomite et bitikleite.

Le plus gros cristal de la localisation type n'excède pas les 10 µm, donc pas de soucis pour trouver une place dans nos chères vitrines.

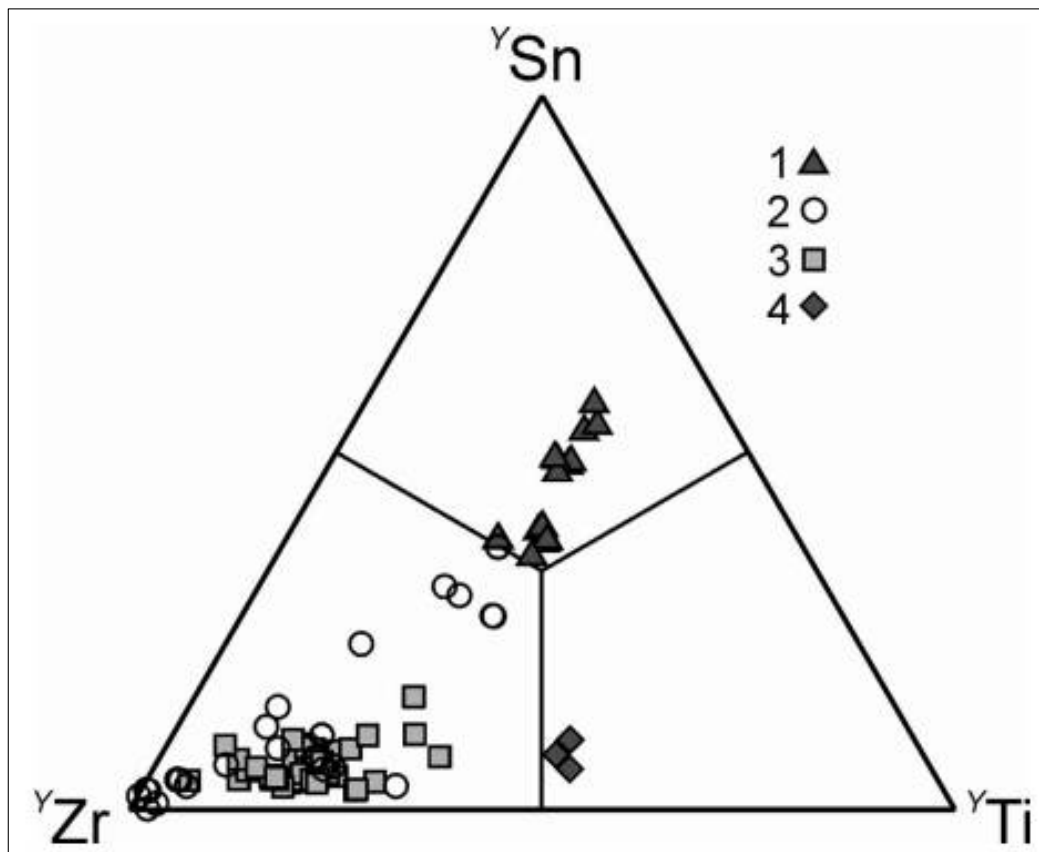


Figure 13 : Tarn : Eléments occupant les sites Y dans le groupe de la schorlomite
Galuskin et al (2011)

1- Irinarassite $\text{Ca}_3\text{Sn}_2(\text{SiAl}_2)\text{O}_{12}$, 2- kimzeyite $\text{Ca}_3\text{Zr}_2(\text{SiAl}_2)\text{O}_{12}$, 3- kerimasite $\text{Ca}_3\text{Zr}_2(\text{SiFe}^{3+}_2)\text{O}_{12}$
4- schorlomite $\text{Ca}_3\text{Ti}_2(\text{SiFe}^{3+}_2)\text{O}_{12}$

L'irinarassite $\text{Ca}_3\text{Sn}_2\text{Al}_2\text{SiO}_{12}$ est le quatrième grenat d'étain découvert dans les xénolithes altérées dans les ignimbrites de la caldera de Upper Chegem.

L'irinarassite a été découverte dans la xénolithe n°7 selon la numérotation établie par les découvreurs Galuskin et al (2009).

La toturite $\text{Ca}_3\text{Sn}_2\text{Fe}_2\text{SiO}_{12}$, l'analogue ferreux de l'irinarassite, a été trouvée dans les xénolithes 1 et 3. La bitikleite $\text{Ca}_3\text{SnSb}^{5+}\text{Al}_3\text{O}_{12}$ et la dzhuluite $\text{Ca}_3\text{SnSb}^{5+}\text{Fe}_3^{3+}\text{O}_{12}$, minéraux du groupe de la bitikleite, ont été détectées dans le xénolithe n°1.

L'irinarassite apparaît généralement sous la forme d'excroissances sur les grenats de la série kerimasite-kimzeyite et, dans quelques cas rares, elle forme des zonations à l'intérieur même des grenats de zirconium. La séquence de cristallisation des grenats de cette caldera altérée de Upper Chegem a montré que la cristallisation des grenats de zirconium, la kerimasite et le kimzeyite, a été suivie par celle des grenats d'étain, toturite et irinarassite. Les grenats du groupe de la bitikleite ont cristallisé en dernier. Dans tous les cas, les grenats de zirconium ont joué le rôle de substrat sur lequel il a pu y avoir cristallisation épitaxiale des grenats d'étain, d'antimoine, et d'uranium.

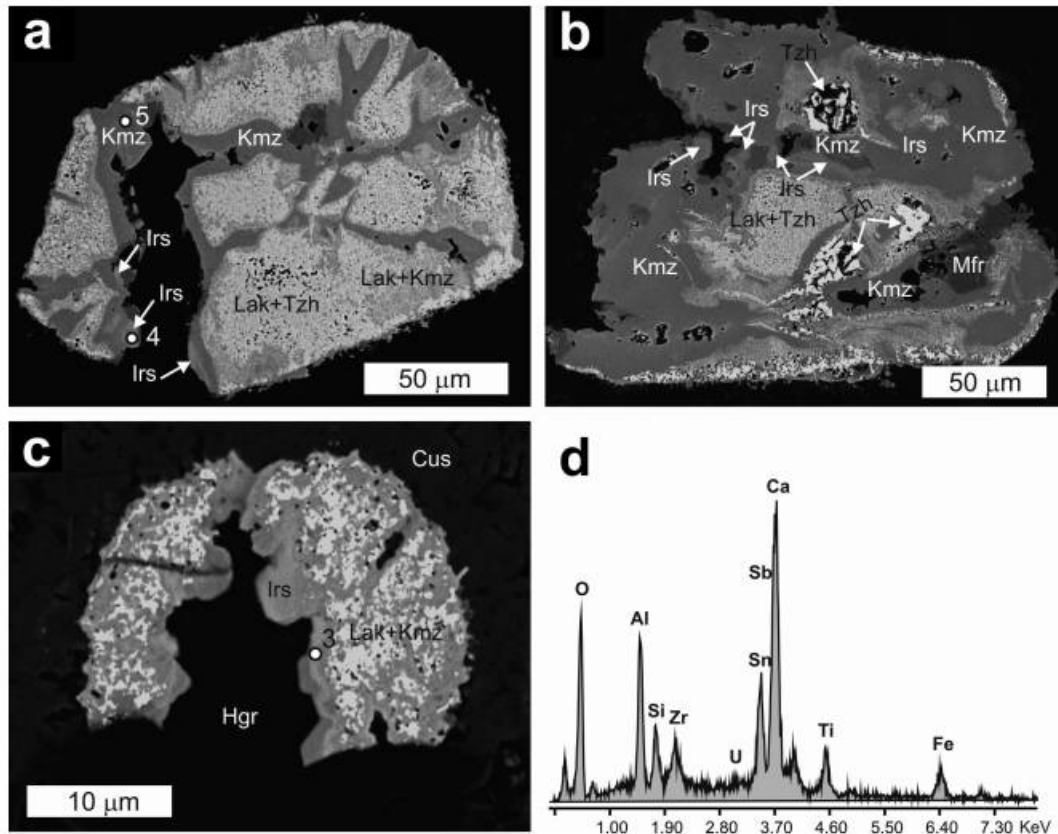


Figure 14 : Tarn : Irinarassite : Images en spectroscopie EDS

Spectroscopie de rayons X à dispersion d'énergie, Galuskin et al (2011)

a et b : Complexe pseudomorphe issu de zircon dans lequel intervient l'irinarassite

c : Agrégats de Kimzeyite-lakargiite avec des zones d'irinarassite

Krm : kerimasite, kmz : kimzeyite, Lak : lakardiite, Tzh ; tazheranite, Mfr : magnésioferrite, Cus : cuspidine, Hgr : hydrogrossulaire katoïte

L'irinarassite est un grenat à base d'étain

Le pôle limite a pour formule $\text{Ca}_3\text{Sn}_2\text{Al}_2\text{SiO}_{12}$. L'irinarassite telle que définie pour sa localité type (Upper Chegem) est une solution solide complexe dont les composants appartiennent à la schorlomite, à la bitikleite ainsi qu'au groupe des grenats. Sa composition a permis de la classer dans le groupe de la schorlomite car la charge des cations des sites Y, est comprise entre 9,75 et 9,84, valeurs très proches de la valeur théorique de 10,0 pour ce groupe minéral (Grew et al, 2013).

Dans les sites Y et Z de ces grenats, principalement quatre cations ont été identifiés : Sn, Zr, Sb^{5+} , Ti^{4+} , pour les sites Y, et Al, Fe^{3+} , Si, Ti^{4+} pour les sites Z, respectivement.

La classification de ces grenats doit être effectuée en considérant simultanément les règles de valence et d'occupation double des sites Y et Z (Hatert et Burke 2008). Dans les sites Y, l'irinarassite a $\text{R}^{4+} > \text{R}^{5+} \gg$ autres cations, or $\text{Sn} > \text{Zr} > \text{Ti}^{4+}$. La valence, impose donc un rééquilibrage des charges par une double occupation de sites ($\text{R}^{4+}\text{R}^{3+}$); pour les sites Z, où $\text{Si} > \text{Ti}$ pour les cations R^{4+} , et $\text{Al} > \text{Fe}^{3+}$ pour les cations R^{3+} .

4.2.2. Pétrographie de la localisation type

Les études effectuées sur les compositions des grenats associés à l'irinarassite, montrent qu'il existe une solution solide entre les grenats au zirconium et ceux à l'étain au sein du groupe de la schorlomite. La formation simultanée de grenats à l'étain et une phase de tazheranite en association avec lakargiite, larnite, cuspidine, wadalite, et reondorfite indique que le skarn de cette caldera s'est formé à des températures inhabituellement élevées de 800-1000°C.

La formation de grenats d'étain dans la zone d'endoskarn est intervenue sous des conditions impliquant un départ conséquent de silicium de l'ignimbrite proche vers le xénolite carbonaté et la recombinaison du Zr du zircon dans le grenat et une phase basée sur ZrO_2 . L'origine de l'étain Sn est une question plus difficile à résoudre car les minéraux source de Sn n'ont pas été identifiés dans les ignimbrites. Les minéraux mélanocratiques tels que micas, amphiboles et pyroxènes dans lesquels l'étain peut s'intégrer, lors des procédés magmatiques, sont les sources les plus probables.

4.2.3. Dans le Tarn

Laurent Gayraud alias ME262 et ses acolytes, L., Rivière, R., Duarte, V. & Rémy, P. ont fait une découverte sensationnelle, qu'ils ont ensuite rapporté dans un article « Sur les traces d'Alfred Lacroix du côté de Castelnau-de-Brassac (Tarn) », Le Cahier des Micromonteurs, 115, 6-17, 2012.

Ils ont repris les données fournies par Henri Arsandaux, émissaire de A. LACROIX à la Croix Saint Julien dans le Tarn, au sujet d'un filon de lithium, sous la forme de rubellite et de lépidolite. Ils y ont trouvé de petits cristaux bruns et ont eu la très bonne idée de les faire analyser.

Le spectre d'analyse montre la présence des éléments constitutifs habituels des grenats : Ca, Si, Al, auxquels viennent s'ajouter l'étain Sn ainsi que du soufre.

Normalement, il devrait y avoir un excès de soufre, qui fixeraient tous les métaux présents sous la forme de sulfures ou de sulfosels SnS-PbS-FeS_2 ... donc plus de S que de Sn.

Pourtant, l'analyse présente un excès de Sn par rapport au Soufre. A moins qu'il ne soit présent sous la forme d'oxyde, ce qui est peu probable, l'étain ne peut être fixé que dans le grenat.

Les petits grains découverts à Castelnau de Brassac semblent donc bel et bien être des grenats irinarassite, les plus gros du monde et les seuls à pouvoir être observés avec une simple optique non électronique .

Je ne sais pas comment a été effectuée cette analyse, mais il est fort possible que les petits sphérules que l'on perçoit sur les grenats puissent être de la sphalérite, vecteur de soufre.

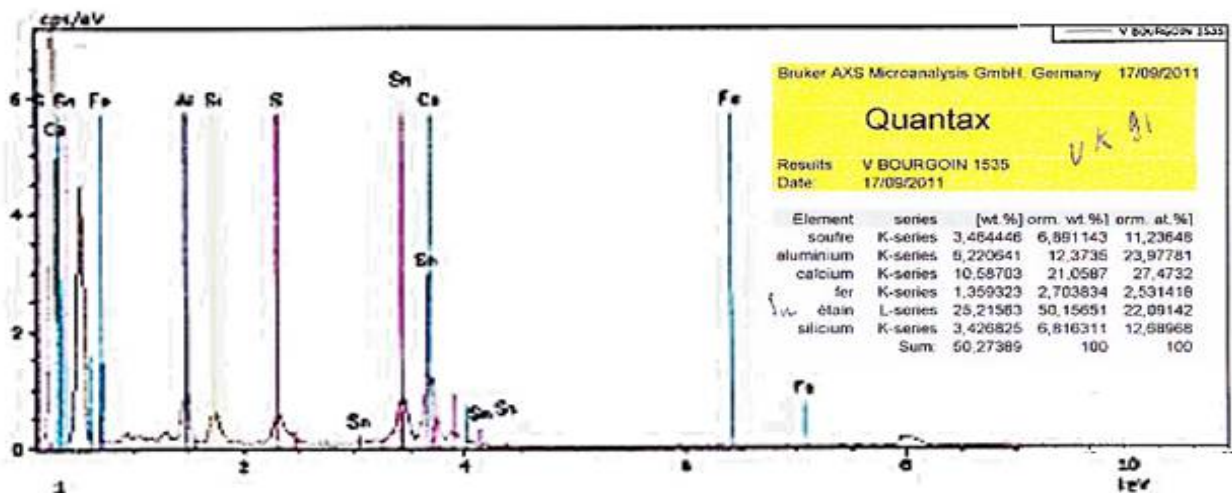


Figure 15 : Tarn : Spectre d'analyse d'un grenat irinarassite ?
De Castelnau de Brassac, Laurent Gayraud et al (2011)



Figure 16 : Tarn : Grenat irinarassite de Castelnau de Brassac, Laurent Gayraud et al (2011)



Figure 17 : Tarn : Almandins-Spessartines

**Grenats sur Béryl
Brassac
Coll. et photo : ME262**



**Almandin
Castelnau de Brassac
Coll. et photo : DJY**



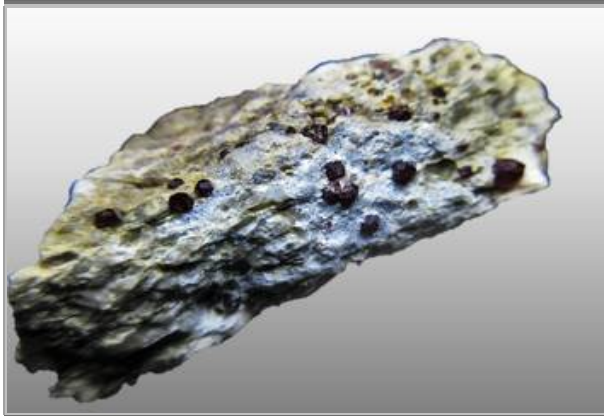
**Almandin-spessartine
Le vintrou
75 x 68 mm
Coll. et photo : Grenadorf**



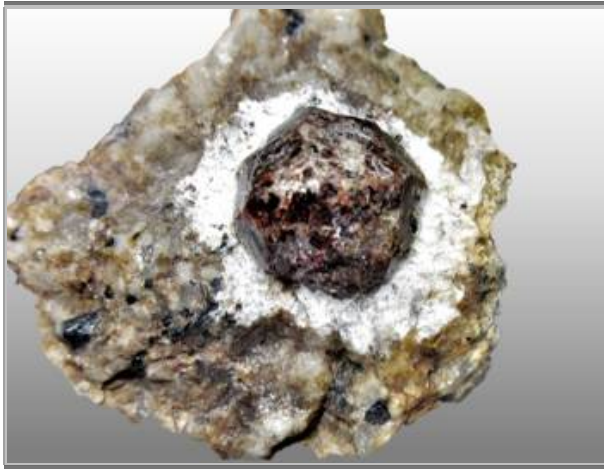


**Figure 18 : Tarn : Castelnau de Brassac :
Almandins**

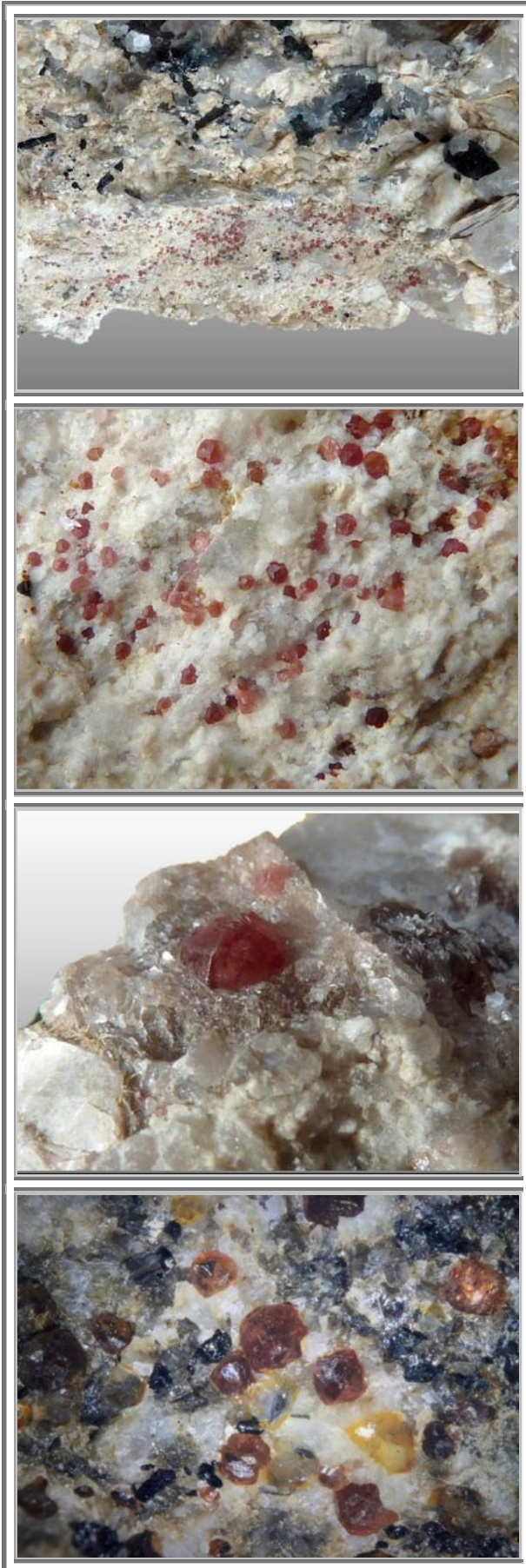
**Almandin, muscovite et schorl
Le clap, La croix St Julien
Castelnau de Brassac
Cristaux 1 mm
Perso, N°1213**



**Almandin
La croix St Julien
Castelnau de Brassac
3 cm
Perso, N°1214**



**Almandin- spessartine
La croix St Julien
Castelnau de Brassac
cristal 1 cm
Perso, N°1215**



**Figure 19 : Tarn : Pegmatites à Grenats
extrait du toit
Pegmatites des contreforts de la Montagne Noire,
région de Brassac (81)
photo collec. Geoforum, Gryph 58**

**zoom la photo ci-dessus
Almandin-Spessartine ?
avec tourmaline, quartz et microcline**

**Almandin-Spessartine ?
Puech Margot
FOV 6 mm
Collection et photo Me262, Geoforum**

4.3 Interpénétration tourmaline - grenat

La première photo ci-après a lancé des interrogations entre Gryph58 et Amede, sur la présence de grenats à l'intérieur de tourmaline.

Il est fréquent lorsqu'on étudie les grenats de trouver à l'intérieur de leurs cristaux, des inclusions microscopiques. Est-ce-qu'il en serait de même pour des tourmalines qui auraient des inclusions de grenats ? En fait, il convient de revenir aux phénomènes de cristallisation des grenats et des tourmalines...

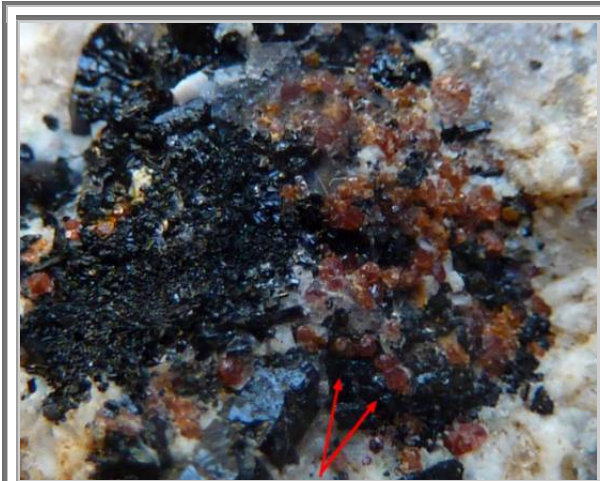
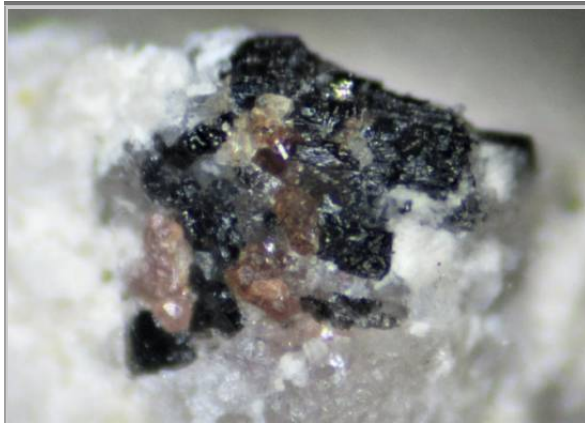
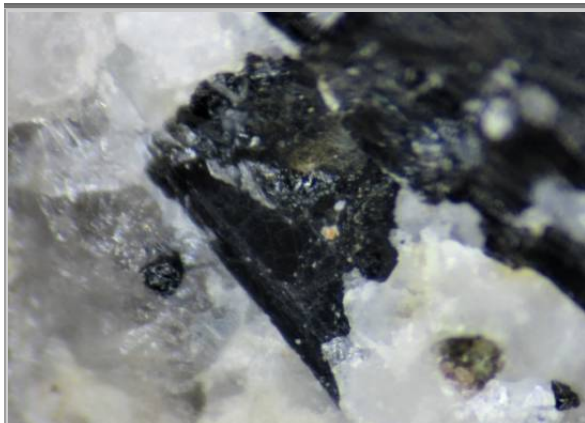


Figure 20 : Tarn : Grenats

**Interpénétration ? entre grenats et tourmaline
Geoforum, Griph 58**



**vue 1 mm environ
Perso n°1240**



**vue 1 mm environ
Perso n°1240**

Cinétique de la cristallisation des pegmatites

Nous savons aujourd'hui que la cristallisation des pegmatites est infiniment plus rapide que ne l'annonçaient les théories anciennes qui présentaient la taille des cristaux des pegmatites comme la conséquence d'une croissance des cristaux due à un refroidissement lent des pegmatites.

Un modèle thermique, appliqué à 4 dykes du comté de San Diego (USA), basé sur les équations de refroidissement par conduction prenant en compte la chaleur latente de cristallisation, a ainsi montré qu'à partir d'une phase liquide mise en place à 650°C dans une roche gabbroïque fracturée de 150°C, à une profondeur de 5 km, et avec une teneur initiale en H₂O estimée à 3%pds, le refroidissement en deçà de 550°C était atteint au cœur des dykes en 9 ans pour le dyke Stewart de 25 m de diamètre, 340 jours pour le dyke George Asley de 8 m de diamètre, 22 jours pour le dyke Mission de 2 m de diamètre et seulement 5 jours pour le dyke Himalaya de 1 m de diamètre.

A partir de ces résultats, la cinétique de croissance des minéraux présents dans ces pegmatites tels que les cristaux de tourmaline de 10 cm de long du dyke Himalaya, a été estimée à 10⁻⁵ cm/s, et la distribution de taille des grenats des aplites stratifiées a conduit à une cinétique de 10⁻⁶ cm/s.

Ces valeurs montrent que les dykes refroidissent et cristallisent rapidement, avec des vitesses de nucléation variables mais avec une vitesse de croissance d'ensemble élevée. Les cinétiques de nucléation initiales élevées et une surfusion forte sont en accord avec les granulométries millimétriques des aplites. Des vitesses de nucléation plus faibles couplées avec des vitesses de croissance élevées peuvent expliquer les dimensions décimétriques des minéraux rencontrés sur les murs, dans la poche centrale, ou dans les cavités miarolitiques des pegmatites.

Discussion

Les grenats cristallisent par couches lorsque la concentration limite acceptable en éléments constitutifs des grenats, par la phase liquide est atteinte. Il y a alors nucléation rapide. C'est cette étape qui conditionne la cristallisation des grenats. La croissance est limitée par la distance intergranulaire entre les grenats, et compte tenu de la nucléation importante, cette distance est courte et les cristaux restent donc assez petits. C'est pourquoi les impuretés au sein des grenats sont limitées à des microcristaux précédemment présents en précipités dans la phase liquide, et les cristaux sont gemmes.

Pour les tourmalines, il en est probablement de même pour la nucléation, puisque tous les cristaux n'apparaissent que dans une seule zone de la pegmatite, lorsque la concentration en bore (et autres éléments constitutifs) est suffisante.

En revanche, la distance intergranulaire est plus importante, et la croissance des cristaux de tourmaline est moins limitée. Ceux-ci peuvent croître pour atteindre plusieurs centimètres.

Il se peut alors que lors de sa croissance de la tourmaline, celle-ci puisse absorber un grenat libre en l'englober.

Mais ce mécanisme ne peut être que mécanique (et non chimique ou minéralogique), et relativement rare puisque les cristallisations des tourmalines et des grenats n'interviennent que sur des temps très courts (quelques heures) lorsque les concentrations en éléments constitutifs de ces minéraux atteignent les seuils de concentration limites, qui sont différents pour les grenats et les tourmalines.

Divergence

En revanche, de nombreux cristaux de grenats des aplites de Rouquié sont coupés par des lamelles de biotite. Là, il s'agit bien d'interférence minéralogique. A savoir que lorsque la température augmente, pour atteindre le domaine d'existence de l'aplite, la biotite se transforme et conduit à la formation d'almandins :



5. GRENATS DE SKARN

Les skarns se développent au contact de veines qui associent différents faciès de granites évolués injectés le long des contacts entre dolomies massives k2a et la base de la série noire. Ces veines sont guidées par les charnières des plis et surtout par la schistosité. Les skarns se développent plus largement à l'intersection de ces structures syn-schisteuses NE-SW et de structures transverses SSW-NNW et NW-SE. Les dolomies massives ne renferment que des skarns fissuraux à diopside-trémolite-calcite-humite, faiblement et irrégulièrement minéralisés. Les minéralisations sont préférentiellement développées dans les alternances calcaréo-argileuses inférieures à la base de la formation k2bC. On distingue des skarns clairs, bien lités et zonés, à diopside-grossulaire-vésuvianite-wollastonite-épidote, faiblement minéralisés, et des skarns sombres, massifs, à grain grossier à grenat brun-rouge de la série grossulaire almandin-spessartine et vésuvianite, qui renferment l'essentiel des minéralisation

5.1 Métamorphisme de contact du granite du Sidobre

Le massif du Sidobre développe à sa périphérie une auréole de métamorphisme de contact, relativement étroite (300-400 m) au Sud-Est, où le contact du granite est subvertical. Elle est plus étendue (600 m) au Nord-Ouest, où le granite s'ennoie plus doucement sous sa couverture. Les produits du métamorphisme de contact dépendent de la nature des roches affectées : schistes tachetés et cornéennes dans les roches pélitiques, cornéennes calciques et marbres pour les roches carbonatées. Des skarns, localement minéralisés se développent dans ces roches calciques.

Dans les roches grésopélitiques, les schistes tachetés contiennent de la biotite et localement de petits nodules noirs (mais la cordiérite n'est pas signalée). En zone interne, ce sont des cornéennes à andalousite (automorphe, en cristaux non orientés, le plus souvent altérées en muscovite) et biotite (plus ou moins chloritisée). Dans ces roches, quartz et muscovite sont recristallisés.

Du plagioclase s'observe en petits grains ou en phénocristaux. L'ilménite est courante. La sillimanite en fibres associées à l'andalousite apparaît localement (Saut de la Truite, « route de Vabre ») à quelques centimètres du contact avec le granite.

Les cornéennes calciques sont constituées de biotite, plagioclase, actinote ou hornblende et localement diopside et/ou grenat ; l'épidote est parfois présente. Ces roches sont fréquemment zonées et peuvent alors s'interpréter comme des skarns de réaction entre lit carbonaté et lit grésopélitique. Les marbres dérivés de dolomies ou de calcaires dolomitiques contiennent talc, trémolite et/ou phlogopite. Le sphène est un minéral accessoire courant dans ces roches.

Les conditions de ce métamorphisme de contact sont estimées à 570 °C à 2 kb pour la zone de l'andalousite (600 °C au maximum) (Acuana-Soriaux, 1981).

D'autres estimations donnent des températures comprises entre 620 et 700 °C (pour les parties plus proches du granite).

Des skarns d'apport (Acuana-Soriaux, 1981 ; Couillou, 1988 ; Safa et al., 1987) s'observent dans la zone des « roof pendants » au Nord-Est du batholite (Armengaud, Ferrières), au voisinage du granite de la Fabrié et surtout dans la région de Fumade - la Fédial, où des minéralisations en tungstène ont justifié des recherches minières.

Les skarns de Fumade – la Fédial montrent une organisation en zones : dolomite, dolomite + talc, (dolomite + trémolite), calcite + forstérite + humite, diopside, grenat. La vésuvianite se développe couramment sur le grenat. La scheelite se localise dans la zone du diopside et surtout dans celle du grenat ; elle est soit dispersée, soit regroupée en zones plus grossières. Le diopside se transforme tardivement en trémolite, le grenat en épidote. Les skarns ont des puissances qui peuvent atteindre plusieurs dizaines de mètres.

À Armengaud, les skarns, puissants d'environ 50 cm, se développent en zones depuis les calcaires dolomitiques et les schistes noirs : dolomite + calcite + diopside ± talc, calcite + diopside + vésuvianite (idocrase) ± talc, calcite + diopside + grenat, calcite + grenat.

Les skarns de Ferrières, de puissance métrique, renferment actinote, diopside, phlogopite, grenat et scheelite sans qu'aucune réorganisation zonale ne soit notée.

5.2 Skarns de Ferrières (Fumade ouest)

5.2.1. Localisation

Les skarns de Ferrières sont localisés le long de l'interface entre du granite γ^3 et des schistes noirs k_2b . Je n'ai malheureusement pas trouvé les grenats rouges sombres.

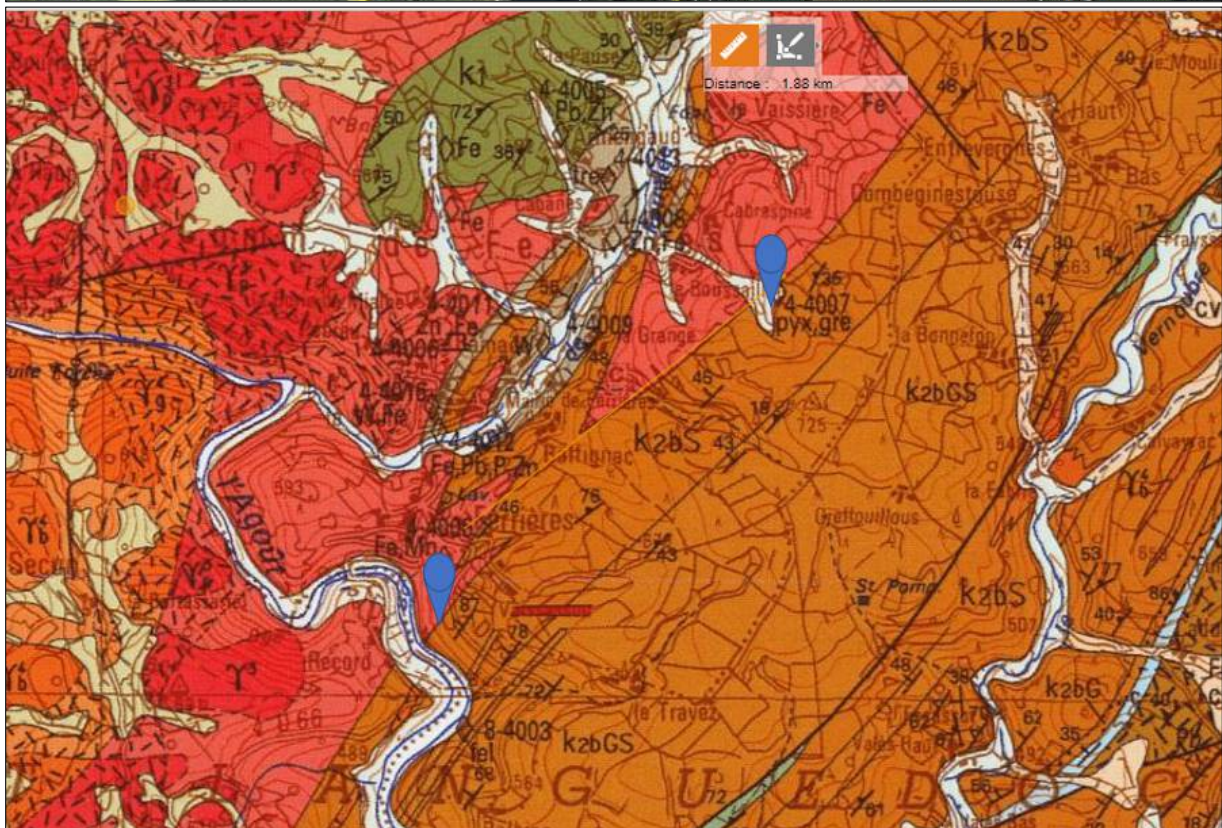
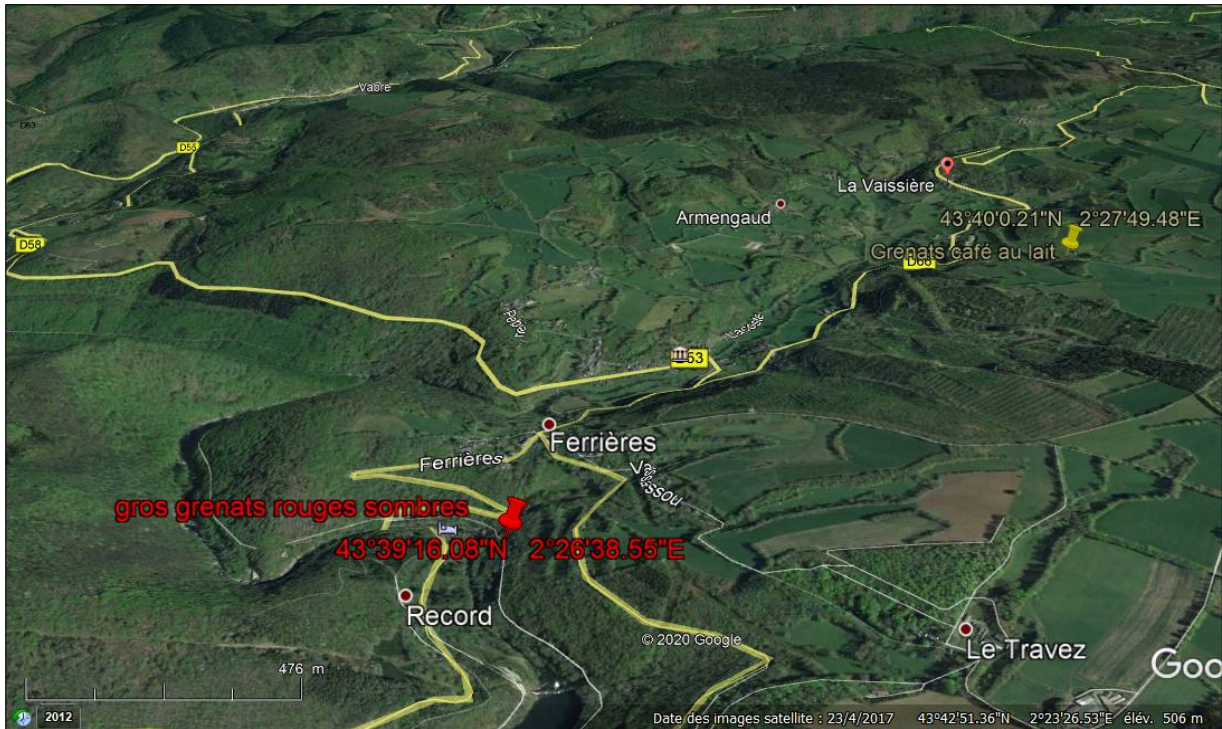


Figure 21 : Tarn : Secteur de Ferrières : Localisation des grenats

5.2.2. Les Grenats

Les grenats sont situés dans la zone d'endoskarn, proche de la formation pélitique noire k2bS. A l'emplacement indiqué pour les grenats café au lait, dans le ruisseau, j'ai pu récupérer quelques blocs de quartz dont la surface présentait des teintes orangeâtre à « café au lait ». Une observation plus attentive de la surface colorée de ces blocs dévoile qu'il s'agit bien de grenats partiellement érodés par le ruisseau. Les blocs se débitent très aisément. Le quartz est venu lors de la dernière phase de formation du skarn. Il a englobé les grenats mais l'interface, très nette, permet une séparation parfaite entre les deux minéraux.

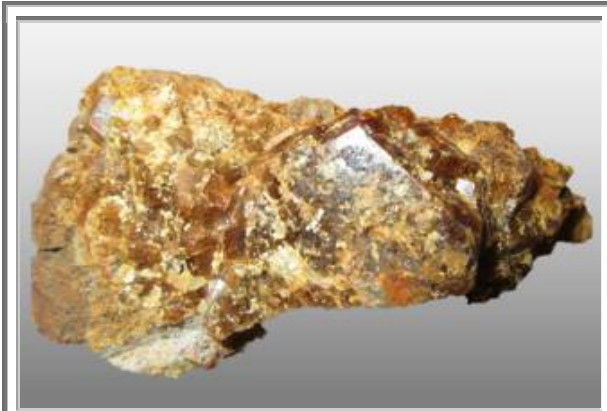
Les grenats sont de forme rhombododécaédrique avec ou sans troncature des arêtes. Les longueurs des arêtes sont très variables de 1 à 40 mm pour mes récoltes personnelles.

La présentation des grenats et quant à elle nettement plus complexe. Il y a des petits grenats gemmes sub centimétriques de couleur jaune à orangé. Les plus gros sont mats, de couleur jaunâtre. Enfin, les plus gros que j'ai trouvé ont un aspect mixte avec une base de cristaux oranges gemmes et des inclusions jaunâtres mates.

5.2.3. Autres minéraux

La carte géologique du site indique la présence de pyroxène. En effet, il est possible de trouver quelques échantillons de salite diopside/hédenbergite sous la forme de prismes de l'ordre du millimètre. Néanmoins, ces pyroxènes ne sont pas abondant, et sans intérêt esthétique.

Des vésuvianites ambre à brune, gemmes, millimétriques, sont également présentes au contact direct des grenats.



**Figure 22 : Tarn : Ferrières : Skarn de Fumade :
Grossulaires et vésuvianites
cristaux jaune orangé gemmes
et cristaux jaunes laiteux (café au lait)**

**cristal jaune orangé avec des larmes café au lait
Cristal arêtes 3 cm
Perso n°1264**



**cristal jaune orangé avec des larmes café au lait
cristal arête 20 mm
Perso n°1265**



**cristaux 5 mm
Perso n°1266**



**avec salite
vue 10 mm
Perso n°1267**



**bloc 90 mm
Perso n°1269**



cristaux 5 mm



cristaux 5 mm



**grenat laiteux opaque
4 mm
Perso n° 1270**



Vésuvianite
15 mm
Perso n°1250



Grenat gemme et vésuvianite
2 mm
Perso n°1249



Grenat et salite
Perso n°1271

5.3 Skarn de Fumade nord

Aucun grenats de récoltés.
uniquement quartz et cacoxénite



Figure 23 : Tarn : Skarn de fumade : Localisation des grenats

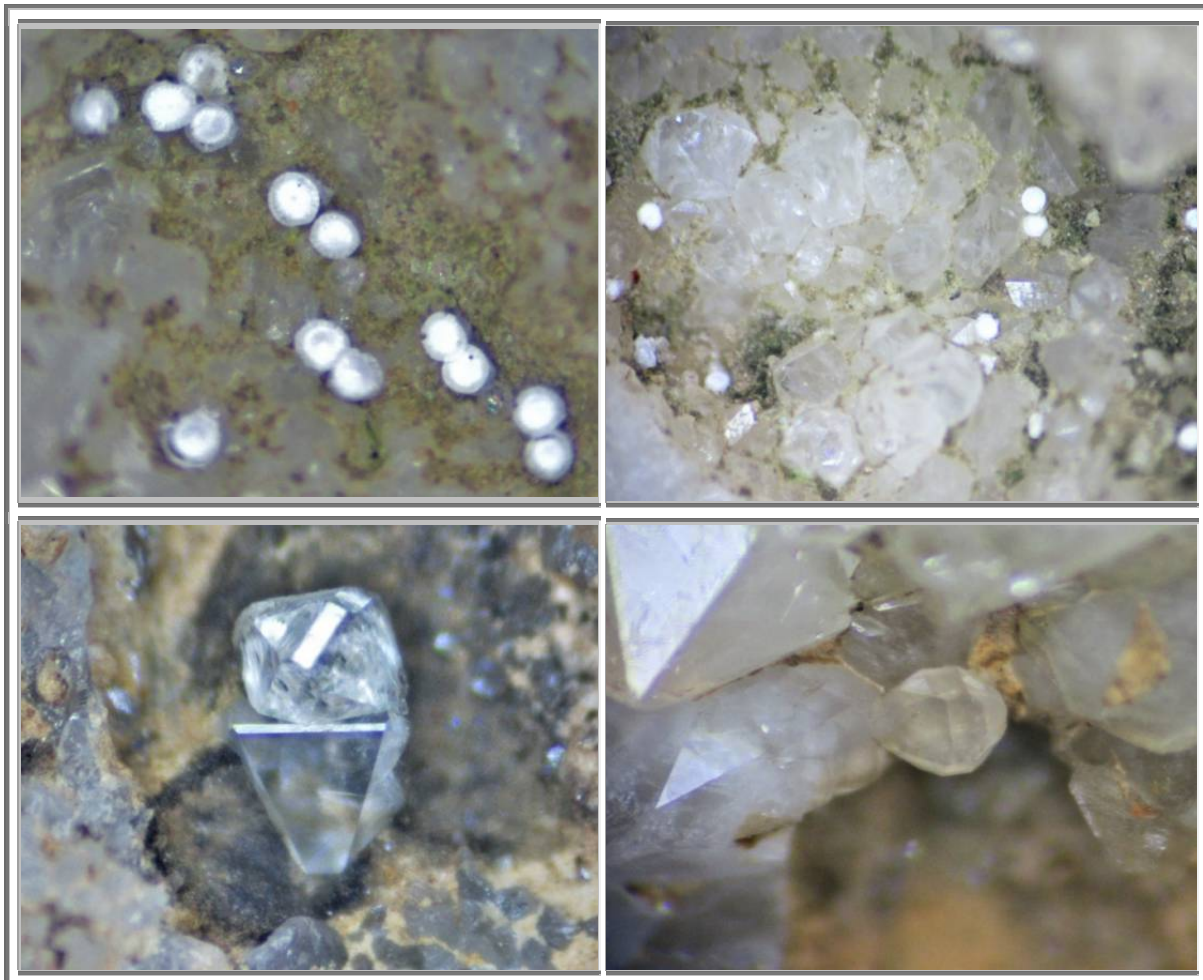


Figure 24 : Tarn : Skarn de Fumade : quartz et cacoxénite



**Figure 25 : Tarn : Skarn de Fumade :
Grossulaires**

**Grossulaire et vésuvianite
Skarn de Fumade, Brassac
3 cm
Coll. et photo : Montroc81**



**Grossulaire et vésuvianite
Skarn de Fumade, Brassac
Coll. et photo : Montroc81**



**Grossulaire et vésuvianite
Skarn de Fumade, Brassac
5 cm
Coll. et photo : Montroc81**

cet échantillon provient d'un micro affleurement qui n'est pas représentatif de tout le secteur. Il s'agit d'un "skarn clair" à grossulaire et idocrase. Les grenats sont bien formés mais totalement noyés dans le quartz, ils sont parfois fissurés et ces fissures sont alors remplies de quartz. Cet échantillon est un des seuls échantillons "géodiques" récolté les "vides" sont rares et le plus souvent il s'agit de cavités sans intérêt (dissolution d'un ancien minéral ?)



**Grossulaire
Skarn de Fumade, Brassac
Coll. et photo : ME262**

6. GRENATS D'ECLOGITE

Dans de nombreux orogènes, les roches métamorphiques à haute pression (HP) telles que l'éclogite se présentent sous forme de lentilles dans le gneiss quartzo feldspathique qui s'équilibrent à des pressions beaucoup plus faibles. L'évolution Pression – Température – temps (P – T – t), c'est-à-dire l'histoire de l'éclogite par rapport au gneiss hôte fournit des informations sur les mécanismes et les délais d'exhumation de la croûte orogénique.

6.1 Pétrologie

Dans le dôme de la Montagne Noire, le metabasalte apparaît principalement sous la forme d'amphibolite. Il peut également se présenter sous la forme de couches et de lentilles d'éclogite (fig. b et c) constituées de grenat + omphacite + quartz + rutile (Demange, 1985; Faure et al., 2014). Une roche contenant grenat + enstatite provenant de l'est du Caroux (Airette) a été interprétée comme une roche «ultramafite du faciès éclogite» à l'origine formée comme un cumulat à partir de magma basaltique (Demange, 1985). Des roches mafiques rétrogrades qui surgissent dans l'est du Caroux, certaines avec du grenat, peuvent être d'anciennes éclogites (Faure et al., 2014). D'autres localités possédant des éclogites se trouvent dans les environs : 3 en région centrale (Le Jounié, Terme de Fourcaric / Peyrambert, Cantausse) et 1 au sud-ouest (Cabardès) (Fig.b).

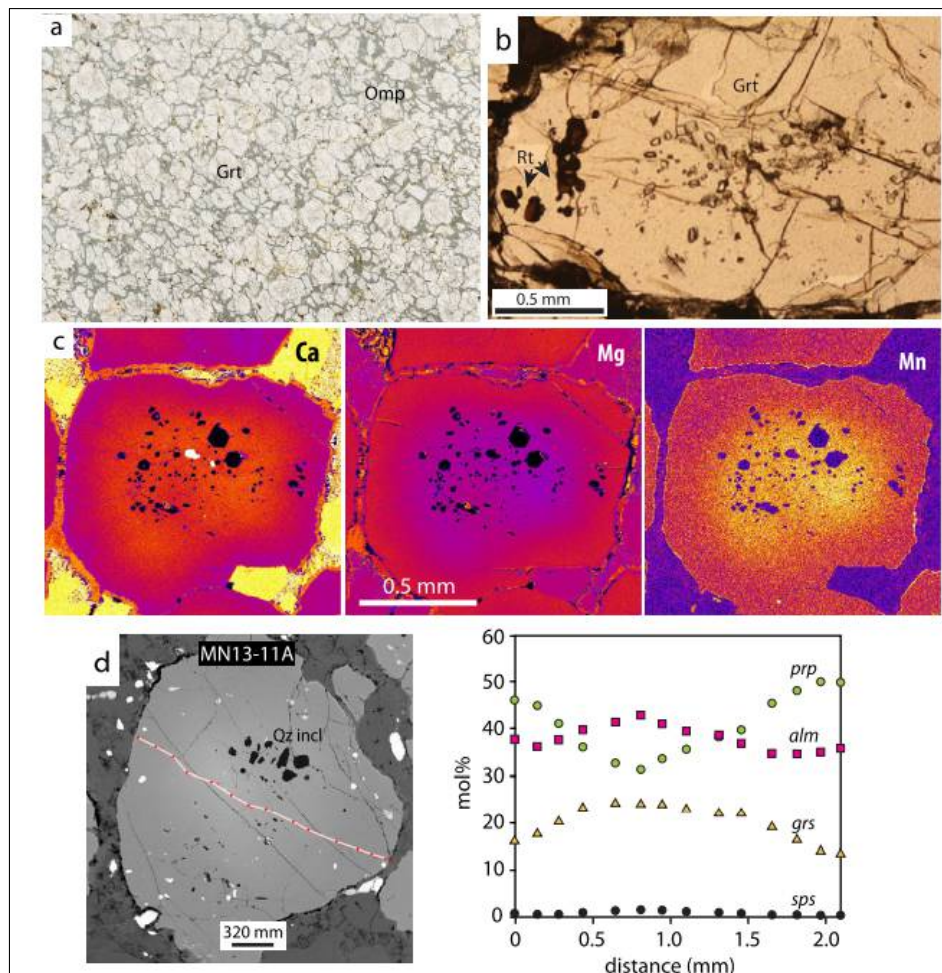


Figure 26 : Tarn : Eclogites : Eclogite des Terme de Fourcaric MN13-11A

- balayage en coupe mince (4 cm de long) montrant le grenat, l'omphacite et une rétrogression mineure (gris = symplectite amphibole – plagioclase);
- Photomicrographie (lumière plane) de grenat avec des inclusions de quartz dans le noyau et des inclusions de rutile près du bord de grenat;
- Cartes des éléments montrant le zonage en Ca, Mg et Mn; (d) Image ESB du grenat avec les compositions d'accompagnement le long de la ligne indiquée sur l'image.

Abréviations minérales: Grt = grenat; Omp = omphacite; Qz = quartz; Rt = rutile. Abréviations des composants: alm= almandine; grs = grossulaire; prp = pyrope; sps = spessartine.

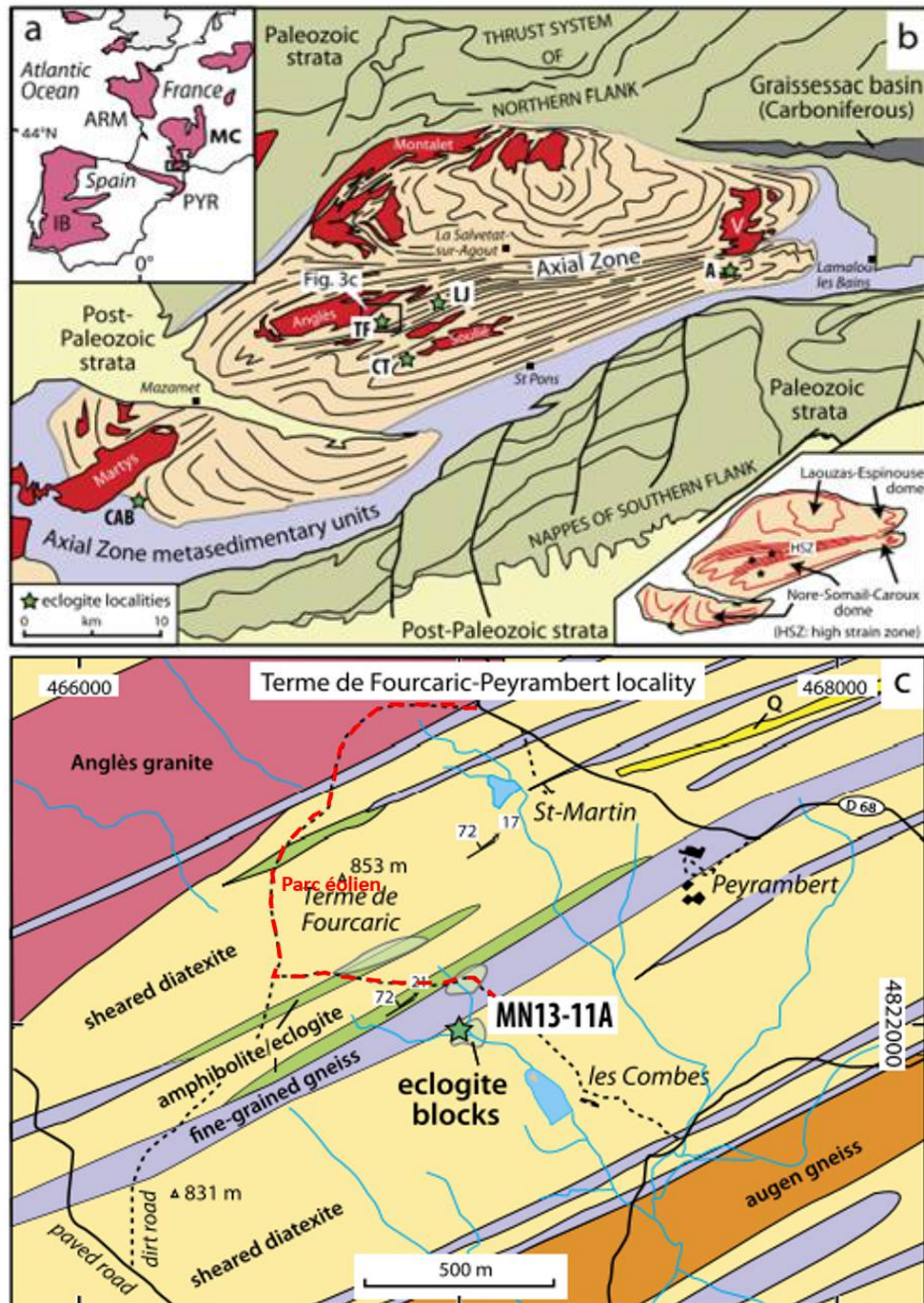


Figure 27 : Tarn : Structures et localisations des éclogites de la Montagne Noire

- Carte de certains massifs varisques d'Europe occidentale: Armorica (ARM), ibérique (IB), le Massif Central (MC) et les Pyrénées (PYR). Le rectangle à l'extrémité sud du Massif Central montre l'emplacement de la Montagne Noire;
- Carte géologique simplifiée de la Montagne Noire (trajectoires de foliation après Rabin et al., 2015, et Roger et al., 2015, pour l'extrémité est du dôme)
- Les emplacements d'éclogite sont représentés, et abrégés comme suit: A = Airette, CAB = Cabardès, CT = Cantausseil, LJ = Le Jounié, TF = Terme de Fourcaric. Les granites anatectiques sont étiquetés (V = Vialais);
- Carte de la région de Terme de Fourcaric / Peyrambert, montrant la localisation de l'éclogite analysé, MN13-11A (d'après Alabouvette et al., 1993; Demange et al., 1996).

Le chemin dessiné en rouge est un chemin d'accès au parc éolien puis après l'intersection devient un chemin forestier, carrossables, ils permettent d'arriver au plus près des zones d'échantillonnages des éclogites. Le site MN13-11A est situé dans un pré électrifié, et nécessite le franchissement d'arbustes, de houx mais on y arrive assez facilement.

L'amphibole, très sombre, semble être du glaucophane.

6.2 Éclogite générale

La Montagne Noire du sud du Massif Central, en France, est une éclogite - dôme de gneiss (migmatite) situé à la transition orogène-avant-pays de la ceinture de Variscan. Il s'agit, là, de la plus jeune éclogite de l'orogène, d'âge similaire à la migmatite et du granite qui a cristallisé dans des conditions de basse pression. Les conditions P – T pour une éclogite exceptionnellement inchangé du centre de la Montagne Noire ont été estimées à l'aide d'une pseudosection complétée par thermométrie grenat – clinopyroxène et Zr-dans-rutile. Les résultats indiquent un pic à P~1,4 GPa et T~725 °C pour des grenats dont la surface est riche en Mg (50 mol% pyrope) + omphacite (36 mol% jadéite) + rutile + quartz. La géochronologie U – Pb (LA-ICP-MS) effectuées sur 16 grains de zircon zonés a donné un âge de ~360 Ma (4 cœurs) et ~315 Ma (12 cœurs et surface).

Les abondances des éléments de terres rares déterminées par LA-ICP-MS pour le zircon daté sont compatibles avec la cristallisation du zircon ~315 Ma dans des conditions stables au grenat et instables au plagioclase que nous interprétons comme indiquant haute pression; en revanche, le cœur en zircon ~360 Ma correspond à une cristallisation sous pression plus faible conditions stables au plagioclase. Basé sur des suites de zonage et d'inclusion grenat, des textures de rutile et du zonage Zr, Résultats P – T et pétrochronologie du zircon, ~315 Ma serait donc l'âge des faciès de l'éclogite métamorphisme qui n'a précédé que légèrement la formation du dôme et la cristallisation à 315–300 Ma.

Cet âge indique que la formation d'éclogite à haute pression et la mise en place du dôme de migmatite à basse pression étaient étroitement espacées dans le temps. Les ingénieurs du BRGM proposent que le transfert de matière entraîné par l'effondrement de l'orogène chaud à l'avant-pays frais a entraîné un épaississement du bord de l'orogène, entraînant un métamorphisme du faciès de l'éclogite de la croûte profonde. Peu de temps après, la croûte partiellement fondue de faible viscosité s'écoulait du plateau vers l'avant-pays, incorporant et exhument l'éclogite. L'histoire P – T – t de l'éclogite de la Montagne Noire montre que certains matériaux du dôme sont remontés de > 40 km de profondeur à des niveaux crustaux peu profonds, probablement en un seul décompression, et que les dômes de migmatite sont donc très efficaces pour exhumer la croûte profonde.

6.3 Éclogite du Jounié

Sur la carte géologique du Tarn, les zones à éclogites apparaissent sous le monogramme η : **Intrusions basiques et intermédiaires-Roches basiques éclogitisées (éclogite du Jounié)**

L'éclogite du Jounié présente une évolution complexe depuis le faciès éclogite jusqu'à un faciès amphibolite compatible avec le degré de métamorphisme de son encaissant:

- l'association primaire est grenat (almandin 40 %, pyrope 29 %, grossulaire 31 %) + omphacite (jadéite 21 %, ferrosilite 9 %, enstatite 31 %, wollastonite 39 %) + quartz + rutile ou ilménite. Les conditions de formation peuvent être estimées à 800 ± 100 °C et 7 à 9,5 kbar;
- Cette association est déstabilisée en kélyphite formée tout d'abord de plagioclase (An 38-42) et diopside; puis de plagioclase et d'amphibole. Plusieurs associations ont été observées : labradorite (An 69-70) + hastingsite magnésienne; oligoclase (An 28-32) + magnésio-hornblende; et bytownite (An 78) + cummingtonite. Plus tardivement, une biotite brune se développe aux dépens de l'amphibole le long de rubans pluricentimétriques conformes à la foliation régionale; l'ilménite et le rutile sont transformés en sphène (alumineux).

Notons enfin que certaines roches basiques (à amphibole + plagioclase + biotite + quartz) de la partie sud de la zone axiale montrent des textures symplectites (amphibole + plagioclase) qui pourraient bien dériver de kélyphite. Cela suggère que les éclogites ont pu être plus fréquentes que les rares indices actuellement connus.

6.4 Éclogite de La Salvetat

En juillet 2017, je suis allé rechercher une éclogite à la Salvetat (34) suivant des coordonnées que j'avais trouvées à l'époque (et que j'ai hélas égarées). Dans un ruisseau, j'ai pu trouver effectivement des nodules d'éclogites (pièce 902 et 907).

La surface est d'un vert jaunâtre, à l'aspect terreux, avec une myriade de grenats qui émergent. L'omphacite semble totalement rétrotransformée. Néanmoins, les grenats ne le sont que très légèrement ; ils ne semblent même pas érodés par leur séjour dans le ruisseau.

La coupe montre que la symplectisation n'est que très légère. L'omphacite est bien nette et d'une teinte vert sombre. La kélyphitisation des grenats n'est que superficielle. Ils sont d'un rouge orangé, de 1 à 3 mm de diamètre, avec une structure anguleuse très marquée.



Figure 28 : Tarn : nodule d'éclogite de La Salvetat, 2017, 160 mm, Perso, n°907
il s'agit bien des surface et coeur de la même pièce. La coupe a été légèrement éclaircie pour bien identifier les grenats.

6.5 Éclogite de terme de Fourcaric

En 2021, je suis donc retourné en Montagne noire, côté Tarn, à l'emplacement exact du gisement du Terme de Fourcaric, pour récolter une éclogite de plus belle qualité. A l'intersection des ruisseaux, j'ai ramassé quelques nodules de 10-15 cm de diamètre dont la surface montre une omphacite de couleur verte et de très nombreux sphérules qui indiquent la présence passée de grenats. Un certain nombre de grenats gemmes, de teinte rose très clair à orange sont encore présents. Ils mesurent typiquement 2 à 5 mm.

La conservation des grenats est excellente, comme indiqué dans la littérature : l'omphacite n'a subi qu'une rétrogression mineure (gris sur la photo : symplectite amphibole – plagioclase).

Après sciage et observation à la binoculaire, j'ai pu faire quelques constatations notables :

- L'éclogite n'est que superficielle, sur 8 à 10 mm environ. Au cœur, subsiste l'amphibolite de couleur bleu sombre.
- L'amphibolite est pauvre en grenat
- Certaines éclogites se sont révélées être constituées de micro barrettes de diopside (3-5 mm de long)

6.5.1. Éclogite

En ce qui concerne l'éclogite de Terme de Fourcaric, car c'est là que l'éclogite paraît la moins altérée, des échantillons ont été prélevés dans des zones à fortes concentrations de blocs d'éclogite (Fig. c), la plupart de plusieurs mètres de diamètre. Les éclogites sont regroupées en bandes allongées qui correspondent aux motifs de la carte géologique (Alabouvette et al., 1993), et le flotteur d'éclogite se trouve également dans un petit ruisseau de 50 cm de large, qui s'écoule à environ 200–250 m de la zone allongée et concentrée de blocs d'éclogite vers une zone marécageuse.

Les données du BRGM fournissent comme teneurs en jadéite (35 à 41 % des pyroxènes) et en pyrope (43 à 49 % des grenat) pour l'éclogite du Terme de Fourcaric, beaucoup plus élevées que celles des autres éclogites connues en Montagne Noire. Elles conduisent à des estimations de pression (minimum) également plus élevées : 11 à 12 kbar pour des températures de l'ordre de 680 à 700°C.

Des chercheurs ont également étudié les éclogites de ce secteur. En effet, la localité des Terme de Fourcaric, à proximité de la ferme de Peyrambert (site d'un échantillon daté par Faure et al., 2014), est nettement moins altérée que les autres éclogites. Elle est constituée d'association grenat + omphacite + rutile + quartz (mineur). L'éclogite étudiée (échantillon MN13-11A), qui est foliée et lignée, est composée de grenat (45% modal), d'omphacite (35%), rutile (4%) avec de la symplectite à amphibole – plagioclase à grains fins (16%). Le quartz se présente sous la forme d'inclusions abondantes dans le grenat, il est plus rare dans la matrice. Le zircon et le rutile sont également présents sous forme d'inclusions dans le grenat, mais aussi dans la matrice, avec de l'apatite textuellement tardive et des pointes d'ilménite en inclusion dans le rutile.

Le grenat est généralement subédrique, de 2 à 5 mm de diamètre et zoné.

La composition du cœur des grenats (correspondant à la région la plus riche en inclusions de quartz) est :

- 43 mol% d'almandin
- 32 mol% pyrope
- 23 mol% grossulaire
- 2 mol% de spessartine

La périphérie (correspondant à la région contenant des inclusions de rutile) est plus riche en pyrope et plus faible en almandine et en composants grossulaires:

- 36% molaire d'almandin,
- 50 mol% de pyrope
- 14 mol% de grossulaire
- 0 % de spessartine,

La matrice de clinopyroxène est constituée d'omphacite et se présente sous la forme de grains tabulaires de ~1–3 mm de long. Certains ont de très minces périphéries ($\leq 100 \mu\text{m}$) riches en diopside, mais sinon la teneur en jadéite de la partie omphacitique des grains est assez homogène, ~35–36 mol%.

Le rutile se présente sous trois habitus différents : inclusions dans l'omphacite et dans la région proche du bord des grenats (généralement arrondis et dans certains cas en grappes dans les grenats), des grains de matrice en blocs qui ont des joints de grains droits avec l'omphacite et encore, des grains plus irréguliers et allongés (généralement avec de l'apatite, de l'ilménite et du zircon) le long des joints de grains. Le rutile contient généralement des lamelles et des plaques d'ilménite.

6.5.2. Amphibolite

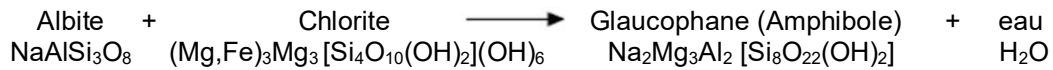
Nous voici devant un paradoxe. La pression isostatique, c'est-à-dire la pression subie par les nodules agit de la surface vers le cœur. Il est donc étrange que la pression la plus élevée, requise pour passer du domaine des amphibolites à celui des éclogites ne conduisent qu'à une éclogitisation superficielle de la roche.

D'autres phénomènes doivent avoir été mis en jeu.

Si l'on observe les nodules, on s'aperçoit qu'ils ne sont pas homogènes, qu'il y a non seulement un dégradé d'éclogitisation et que la concentration en grenats suit le même dégradé, avec un maximum de grenats dans l'éclogite et que cette concentration décroît alors que l'on s'éloigne de la zone éclogitisée.

Il s'agit peut-être d'une limitation de l'éclogitisation due à la diffusion des éléments de l'albite dans le nodule, ou plus encore par un manque d'albite pour permettre la réaction minéralogique.

Lorsque l'éclogitisation intervient, les conditions deviennent telles que les minéraux présents commencent à se déshydrater. Les principales réactions qui interviennent sont :



Réaction du passage des conditions du faciès schistes bleus au faciès éclogites



Si c'est bien ce mécanisme qui est mis en jeu, dans les éclogites du terme de Fourcaric, il est donc nécessaire d'avoir un excès d'albite pour que la seconde réaction puisse intervenir.

La présence d'éclogite le long des fissures à l'intérieur des nodules appuie la théorie de la limitation de la formation d'éclogite par le manque d'albite. En effet, l'albite présent en début de réaction a permis la seconde réaction.

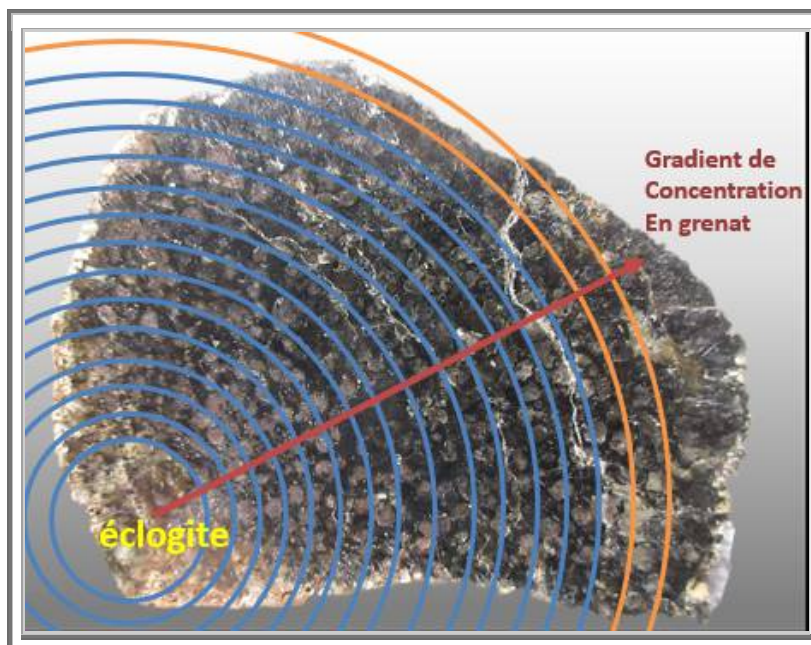


Figure 29 : Tarn : Eclogite-Amphibolite : Gradient de concentration en grenat
Eclogite de Terme de Fourcaric, 80 mm, Perso n° 1256 et 1257

Si la diffusion de l'albite est bien l'élément principal sur la cristallisation des grenats, elle doit répondre à la loi de Fick :

$$\vec{J}_{albite\ p,\mathcal{T}} = -D_{albite} \left(\vec{grad\ C_{albite}} \right)_{p,\mathcal{T}}$$

A la vue de différentes coupes effectuées sur plusieurs échantillons, dont l'un est présenté ici, il apparaît une symétrie sphérique : la concentration en grenat ne dépend que de la distance à l'éclogite. La concentration en grenats décroît lorsque l'on s'éloigne de l'éclogite. Les équidistances représentées en orange montre une augmentation en grenat, car il y a apport d'albite de l'éclogite de la surface opposée.

D'après la symétrie sphérique du mécanisme ; le seul paramètre ayant une incidence sur la concentration en albite est le rayon r , d'où

$$\vec{J}_{albite_{P,T}} = -D_{albite} \left(\frac{\partial [albite]}{\partial r} \right)_{P,T}$$

De plus, la concentration en albite est égale à la concentration en grenat, puisque l'albite se transforme en grenat. On obtient donc sur le rayon à partir de l'éclogite.

$$J_{albite_{P,T}} = -D_{albite} \left(\frac{\partial [grenat]}{\partial r} \right)_{P,T}$$

Si l'on considère les cercles concentriques centrés sur un point de l'interface éclogite/amphibole, avec une distance dr entre deux cercles et que l'on mesure les distance entre deux grenats sur ces cercles, on obtient

$$J_{albite_{P,T}} dr = -D_{albite} dN_{grenat}$$

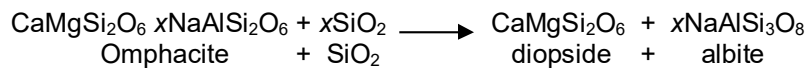
Il semblerait que le nombre de grenats soit proportionnel à la distance :

$$N_{grenat} = - J_{albite_{P,T}} / D_{albite} R$$

6.5.3. Diopside

Dans ces éclogites de Terme de Fourcaric, la surface de certains nodules ne présentent pas d'omphacite, mais bel et bien de petits prismes de quelques dixièmes de millimètres de diopside. En effet, un exemple bien connu de symplectite consiste en une omphacite partiellement décomposée en association de Cpx diopsidique et d'albite (cf. livre 1 – paragraphe « Déstabilisation des grenats »).

En termes de chimie brute, puisque l'omphacite ne peut fournir à elle seule, la silice nécessaire à la formation de l'albite, il est évident que la réaction de formation de la symplectite n'est pas isochimique et a impliqué le transfert significatif de matériau depuis l'environnant. Une expression possible de la réaction est :



où SiO_2 représente un composant en migration.

L'absence totale de grenat indique que l'une des sources de cette silice est, au moins, le grenat, il se produit donc la réaction :



soit le bilan minéralogique :



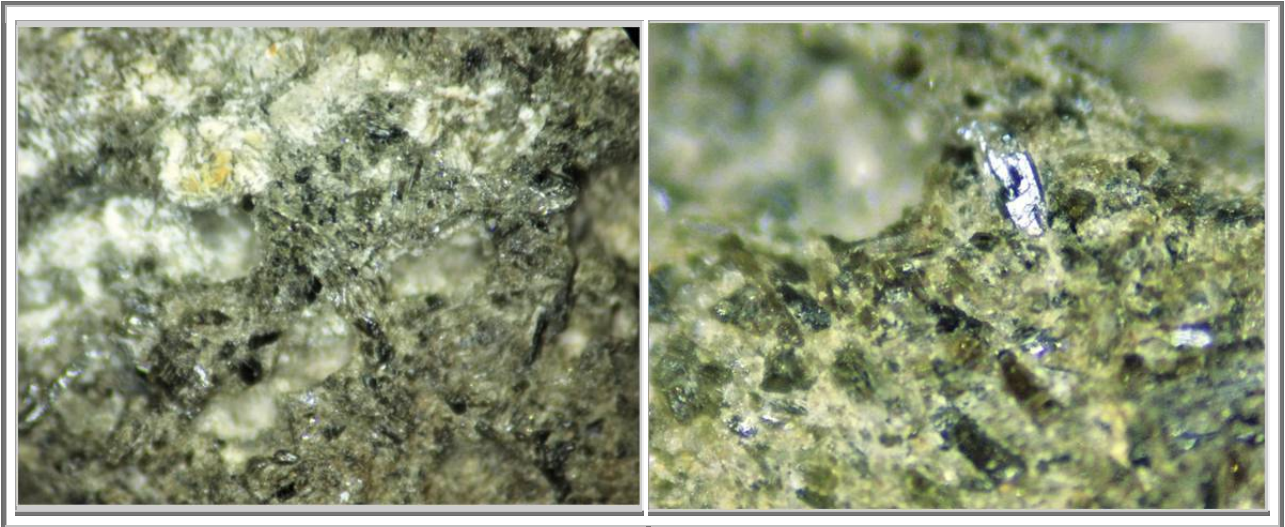


Figure 30 : Tarn : Surface de diopside, Eclogite de Terme de Fourcaric, Perso n° 1256 et 1257



Figure 31 : Tarn : Cœur de nodule de Terme de Fourcaric, diopside, Absence de grenats, 70 mm, Perso n° 1257

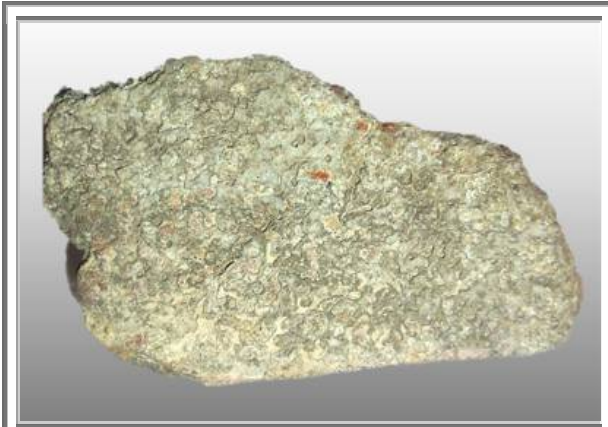


Figure 32 : Tarn : Montagne noire : Tranches d'éclogite

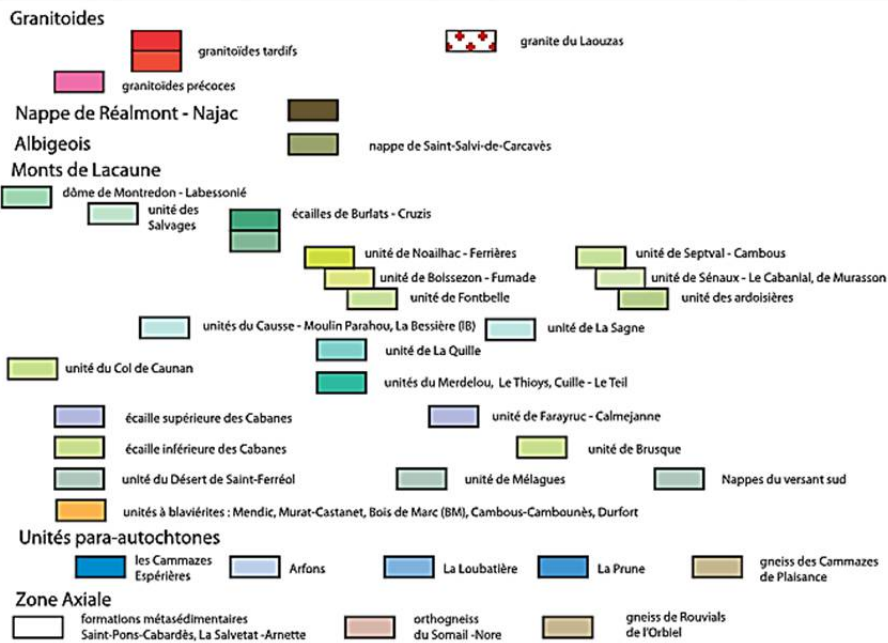
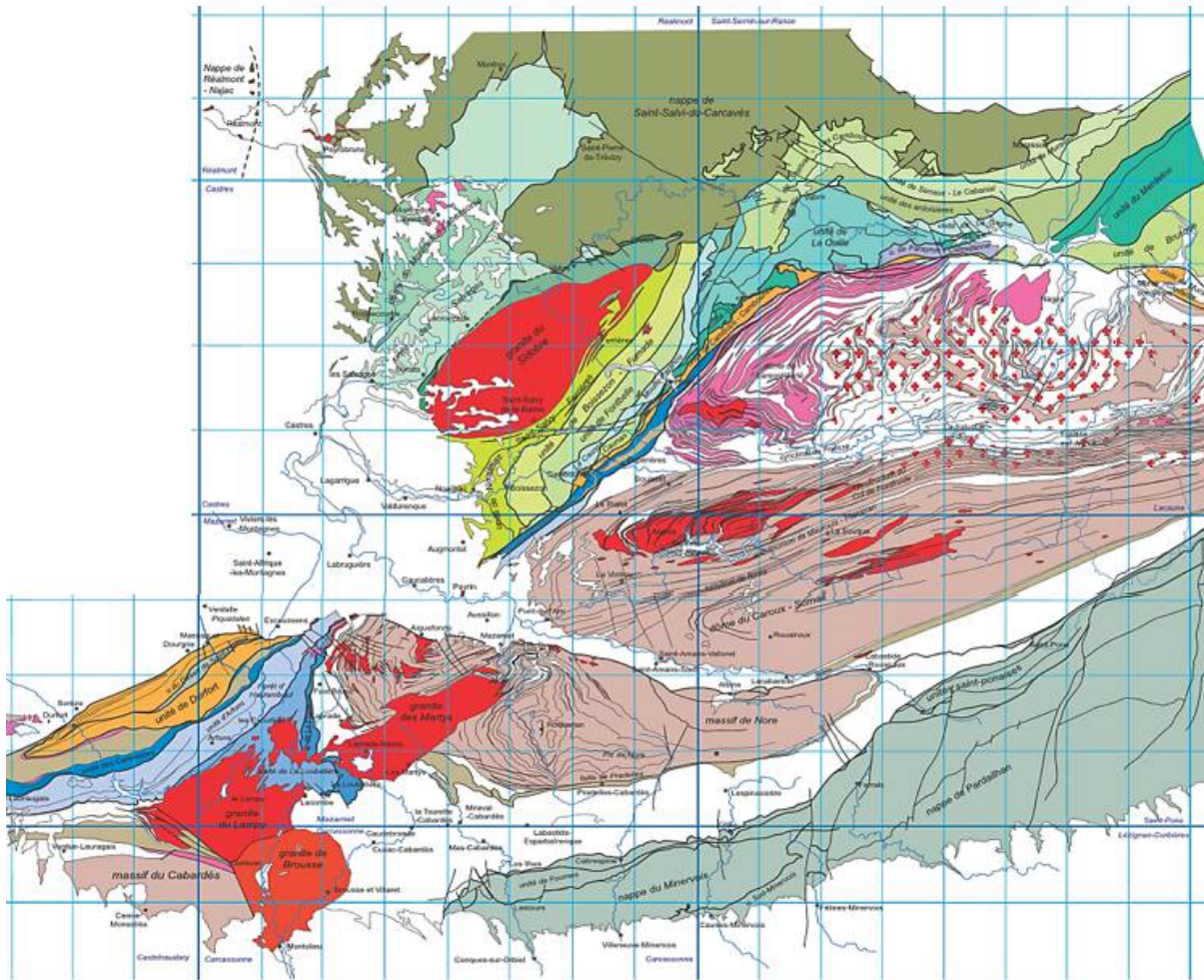


**Terme de Fourcaric
Montagne Noire
vue 2 cm
Perso, n°1258**



**La Salvetat (34) mais même origine géologique
Montagne Noire
deux faces
10 cm
Perso, n°902**





Légende du schéma structural

Figure 33 : Tarn : Identification et localisation des différentes unités (BRGM)

REFERENCES TARN

- (1) Henri ARSANDAUX, Sur quelques minéraux des environs de Brassac (Tarn). In: Bulletin de la Société française de Minéralogie, volume 24, 8, 1901. pp. 428-432;
- (2) I. O. GALUSKINA, E. V. GALUSKIN; K. PRUSIK; V. M. GAZEEV, N. N. PERTSEV; P. DZIERZANOWSKI, Irinarassite $\text{Ca}_3\text{Sn}_2\text{SiAl}_2\text{O}_{12}$ – new garnet from the Upper Chegem Caldera, Northern Caucasus, Kabardino-Balkaria, Russia, Mineralogical Magazine (2013) 77 (6): 2857–286
- (3) Laurent Gayraud, Robert RIVIERE, Victor DUARTE, Philippe REMY et le CMMC, Sur les traces d'Alfred Lacroix du côté de Castelnau-de-Brassac (Tarn), Le Cahier des Micromonteurs, 115, 6-17, (2012).
- (4) Donna L. WHITNEY, Françoise ROGER, Christian TEYSSIER, Patrice F. REY, J.-P. RESPAUD, Syn-collapse eclogite metamorphism and exhumation of deep crust in a migmatite dome: The P–T–t record of the youngest Variscan eclogite (Montagne Noire, French Massif Central)