



LE GRENAT

Genèse d'un minéral

Alain ABREAL
Docteur en Matériaux
Géologue amateur

Livre 11 - Métamorphisme de subduction

1. LES ECLOGITES

La subduction de l'océan du Massif central, phase précoce de l'orogénèse hercynienne, à la fin du silurien (-420 Ma à -360 Ma), a provoqué l'éclogitisation de roches continentales (complexe de Champtoceaux (44)) ou, le plus fréquemment de roches basiques provenant du manteau lithosphérique de cet océan (île de Groix (56), Vendée (St Philbert de Bouaine (85) et St Philbert de Granlieu (44), jusque dans le Limousin).

Depuis l'érosion de la région, il est possible d'observer des affleurements d'éclogites et d'y observer bon nombre de grenats puisque, par définition, l'éclogitisation est une phase de formation de grenats. Les éclogites sont en effet principalement constituées de :

- grenats roses
- auréoles vert-foncée autour des grenats d'amphibole formée lors de la phase rétrograde du métamorphisme avec diminution de la pression
- disthène bleu, souvent remplacé par des plaques blanches à roses de symplectite à anorthite et spinelle
- matrice d'omphacite verte

1.1 Définitions

Le terme « **éclogite** » a été défini par l'abbé Haüy en 1822 à partir du mot grec *eklogé*= « *sélection* », à cause de la sélection des minéraux qui la constituent. Pour anecdote, sa stèle a été fabriquée en éclogite.

Aujourd'hui, la définition du terme éclogite selon le SCMR (Subcommission on the Systematics of Metamorphic Rocks (SCMR) branche de l' IUGS Commission on the Systematics in Petrology (CSP).) est la suivante :

Eclogite : roche métamorphique, exempte de plagioclase, composée d'au moins 75 % vol. d'omphacite et de grenats, tous deux faisant partie des constituants majoritaires (> 5% vol, mais aucun n'excédant 75% du volume).

Dans cette définition, l'omphacite est définie par le sous-comité IMA pour la nomenclature des pyroxènes (Morimoto et al. 1988, Fleischer & Mandarino, 1991, Carswell 1990). Elle est basée sur la composition, qui peut être plus ou moins identifiée sur site, par sa couleur.

NOTA

L'omphacite est un pyroxène de composition complexe, intermédiaire entre les deux pôles limites diopside et jadéite et l'augite :

- diopside : clinopyroxène calco-magnésien $\text{Ca Mg Si}_2\text{O}_6$
- jadéite : orthopyroxène sodique : $\text{Na Al Si}_2\text{O}_6$
- augite : $(\text{Ca, Na}) (\text{Fe, Al}) \text{Si}_2\text{O}_6$

Sa couleur varie du vert sombre au vert clair, voire au jaune.

Toutefois, cette définition ne me convient pas car elle ne fait nullement référence aux conditions et au processus de formation des éclogites. Les éclogites sont des roches de type HP-HT, anhydres, qui se sont formées dans la couche inférieure de la croûte terrestre. Lors de la subduction, les roches basaltiques des croûtes océaniques se transforment en amphibolite qui, après enfouissement plus profond et élimination de l'eau avec fusion partielle donnent à leur tour des éclogites.

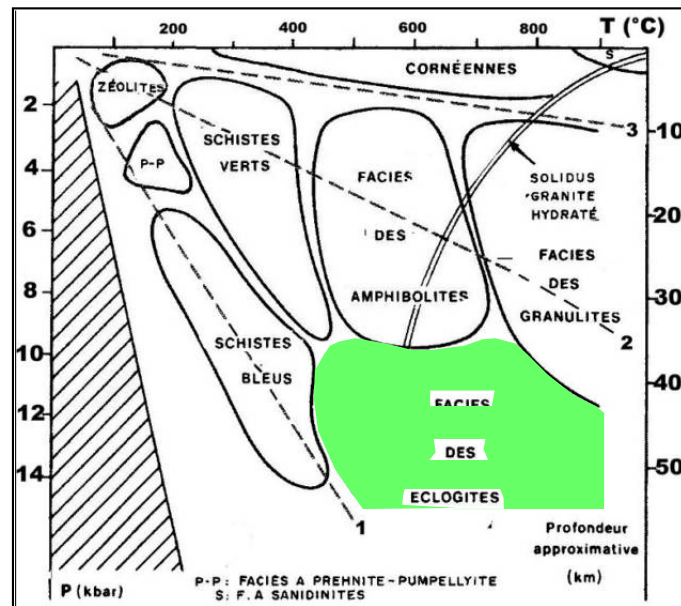


Figure 1 : Éclogites : Faciès de pression-température des roches métamorphiques du faciès HT-HP des éclogites d'après Eskola

En outre Eskola, lorsqu'il a défini les faciès de conditions de métamorphisme, il a retenu un faciès spécifique des éclogites correspondant aux conditions de formation et de stabilité de ces éclogites : HP-HT.

D'ailleurs, par extension linguistique, on assimile souvent le terme d'« éclogite » non plus seulement aux roches basiques définies précédemment, mais aussi pour des roches formées sous les conditions physiques du faciès des éclogites, notamment des roches acides constituées de grenat + phengite + talc.

1.2 Nature

Voici les 4 variétés d'éclogites définies par Godard (1988) dont la thèse est la référence en matière d'éclogite de la région sud Armorique avec les travaux de Michel Ballèvre.

- Éclogite A à disthène, riche en magnésium et sans quartz :

La matrice de clinopyroxène (Cpx) vert-clair de cette variété est ponctuée de cristaux de grenat rose dont la taille peut atteindre plusieurs centimètres.

Le disthène, la zoïsite et l'amphibole syn-éclogite faiblement colorée sont aussi abondants. Les deux gisements principaux de cette belle roche sont La Compointrie, découvert par Baret en 1900 et Saint-Denis-la-Chevasse en carrière abandonnée. Des blocs erratiques sont aussi connus dans d'autres petits gisements.

- Éclogite B à disthène, pauvre en quartz :

Elle apparaît associée au faciès précédent.

Elle était abondante dans l'ancienne carrière de Pied-Pain (sud-ouest de Saint-Philbert-de-Grand-Lieu) et des niveaux métriques existent dans la carrière de la Gerbaudière.

Ses caractéristiques pétrologiques sont intermédiaires entre l'éclogite A et l'éclogite C.

- Éclogite C à quartz :

C'est la variété la plus abondante constituant 95% du volume total des éclogites.

Les meilleurs gisements en sont les deux carrières de la Gerbaudière à Saint-Philbert-de-Bouaine. La roche renferme des cristaux de grenat, généralement subautomorphes dont la taille moyenne est de l'ordre de 4 à 5 millimètres, inclus dans une matrice foliée consistant en quartz et en omphacite. Des faciès sombres à amphiboles syn-éclogites dessinent un litage parallèle à la foliation syn-éclogite. Zoïsite, clinozoïsite, rutile, ilménite, sulfures et calcite sont les minéraux accessoires.

- Éclogite D ferro-titanées à quartz

L'omphacite y est inhabituellement d'un vert sombre et le grenat est rouge brillant. Ces teintes sont dues à une haute teneur en fer. De plus, la teneur en rutile atteint facilement 4% du volume de la roche. Ce faciès occupe 2 à 3% des éclogites de Vendée. Les affleurements principaux se trouvent près de Roche servière et de Boulogne.

1.3 Pétrologie et gisements

Les grenats des éclogites renferment des proportions variables d'almandin ($\text{Fe}_3\text{Al}_2(\text{SiO}_4)_3$), de pyrope ($\text{Mg}_3\text{Al}_2(\text{SiO}_4)_3$) et de grossulaire ($\text{Ca}_3\text{Al}_2(\text{SiO}_4)_3$), sous forme de solutions solides; la quantité de grossulaire y est toujours inférieure à 50 %mol.

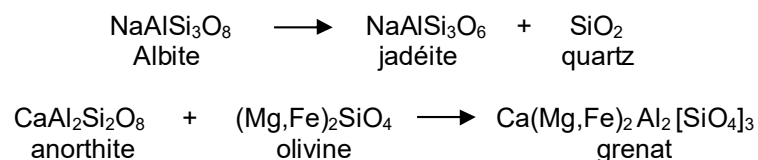
Le clinopyroxène, nommé omphacite, est aussi une solution solide formée de diopside ($\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$) et de jadéite ($\text{NaAlSi}_2\text{O}_6$) en proportions variables; il s'y ajoute parfois de l'acmite ($\text{NaFe}^{3+}\text{Si}_2\text{O}_6$). Le rutile (TiO_2), parfois le quartz (SiO_2) et la magnétite (Fe_3O_4) sont accessoires.

Certaines éclogites renferment en outre: disthène, zoïsite, amphiboles, mica sodique, olivine ou enstatite (cf. ci-avant).

Les éclogites apparaissent dans deux types de gisements distincts: en enclave (xénolithes) dans des roches magmatiques basiques ou ultrabasiques (basaltes, kimberlites, certaines péridotites); en lentilles métriques ou hectométriques, groupées en essaims dans les séries métamorphiques formées de gneiss, de migmatites ou de micaschistes. Ces séries appartiennent à divers faciès minéralogiques (granulites, amphibolites, amphibolites à épidote, schistes à glaucophane), ainsi qu'à différents types de métamorphisme allant du type à glaucophane-jadéite jusqu'au type à disthène; mais on ne connaît pas d'éclogites dans les séries métamorphiques à andalousite.

1.4 Conditions de formation

Les phénomènes d'«éclogitisation» de gabbros à olivine, décrits dans certaines séries catazonales et même dans les séries épizonales, montrent la formation d'éclogites suivant un processus métamorphique. Ce processus aboutit à la transformation isochimique partielle des roches basiques en éclogite. L'olivine du gabbro est entourée d'une couronne de réaction formée de grenat et d'omphacite. D'une manière schématique, les réactions mises en jeu sont:



Dans certains gabbros à olivine, l'absence de quartz a comme conséquence l'éclogitisation préférentielle de ces roches. En effet, en l'absence de quartz, le domaine de stabilité de la jadéite est étendu vers des pressions plus faibles (ou des températures plus fortes).

La transformation isochimique d'un gabbro en éclogite élève la densité de la roche de 3,0 à 3,5. Cela suggère que les éclogites ont pris naissance sous de fortes pressions, ce que confirment encore diverses observations: le silicate d'alumine stable est toujours le disthène, polymorphe de haute pression; le clinopyroxène peut être largement substitué par la jadéite (jusqu'à 60 moles p. 100) et le grenat est souvent riche en pyrope, substitutions que favorise la pression; les éclogites n'existent pas dans les séries métamorphiques à andalousite formées à basse pression; enfin, des éclogites xénolithiques renferment du diamant en inclusions dans leurs minéraux. Aussi, Eskola, dans sa classification des roches métamorphiques en faciès minéralogiques, considérait-il les éclogites comme les seuls représentants d'un «faciès des éclogites» défini par des pressions et des températures élevées. Actuellement, s'il est admis qu'une pression minimale est nécessaire pour l'apparition d'éclogites ($P = 5.10^5$ kPa), il est démontré que ces roches se forment dans un domaine très large de températures et de pressions qui correspond, en fait, à plusieurs faciès minéralogiques.

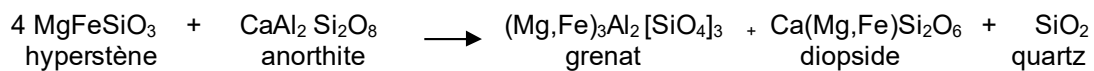
En outre, la pression de l'eau $P_{\text{H}_2\text{O}}$ était très faible dans les éclogites, qui sont des milieux peu hydratés ou «à sec». À côté des éclogites, des roches de composition chimique variée sont maintenant connues dans le faciès des éclogites *stricto sensu*.

La composition des grenats permet de classer les éclogites en trois groupes:

- le groupe A comprend les éclogites xénolithiques, dont les grenats renferment en moyenne 70 mol% de pyrope;
- le groupe B rassemble les éclogites liées aux gneiss du faciès des granulites et des amphibolites, où la teneur moyenne en pyrope du grenat est de 44 mol%;
- le groupe C inclut les éclogites épizonales du faciès des schistes verts et des schistes à glaucophane, dont les grenats sont plutôt pauvres en pyrope (10 mol%).

Dans la mesure où ces roches ont des compositions chimiques analogues, ces variations traduisent des différences dans les conditions physiques de leur formation. De telles considérations et les données pétrographiques (éclogitisation) laissent à penser que les éclogites épizonales ont pu se former à basse température (450-500 °C) et à pression comprise entre $8 \cdot 10^5$ et 10^6 kPa, dans les conditions du faciès des schistes à glaucophane.

Parmi les éclogites du groupe B, certaines éclogites catazonales se sont formées à plus haute température (650 °C) et à plus forte pression, dans le faciès des granulites de haute pression; quant aux éclogites du groupe A, on admet qu'elles se sont formées à très forte pression ($P = 2 \cdot 10^6$ kPa) et à température très élevée. Ainsi, les éclogites à diamant proviendraient, non plus de la croûte, mais du manteau supérieur. Cependant, des éclogites, en particulier des éclogites à quartz, ont pris naissance à la base de la croûte, dans des conditions telles que l'association caractéristique du faciès des granulites est devenue instable pour les roches basiques saturées en silice suivant la réaction:



Ce sont ces éclogites et les éclogites subcrustales qui permettent de définir un faciès des éclogites caractérisé par l'instabilité du plagioclase. Ces dernières, connues sous forme de xénolithes, pourraient être des roches d'origine magmatique formées par différenciation ou fusion partielle à partir des péridotites à grenat qui constituent essentiellement le manteau supérieur.

Quant à l'origine des éclogites crustales, elle peut être expliquée par un modèle géodynamique de la tectonique des plaques qui rend compte des fortes pressions nécessaires à leur apparition. Les limites des plaques convergentes sont les lieux où est consommée la lithosphère à croûte océanique le long d'un plan de subduction, par enfoncement de cette dernière, la plaque «subductée» pouvant atteindre une profondeur de 700 kilomètres. Dans ces conditions, les basaltes océaniques sont progressivement métamorphisés au cours de l'enfoncement d'abord en amphibolite, puis en éclogite. Dans le modèle de Ringwood (1974), c'est la fusion de ces éclogites entre 100 et 150 kilomètres de profondeur qui serait à l'origine des magmas calco-alcalins dont l'abondance caractérise les zones orogéniques en compression. L'utilisation de géothermomètres (partage du fer et du magnésium entre le grenat et le clinopyroxène) et de géobaromètres (teneur en constituant jadéite des omphacites) permet une estimation des températures et des pressions lors de la formation des éclogites crustales: ainsi pour les éclogites de Norvège, 750 °C et une pression maximale de $18 \cdot 10^5$ kPa; pour certaines éclogites alpines, de 530 °C à 800 °C et de 13 à $2 \cdot 10^6$ kPa. Ces résultats sont en accord avec les profondeurs atteintes lors de la subduction.

Les éclogites subissent souvent des phénomènes de rétro-morphose; «à sec», on observe une couronne de diopside + plagioclase (symplectite) autour de l'omphacite et une association orthopyroxène + plagioclase = spinelle autour du grenat, ce dernier pouvant présenter une zonation inverse. Cette rétro-morphose traduit le passage des conditions du faciès des éclogites à celles du faciès des granulites, par décroissance de la pression, liée au soulèvement adiabatique du bâti. En présence d'eau, les éclogites sont transformées en amphibolites à grenat ou en prasinites.

2. LA SUBDUCTION

L'une des phases critiques du cycle de Wilson, qui schématise le processus de divergence océanique est la subduction.

Suite à l'expansion océanique, la plaque océanique a tendance à se refroidir et à se densifier lors des phases de serpentinisation.

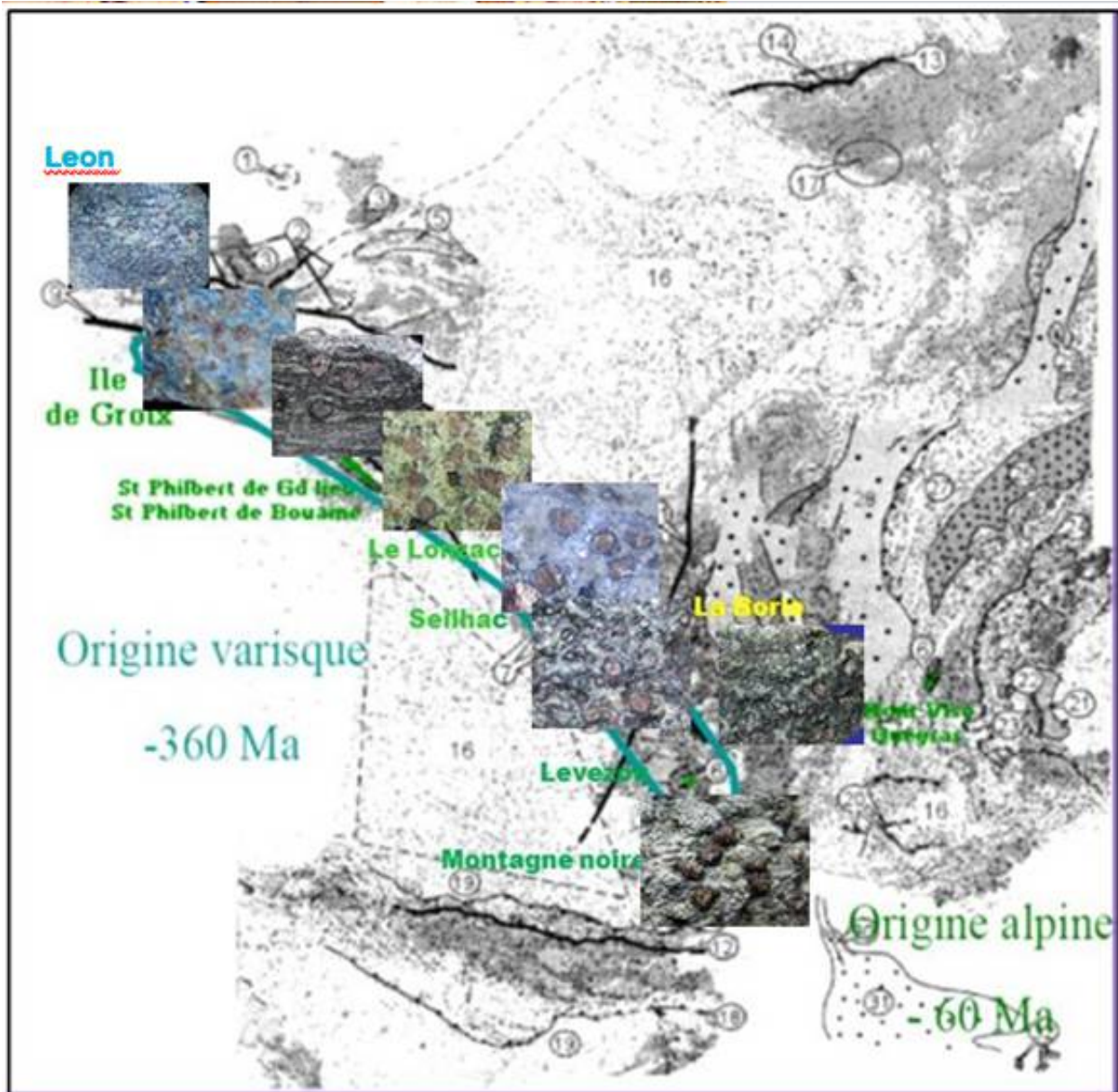


Figure 2 : Eclogites : Marquage 6 en vert : Affleurements d'anciennes zones de subduction en France

2.1 Les zones de subduction en France

Les principales zones de subduction affleurante en France sont au nombre de 8 :

- origine pré varisque (ou hercynienne)
 - ile de Groix (56) avec une subduction dans les conditions PT des schistes bleus
 - le complexe de Champtoceaux (44) (le Cellier) au nord-est de Nantes, qui est une subduction de plaque continentale avec formation d'éclogites à petits grenats
 - Le complexe des Essarts (44 et 85) au sud de Nantes avec formation des éclogites renommées des deux St Philbert, de Grand Lieu et de Bouaine

- Enclaves du Limousin
- Lézou, Rouergue
- origine pré alpine
- Mont Viso dans le massif du Queyras avec formation d'éclogites
- Autres
- Haut-Allier, La Borie (43)
- Faille des Cévennes : La Montagne noire Salvetat (34) – Tam(81)

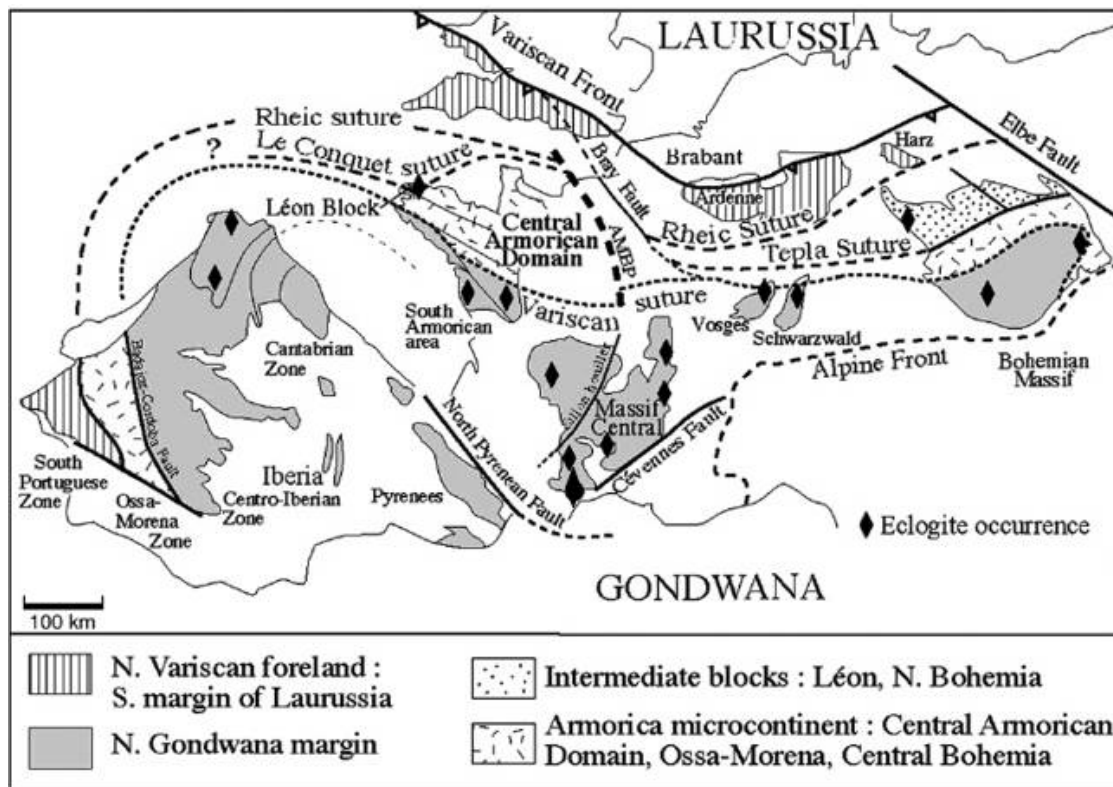


Figure 3 : Eclogites : Occurrences et failles de subduction

2.2 La croûte terrestre

La croûte terrestre est constituée de deux composants la croûte terrestre et la croûte océanique.

	Croûte terrestre	Croûte océanique
Représentation	Continents et leurs plateaux continentaux	Fonds des océans
Epaisseur	30 km en moyenne Mais avec de fortes disparités de 15 à 80 km (en fonction du relief et selon le modèle d'Airy)	5 à 7 km en moyenne
Composition	Roches granitiques à dioritiques – roches métamorphiques (gneiss) Placage de gabbro au contact du Moho	Basaltes pauvres en silice gabbros
Densité	2,7 à 2,8	3 à 3,3
Age	Jusqu'à 3,8 Ga	Jusqu'à 220 Ma

Table 1 : Eclogites : Comparatif des propriétés entre les croûtes terrestres et océaniques

2.3 Mécanisme de subduction

2.3.1 Déclenchement

La croûte océanique se forme le long des dorsales médio-océaniques sous la forme d'ophiolites, principalement constituées de basaltes et de gabbros après cristallisation des minéraux les composant, plagioclase, pyroxène, olivine et biotite principalement.

Puis, la croûte se déplace, repoussant les continents : c'est le processus **d'expansion océanique**. Au cours de cette expansion, l'épaisseur de la lithosphère océanique, constituée de cette croûte et de la partie du manteau qui lui est subordonnée, évolue au cours du temps. En s'éloignant du point chaud sous-jacent à la dorsale, la lithosphère océanique se refroidit, et son épaisseur augmente selon une cinétique proportionnelle à la racine carré du temps.

La vitesse de variation de l'épaisseur de cette lithosphère, en fonction de l'âge de cette croûte peut être exprimée par la loi empirique :

$$\Delta E_{lo} = 9 - 9,5 (Age_{lo})^{0,5}$$

Où l_o : lithosphère océanique
 E_{lo} : Epaisseur de la lithosphère océanique en km
 Age_{lo} : Age de la lithosphère océanique en Ma

Considérons que la formation de la croûte océanique est instantanée et que son épaisseur est constante, ce qui est parfaitement valable à l'échelle géologique.

soient

E_{co} : Epaisseur de la croûte océanique = 6 km
 d_{co} : densité de la croûte océanique = 2,85
 d_{Mi} : densité du manteau = 3,3

Pour un coefficient moyen de vitesse d'épaississement de 9,2 :

$$E_{lo} = E_{co} + E_{Mi} = 6 + 9,2 \times (Age_{lo})^{0,5}$$

la densité de la lithosphère océanique vaut alors :

$$d_{lo} = \frac{E_{co} \times d_{co} + E_{Mi} \times d_{Mi}}{E_{co} + E_{Mi}}$$

$$d_{lo} = \frac{6 \times 2,85 + 9,2 \times (Age_{lo})^{0,5} \times 3,3}{6 + 9,2 \times (Age_{lo})^{0,5}}$$

L'observation de la courbe précédente montre que la densité de la lithosphère atteint puis dépasse la valeur de la densité de l'asthénosphère vers un âge de 30 Ma environ. A cette date, la lithosphère peut commencer à s'enfoncer dans l'asthénosphère, sous l'effet de son propre poids.

Toutefois, les observations indiquent plutôt des débuts de subduction aux alentours de 50-70 Ma. Certains géologues avancent comme explication à ce retard, les liens de cohésion qu'il y a entre la lithosphère océanique et la marge continentale adjacente.

Pour ma part, le retard au déclenchement de la subduction d'une plaque océanique sous une autre plaque océanique serait plutôt dû à la serpentinitisation de la croûte océanique.

En effet, cette serpentinitisation consiste en une hydratation qui augmente jusqu'à 40% le volume de la roche, le densité de la croûte passant de 2,85 à 2,5. Si la totalité de la croûte venait à se serpentiner, la courbe de la densité de la lithosphère océanique en fonction du temps passerait de la courbe bleue à la courbe rouge ci-dessus, et la densité de la lithosphère n'atteint plus celle de l'asthénosphère qu'après 90 Ma environ. On constate que la serpentinitisation a donc bien un effet retardant sur le déclenchement du processus de subduction de la lithosphère océanique dans l'asthénosphère.

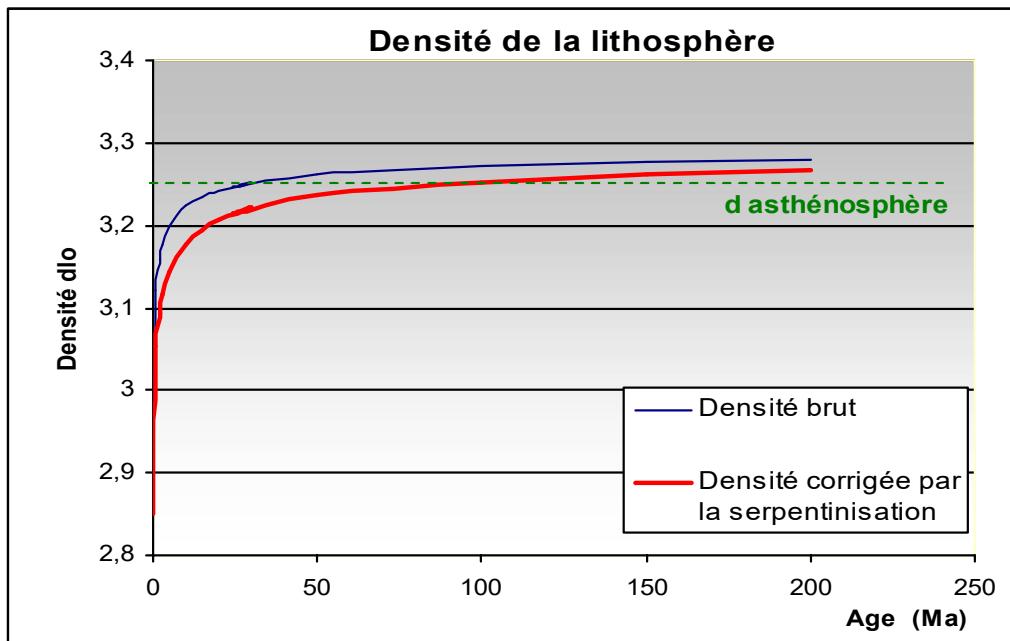


Figure 4 : Eclogites : Evolution de la densité de la lithosphère océanique en fonction de son âge

La densité brut correspond à l'équation (1)
la densité corrigée tient compte de la serpentinisation de la croûte et de sa diminution de densité.

2.3.2. Réactions minéralogiques au cours de la subduction

Comme toute bonne histoire commençons là parIl était une fois un magma si pétillant qu'il décida de jaillir hors du manteau le long d'une dorsale médio-océanique. Dès lors son histoire se compliqua bien vite tout en devenant plus passionnante.

La grande majorité des présentations de la subduction consiste à faire s'écouler une lithosphère sous une plaque océanique ou continentale, indiquer la présence de séismes le long du **plan de Wadati-Benioff**, et la formation d'un arc volcanique sur la **plaque chevauchante** après fusion de l'asthénosphère sous-jacente due à la libération d'eau de la lithosphère **de la plaque plongeante (appelée slab)**.

Mais ceci peut rapidement devenir très compliqué dès que l'on s'intéresse aux réactions minéralogiques qui interviennent tout le long du processus de formation et disparition d'une lithosphère et plus particulièrement à la formation des grenats dans les éclogites.

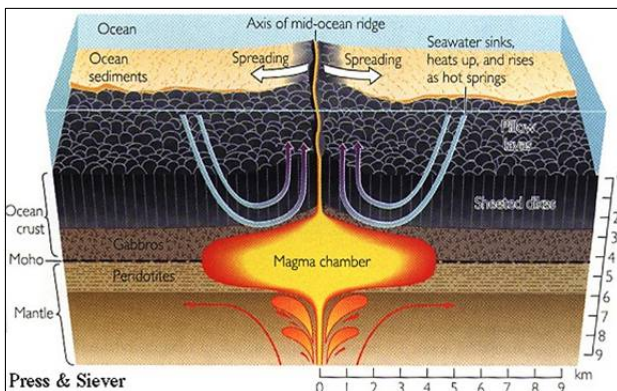


Figure 5 : Eclogites : Décomposition stratifiée de la lithosphère océanique composée de la croûte et du manteau lithosphérique.

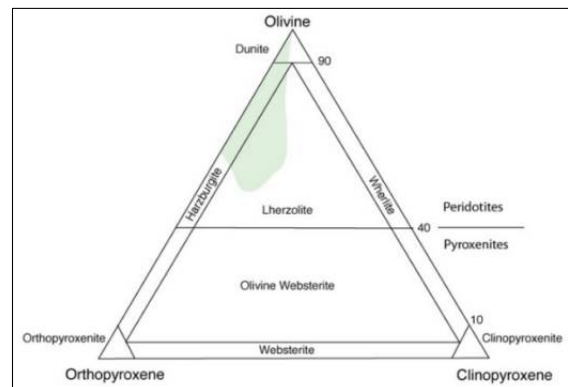


Figure 6 : Eclogites : Roches de la partie sous-jacente le MOHO des séquences ophiolitiques. En vert composition moyenne du magma sous les dorsales

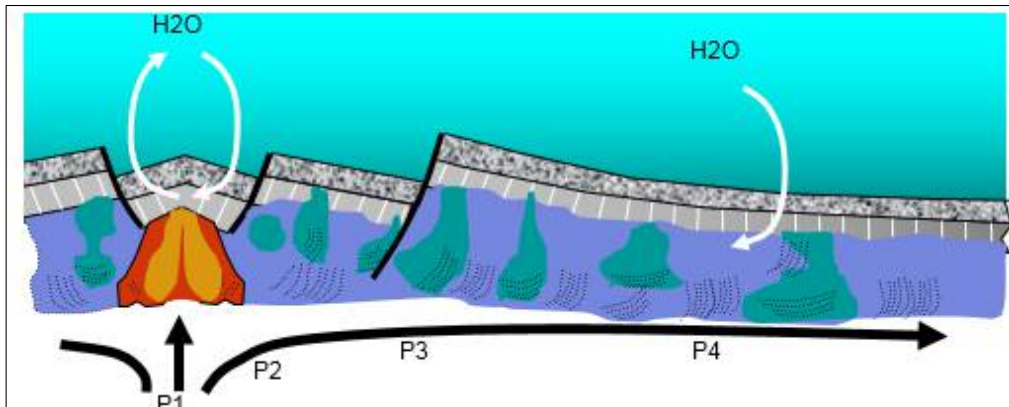


Figure 7 : Eclogites : Parcours de la lithosphère océanique : Phases de formation et d'expansion océanique

Séquence ophiolitique composée de bas en haut gabbros lités, gabbros supérieurs, complexe filonien, et pillows lavas

Au-dessous de cette séquence ophiolitique, le manteau lithosphérique est constitué de lherzolite ou harzburgite qui forment des dunites au cours du parcours

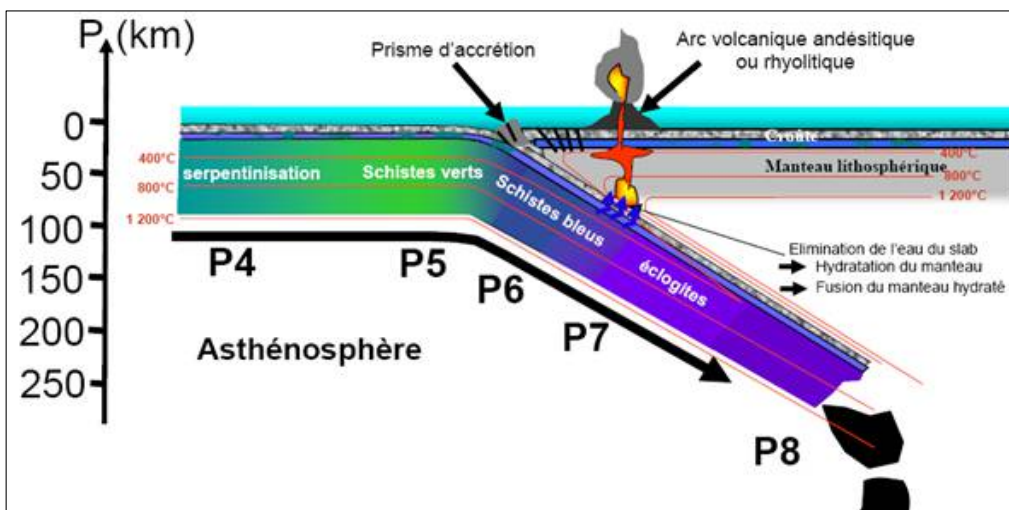


Figure 8 : Eclogites : Parcours de la lithosphère océanique : Phases de subduction

Indication des différents faciès de conditions métamorphiques subies par les roches

Remarque : Dans cette représentation, il a été choisi de représenter une plaque chevauchante océanique mais cela n'a aucune incidence sur le texte de l'exposé. Seule l'inclinaison du plan de Wadati-Benioff s'en trouve affectée (la pente étant moins forte dans le cas de deux plaques océaniques)

Reprenons donc notre histoire, mais cette fois en décomposant (et en simplifiant encore !) la lithosphère en trois niveaux successifs :

- A) la partie supérieure de la croûte constituée de basaltes (pillows lavas + complexe filonien (cf. composition des séquences ophiolitiques)
- B) la partie inférieure de la croûte constituée de gabbros, lités ou pas, de granulométrie microgrenue à grenue
- C) le manteau lithosphérique composée essentiellement d'harzburgite ou de lherzolite et suivons le trajet de la lithosphère océanique dans son périple de la dorsale médio-océanique au tréfonds de l'asthénosphère en fin de subduction.

2.3.3. Phase 1 (P1)

Les conditions de pression et de température permettent un début de fusion du manteau, dès 60 à 100 km de profondeur, selon les auteurs. Il y a alors remontée convective du manteau plastique (asthénosphère) jusqu'en surface, et ainsi formation d'une dorsale, ou ride médio-océanique

2.3.4. Phase 2 : Formation d'une croûte océanique

Le magma est refroidi au contact de l'eau de mer et forme une nouvelle croûte océanique sous la forme d'une séquence ophiolitique, constituée de basalte et de gabbros en poche ou lités. Cette croûte récente est repoussée de la dorsale vers l'extérieur par le magma émergeant.

Les péridotites du manteau supérieur, appelées lherzolites, sont constituées d'olivine + (orthopyroxène + clinopyroxène + plagioclases), vont alors produire du basalte par fusion partielle, pour un taux pouvant atteindre 10 à 20 %. Elles forment le manteau dit "fertile".

Au-dessus se forment des harzburgites (olivine + orthopyroxène + spinelle), résidus des lherzolites après extraction du liquide basaltique, puis des dunites (roches encore plus réfractaires constituées presque exclusivement d'olivine). Ces deux dernières espèces de péridotites constituent le manteau dit "appauvri".

2.3.5. Phase 3 : Migration de la lithosphère océanique – Hydratation des roches de la lithosphère océanique

A mesure que la lithosphère s'éloigne de la ride médio-océanique, celle-ci se refroidit, s'épaissit et s'hydrate au contact de l'eau de mer réchauffée. Il se produit donc un métamorphisme hydrothermal. Et comme les roches ne sont soumises qu'aux seules pressions lithostatiques normales de faible intensité compte tenu de l'épaisseur restreinte de la lithosphère ; il s'agit donc d'un métamorphisme MT/BP.

Métamorphisme MT/BP des gabbros de la croûte océanique (17)

Lorsque la température atteint celle du solidus, les gabbros cristallisent en association pyroxène + plagioclases.

Puis, d'une manière simplifiée, au fur et à mesure de leur éloignement de la dorsale et de leur refroidissement au contact de l'eau de mer, les gabbros voient les éléments chimiques des minéraux qui les composent se recombiner avec H₂O par métamorphisme hydrothermal (Humphrys et al 1978), pour former tout d'abord de l'amphibole (hornblende) en périphérie des grains de pyroxènes, puis de l'actinote et jusqu'à de la chlorite [17].

Plus précisément, Hacker[21], a développé les mécanismes d'altération des croûtes océaniques. L'altération de la croûte océanique se produit sous l'effet de circulations hydrothermales, elle est par conséquent très inhomogène en fonction de la porosité et notamment des fissures ou des fractures dues à l'expansion océanique. Ainsi, certaines roches parviennent à échapper totalement à cette altération, alors que d'autres sont complètement recristallisés en nouveaux minéraux.

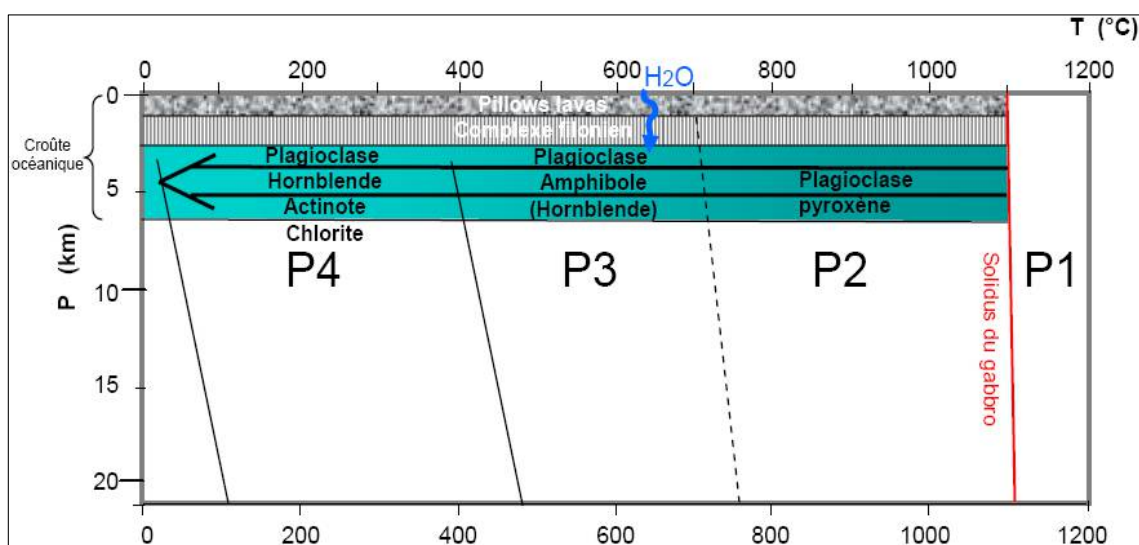


Figure 9 : Eclogites : Evolution minéralogique des gabbros de P1 à P4 au cours du trajet d'expansion océanique d'après C. NICOLLET [17]

Les laves sont généralement diversement métamorphisées sous les conditions PT du faciès des « sous schistes verts », et les gabbros recristallisent très partiellement sous les conditions des faciès à amphibole. Les pressions sous lesquelles ces séquences ophiolitiques se sont formées sont relativement basses (<= 300 MPa), dues seulement à la profondeur de l'océan sus-jacent et à l'épaisseur de la croûte océanique, et leur température de formation étaient de l'ordre de 650°C.

Nos meilleures informations sur l'altération des laves océaniques et des dykes proviennent des études DSDP du forage 504 B (Alt et al 1986,1989, voir texte Asbestos/ophiolite). Elles indiquent que les laves contiennent 10 % d'auréoles d'altération autour des vaines et des fissures, conduisant à une teneur moyenne de 12% H₂O pour l'ensemble des laves.



Figure 10 : Eclogites : Lames minces de gabbros en phase P2 et P3 (d'après C. NICOLLET [17])

Gabbro cristallisé constitué de plagioclases reconnaissables à leurs macles multiples et de pyroxènes (jaune et bleu en lumière polarisée)

Apparition d'une couronne d'amphibole (hornblende 3) autour du cristal de pyroxène original 2

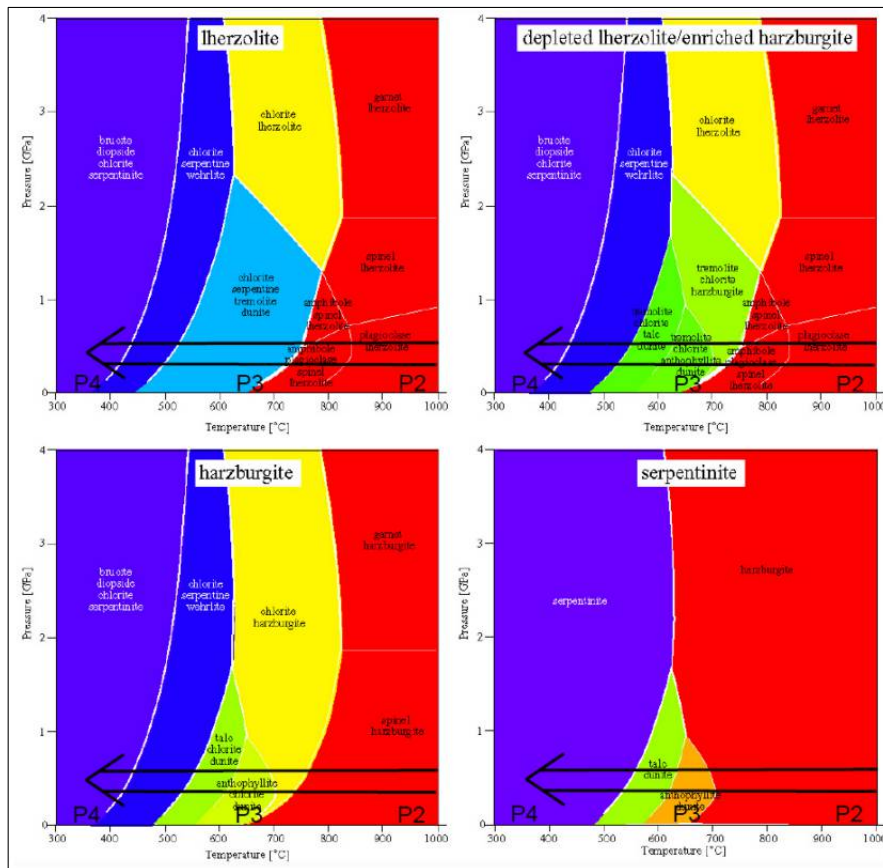


Figure 11 : Eclogites : Diagramme de phases des principaux constituants du manteau

Evolution de la nature minéralogique de la lithosphère lors de son refroidissement en fonction de sa composition initiale

Les veines et vaines contenant hydroxydes ferreux, argile, celadonite, smectite, zéolites et carbonates, sont altérés en hydroxydes ferreux et argiles, le plagioclase est partiellement altéré en smectite ; l'olivine est partiellement à totalement remplacée par de l'argile ; les pyroxènes quant à eux ne sont pas altérés.

L'altération dans les dykes peut atteindre 50%vol. L'olivine est remplacée par de la chlorite, de l'argile et du talc ; le plagioclase est partiellement à totalement remplacé par l'association albite + zéolites, chlorite, ou argile ; et l'augite reste inaltérée dans les couches supérieures et auréolée d'actinolite dans les couches plus profondes. La teneur moyenne de H₂O dans les dykes est de 2% (alt et al 1986,89).

2.3.6. Phase 4 (P4) : Métamorphisme de BP

Diminution de la température et augmentation de la teneur en eau

Ces informations concernant l'altération des roches plutoniques (dont les gabbros) proviennent des études des ophiolites de Samail et du forage ODP. L'altération des roches plutoniques stratifiées (ou litées) de Samail est limitée à quelques rares emplacements où les clinopyroxènes sont remplacés par de l'actinolite (Lippard et al, 1986). Et l'altération des roches plutoniques isotropes est plus prononcée, mais limitée à 10 % avec formation d'actinolite et d'oxydes de FeTi, les cavités étant elles partiellement comblées par des associations épidote + sphène + prehnite + quartz (Ernewein et al 1998). En comparaison, les roches gabbroïques carottées par ODP au forage 735B dans l'océan indien présentent une altération dans le faciès à amphibolite, en croix de 0 à 100%, avec un taux moyen de 20-30 % (Dick et al 1991). L'olivine et le pyroxènes sont remplacés par du hornblende (amphibole) , il y a altération partielle à totale de l'olivine en amphibole incolore et en talc, et 2,4 % vol de la roche est constituée de veines hydrothermales puis magmatiques composées d'hornblende ou oligoclase + diopside + épidote. La teneur en H₂O des carottes des gabbros du forage 735B est compris entre 0,5 et 1,5 %pds (Robinson et al, 1991).

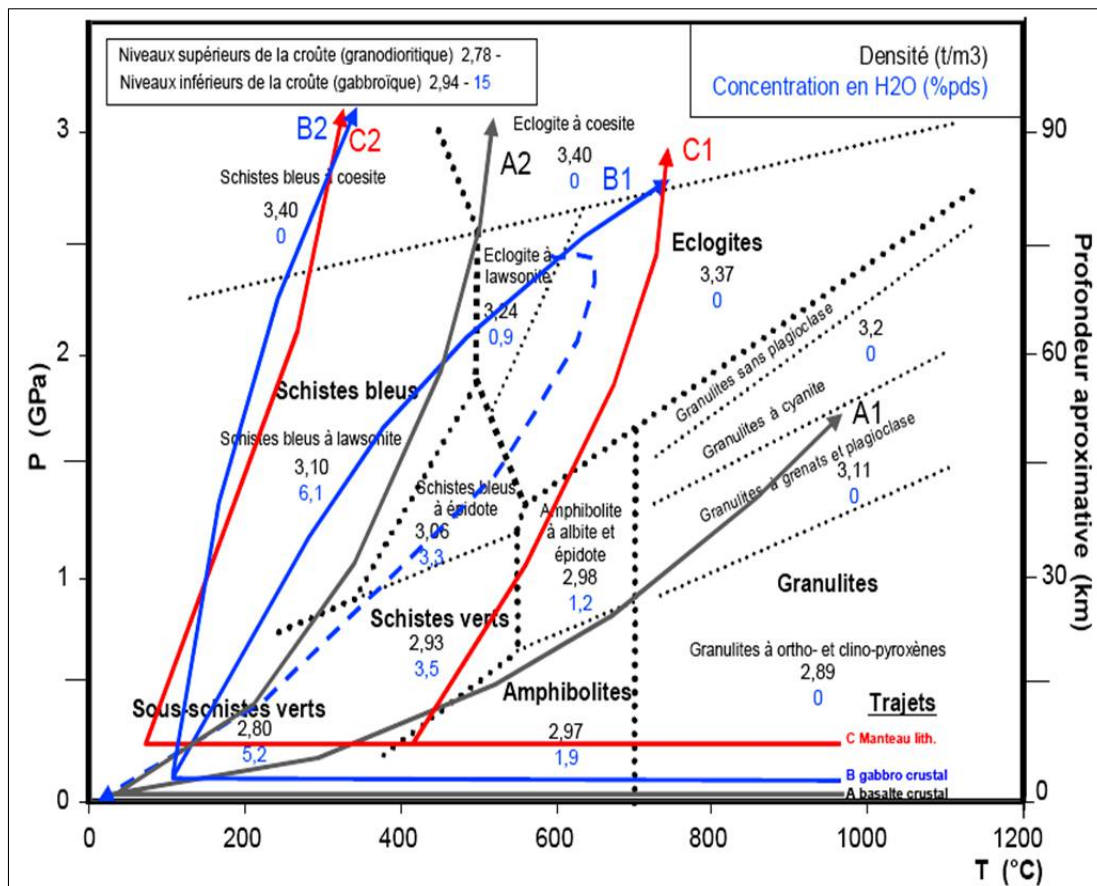


Figure 12 : Eclogites : Faciès métamorphiques avec densité et teneur en eau des roches appartenant à ces faciès (en particulier au cours d'une subduction) d'après [Bousquet et al., 1997]

Trajets des différentes couches de la lithosphère :

- A) Partie supérieure de la croûte (d'après Hacker pour la subduction d'une croûte de 7 km à la vitesse d'enfouissement de 50 mm/a sous une pression de cisaillement de 100 MPa (courbe A1) et 33 MPa (courbe A2) environ [Peacock et Hacker 21])
- B) Partie inférieure de la croûte d'après Hacker pour la subduction d'une croûte de 7 km à la vitesse d'enfouissement de 50 mm/a sous une pression de cisaillement de 100 MPa (courbe B1) et 33 MPa (courbe B2) environ [Peacock et Hacker 21])
- C) Manteau lithosphérique [1,16]
 - C1 : cas d'une subduction « chaude » ou jeune type Nankai (sud du Japon) ou Cascadia (Ouest canadien)
 - C2 : cas d'une subduction « froide » ou ancienne type Tohoku (nord-ouest du Japon)

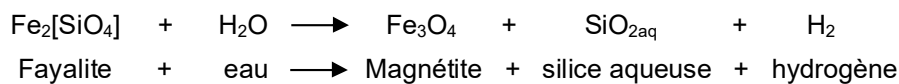
En trait continu : la subduction se poursuit jusqu'à fusion et disparition du manteau lithosphérique plongeant

En trait pointillé : Arrêt de la subduction et remontée des roches

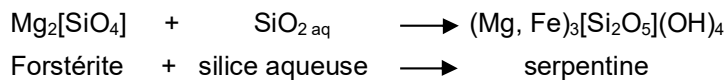
- C) Serpentinisation des péridotites (cf. paragraphe relative aux ophiolites d'Asbestos, Québec, Canada)

Les réactions principales sont :

Réaction a:



Réaction b:



La serpentinisation s'accompagne d'un accroissement de volume jusqu'à 40% et la concentration massique en H₂O des minéraux dépassent des taux de 15%. Il s'agit là, d'une transformation importante trop souvent négligée.

2.3.7. Phase 5 (P5) : Début de subduction : faciès des schistes verts

La lithosphère océanique de la plaque plongeante se rapproche de la plaque chevauchante. La température n'évolue guère mais la pression commence à augmenter. Les conditions PT sont celles du faciès de schistes verts BP/BT.

2.3.8. Phase 6 et 7 (P6 et P7) : Faciès des schistes bleus et faciès des écloqites

Les études des phénomènes de subduction montrent qu'il y a deux grands types de subduction aux comportements très différents :

Subduction « chaude » ou lente

Exemple : Cascadia (ouest canadien) ou Nankai (sud du Japon)

On parle aussi de subduction jeune car même les subductions rapides se rapprochent de ce type de subduction dans leur premier temps

Les isothermes ne pénètrent pas profondément, il y a donc un fort gradient de température au sein du manteau lithosphérique. Les roches en subduction traversent donc ces isothermes, ce qui indique qu'il y a une forte augmentation de la température lors de la subduction : d'où la référence à « **subduction chaude** »

L'inclinaison du slab est faible : la pression évolue peu car l'enfouissement est relativement peu prononcé.

L'évolution des conditions PT est relativement simple et les réactions minéralogiques sont par conséquent limités.

Subduction « froide » ou rapide

Exemple : Tohoku : nord-ouest du Japon

On parle aussi de subduction ancienne car au cours de l'éclogitisation, la lithosphère plongeante voit sa densité fortement augmenter. Elle a donc tendance à vouloir s'enfoncer plus vite dans l'asthénosphère, entraînant dans son enfouissement le reste de la lithosphère et accélérant le processus de subduction.

Les isothermes s'enfoncent profondément au niveau du slab, de manière quasi parallèle au plan de Wadati Bénéioff. Les conditions PT des roches suivent donc une courbe isotherme : il n'y a pas de forte évolution de la température au cours de la subduction, d'où la référence à « **subduction froide** ».

L'inclinaison du slab est importante, il y a donc un accroissement important de la pression au cours de la subduction

2.3.9. Cinétique réactionnelle

Il est très inhabituel de parler de cinétique avant d'aborder la thermodynamique. En effet, il est peu concevable que d'border des vitesses de réaction avant d'étudier et de développer les réactions pour voir lesquelles sont possibles, thermodynamiquement. Toutefois, je me permets de déroger à la règle car compte tenu que les temps se chiffrent en millions d'années et que les échantillons ne peuvent être récoltés qu'après une remontée et une exhumation des roches. La cinétique n'a que peu d'effet sur les pauvres minéralogistes que nous sommes, et je ne rentrerai donc pas dans les détails des cinétiques.

Plusieurs paramètres régissent la cinétique des réactions minéralogiques au cours de la subduction. Parmi ceux-ci la composition du manteau émergeant, le degré de serpentinitisation de ses péridotites. La taille des grains des gabbros.

Nous verrons par la suite combien l'eau à une incidence sur l'éclogitisation qui justement se caractérise par l'élimination de l'eau des minéraux, ainsi le degré de serpentinitisation aura une forte influence sur la nature et la composition des roches de la lithosphère plongeante et par conséquent sur la cinétique des réactions minéralogiques.

De par le caractère réfractaire accru des minéraux des pôles magnésiens par rapport à celui des pôles ferreux, si les minéraux originaux sont plus riches en magnésium, ils réagiront à plus haute température que les minéraux équivalents avec des teneurs en fer supérieures. Comme la température est lié au degré d'enfouissement et de là au temps, plus le ratio Mg^{2+}/Fe^{2+} est élevé, plus les réactions minéralogiques interviendront à plus haute température et par conséquent plus tard dans le temps.

La taille des grains des gabbros a également une incidence notable, sur la cinétique. Plus les grains sont gros, plus la cinétique est ralentie. Ainsi les éclogites se forment plus rapidement si les grains initiaux des gabbros sont fins. Ainsi les basaltes vont atteindre l'éclogitisation totale bien avant les gabbros.

2.3.10. Réactions minéralogiques

Eclogitisation de la croûte océanique

Les études de Peacock et Hacker [21] ont montré que les trajets PTt de la croûte océanique au cours de la subduction pouvaient être sensiblement différents. Ainsi, Peacock a établi ces trajets pour deux pressions de cisaillement distinctes de 33 et 100 MPa. On peut voir sur les trajets obtenus que si la pression est faible le trajet PTt de la croûte océanique au cours de la subduction suit une pente faible (courbe A1 pour une pression de cisaillement de 33 MPa), représentatif d'une forte montée en température et d'une faible augmentation de pression, correspondant à une subduction chaude exagérée, et que si la pression est élevée (courbe A2, obtenue pour une pression de cisaillement de 100 MPa), la pente est forte, l'augmentation de pression est rapide alors que la température évolue peu.

Ce second cas est plus proche de la réalité. En effet, dans la zone de subduction, les isothermes ont tendance à s'orienter parallèlement au plan de Wadati Bénéioff. Le gradient de température traversée par les roches au cours de la subduction est donc très faible. La température varie en $\ln t$ (t en Ma) avec comme asymptote des pentes de l'ordre de 0.5°C/Ma dans le cas d'une subduction froide et de 4.5°C/Ma dans le cas d'une subduction chaude, pour une vitesse de subduction de 5 cm/an). Par conséquent, les roches ne s'échauffent que lentement.

Alors que leur pression augmente constamment, d'une manière quasi linéaire au cours du temps. En considérant que la pression induite par le contact entre les roches est négligeable, la seule pression subie par les roches de la lithosphère plongeante est la pression isostatique due à la lithosphère chevauchante (et éventuellement l'asthénosphère chevauchante) au-dessus d'elle. Cette pression est proportionnelle à l'épaisseur de roches sus-jacentes la lithosphère plongeante.

Ainsi, on obtient des courbes $P=f(T)$ pour les trajets PTt avec $T = T_0 e^{P/P_0}$.

Dans le cas d'une subduction froide, la croûte océanique passe successivement par les conditions des faciès à sous-schistes verts (faciès des zéolites), des schistes bleus à lawsonite, écolgites à lawsonite, écolgite à coésite, jusqu'à écolgite à diamants.

Dans le cas d'une subduction chaude, le trajet PTt précédent est décalé vers les températures plus chaudes et les trajets PTt sont quasi-linéaires. Les conditions PT passent successivement par les faciès des zéolites, des schistes verts, des schistes bleus à épidote, puis des écolgites, écolgites à coésite et écolgite a diamants.

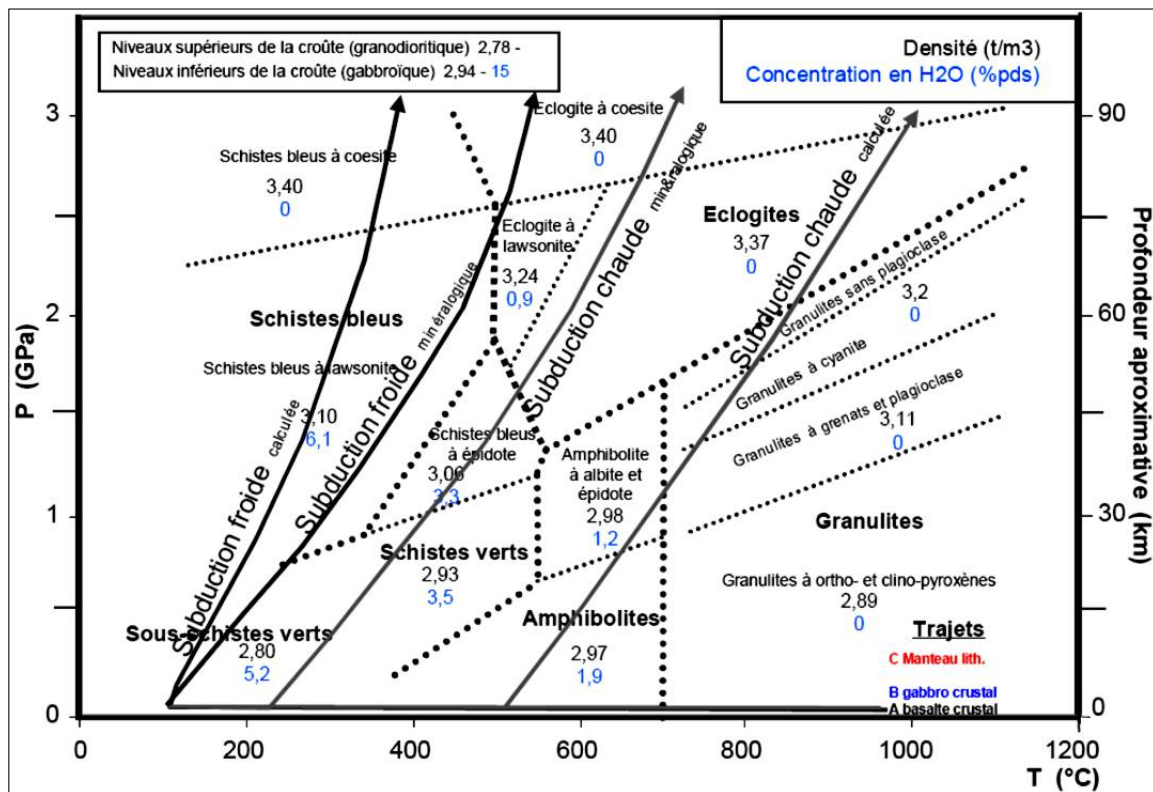


Figure 13 : Eclogites : Trajets PTt de la croûte océanique lors de la subduction
 Distinction entre le cas d'une subduction chaude (Nankai) et d'une subduction froide (Tohoku)
 Les courbes minéralogiques ont été définies à partir des faciès et minéraux précisées sur les schémas des subduction relatives au cas de Nankai et Tohoku.
 Les courbes calculées ont été définies à parti de la figure présentant les courbes isothermes dans les cas de Nankai et Tohoku.

Eclogitisation de la partie supérieure du manteau lithosphérique

Cas 1 : subduction chaude

La serpentine à chlorite et dunite initiale donne successivement de l'harzburgite à chlorite puis de l'harzburgite à grenat.

Les réactions de métamorphisme interviennent dans des domaines de température élevée par élimination d'eau.

Le manteau est toujours à une température supérieure à 400-500°C.

Lorsque la pression commence à augmenter, la serpentine et dunite dont la teneur en eau est supérieure à 6% commence à perdre cette eau pour former jusqu'à 600°C environ, de l'harzburgite à chlorite, dont la teneur en eau n'est plus que de 1 à 2 %.

Les conditions PT continuant à augmenter, l'harzburgite à chlorite perd elle aussi son eau de constitution, de sorte qu'au-delà de 800°C, il n'y ait plus que de l'harzburgite à grenat.

Ce métamorphisme s'accompagne, du fait de l'élimination de l'eau, d'un accroissement de densité de 2.8 à 3.4.

Le manteau devient alors plus dense que l'asthénosphère et précipite alors le mécanisme de subduction en tirant la lithosphère en arrière de subduction dans sa plongée dans l'asthénosphère.

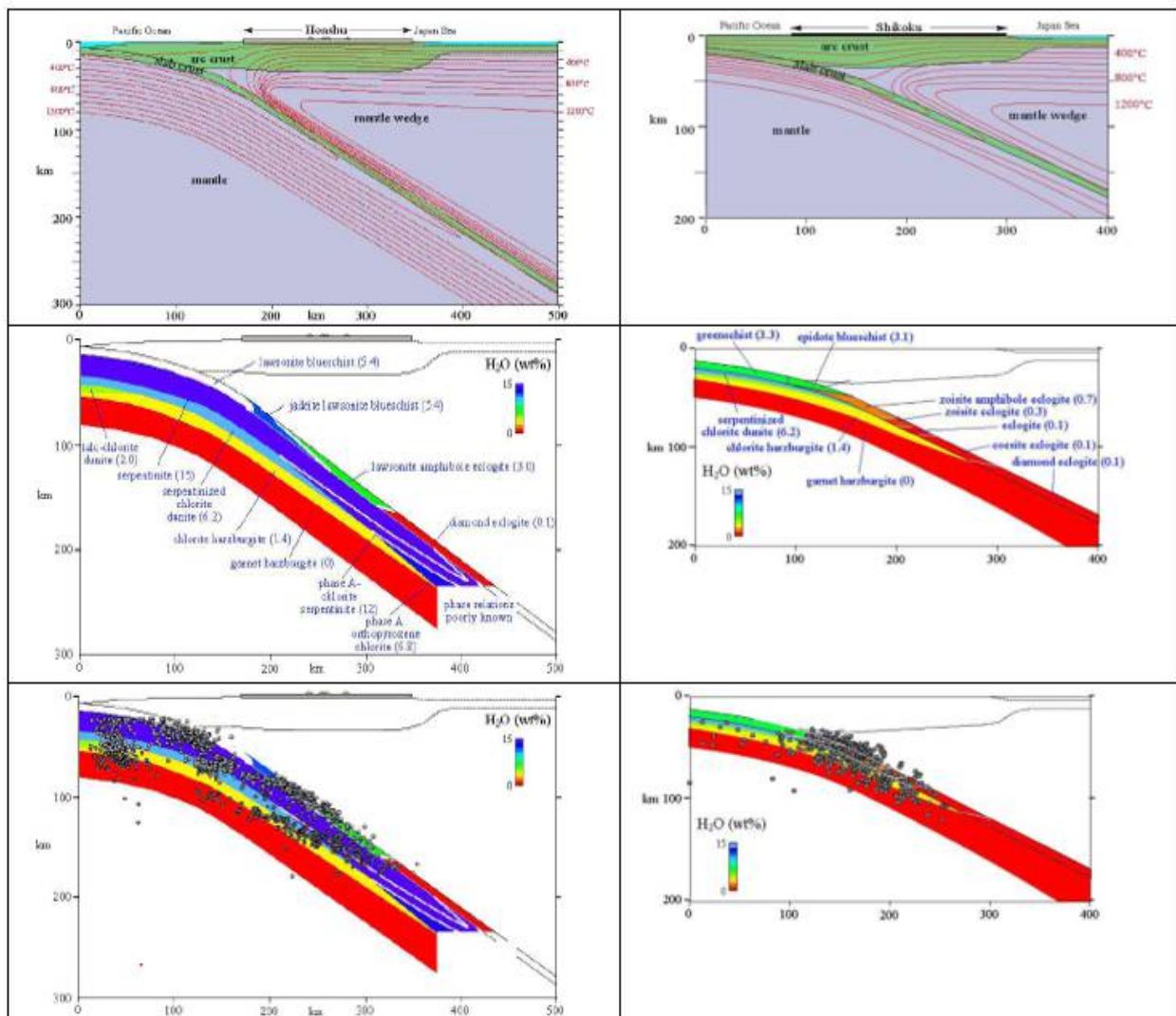


Figure 14 : Eclogites : Comparatif entre deux types de subduction « froide » rapide ou ancienne à gauche, « chaude », lente ou jeune à droite (Nankai)

- a) inclinaison du slab et courbes isothermes
- b) Minéraux et roches avec leur teneur en H₂O exprimée en échelle de couleur
- c) Idem b) avec les hypocentres sismiques

Cas 2 : subduction froide

Dans le cas d'une subduction froide, la partie supérieure du manteau a une évolution notablement différente du reste de la lithosphère.

L'analyse du diagramme de phase des roches harzburgitiques montrent une discordance au niveau des serpentines à chlorite α et diopside. La pression, lorsqu'elle augmente, à température constante, provoque une recombinaison des éléments chimiques par métamorphisme avec formation de nouveaux minéraux plus denses, typiquement la chlorite donne du grenat.

Mais au niveau de cette discordance, la werhlite à serpentine et chlorite peut former cette serpentine à chlorite et diopside phase A dont la densité est inférieure, à cause d'une teneur en eau supérieure.

Le schéma des phases minéralogiques dans le cas de la subduction froide de Tohoku montre que la zone médiane du manteau lithosphérique constituée initialement de dunite à chlorite et serpentine donne au cours du métamorphisme de subduction d'une part de l'harzburgite à chlorite par élimination d'eau et densification, mais également de la serpentinite à chlorite α , par apport d'eau.

Cette spécificité de formation de serpentine à chlorite α , pourrait s'avérer anodine puisque sans conséquence pour la formation des grenats, si seulement elle n'était pas la conséquence d'augmentation de contraintes importantes au sein de la lithosphère, et probablement la cause de séismes. La figure des hypocentres des séismes dans le cas d'une subduction froide, montre

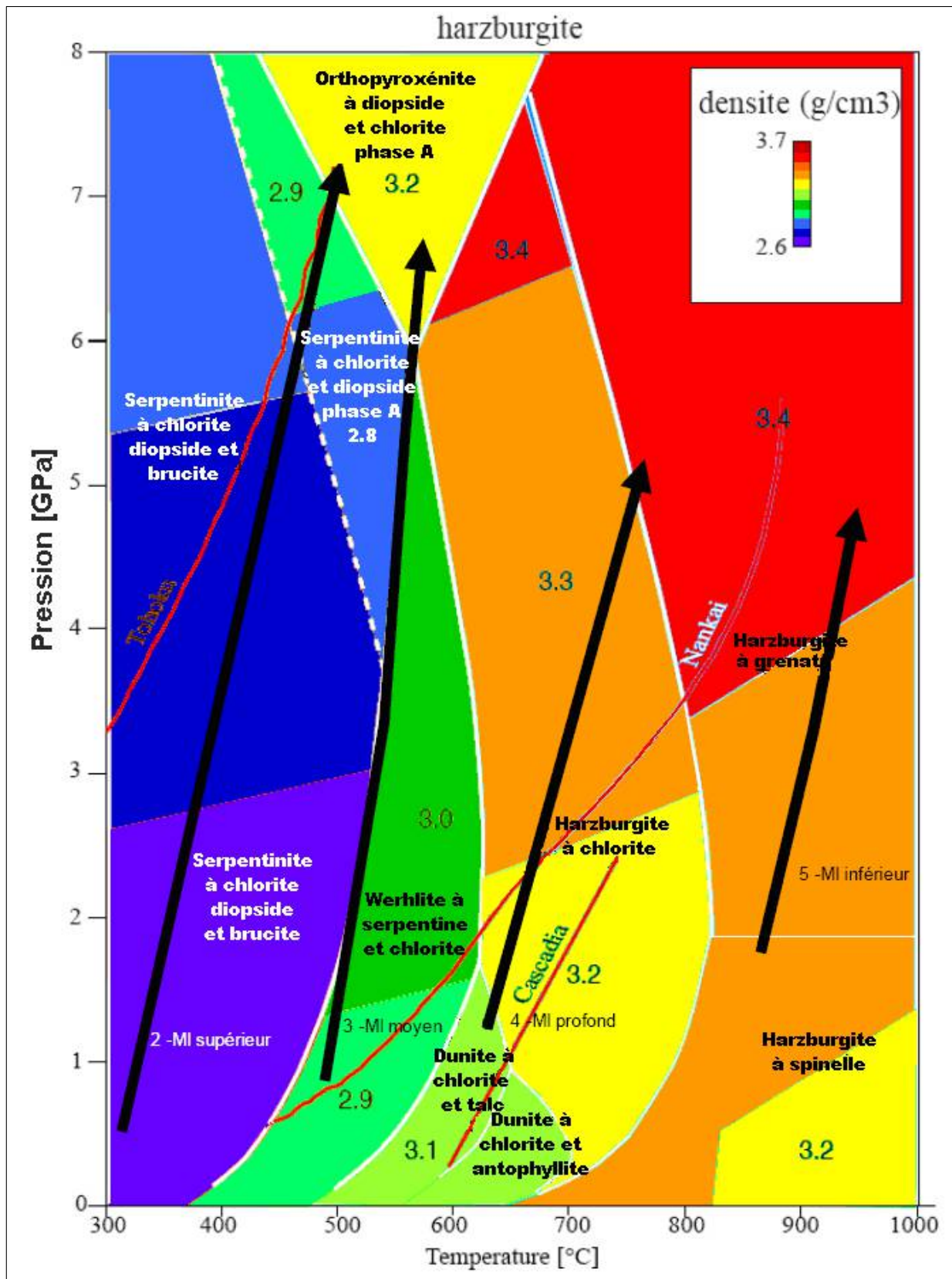


Figure 15 : Eclogites : Domaine de stabilité des roches harzburgitiques
 Trajets P-T du manteau lithosphérique au cours d'une subduction froide (de type Tohoku)
 pour respectivement

- a) la couche supérieure du manteau lithosphérique, frontière avec la croûte
- b) la couche médiane supérieure du manteau lithosphérique
- c) la couche médiane inférieure du manteau lithosphérique
- d) la couche frontière du manteau lithosphérique avec l'asthénosphère

clairement la présence d'un nombre important de séismes dans la zone de formation de ces serpentinites à chlorite α .

Les couches plus profondes du manteau sont à des températures suffisamment élevées pour que le trajet PTt ne croisent pas le domaine de stabilité de la serpentinite à chlorite α . Il y a alors naturellement élimination d'eau, densification et formation d'harzburgites à chlorite puis harzburgite à grenats..

Eclogitisation de la partie supérieure du manteau lithosphérique

Cas 1 : subduction chaude

La serpentine à chlorite et dunite initiale donne successivement de l'harzburgite à chlorite puis de l'harzburgite à grenat.

Les réactions de métamorphisme interviennent dans des domaines de température élevée par élimination d'eau.

Le manteau est toujours à une température supérieure à 400-500°C.

Lorsque la pression commence à augmenter, la serpentine à chlorite et dunite dont la teneur en eau est supérieure à 6% commence à perdre cette eau pour former jusqu'à 600°C environ, de l'harzburgite à chlorite, dont la teneur en eau n'est plus que de 1 à 2 %.

Les conditions PT continuant à augmenter, l'harzburgite à chlorite perd elle aussi son eau de constitution, de sorte qu'au-delà de 800°C, il n'y ait plus que de l'harzburgite à grenat.

Ce métamorphisme s'accompagne, du fait de l'élimination de l'eau, d'un accroissement de densité de 2.8 à 3.4.

Le manteau devient alors plus dense que l'asthénosphère et précipite alors le mécanisme de subduction en tirant la lithosphère en arrière de subduction dans sa plongée dans l'asthénosphère.

Cas 2 : subduction froide

Dans le cas d'une subduction froide, la partie supérieure du manteau a une évolution notoirement différente du reste de la lithosphère.

L'analyse du diagramme de phase des roches harzburgitiques montrent une discordance au niveau des serpentines à chlorite α et diopside. La pression, lorsqu'elle augmente, à température constante, provoque une recombinaison des éléments chimiques par métamorphisme avec formation de nouveaux minéraux plus denses, typiquement la chlorite donne du grenat.

Mais au niveau de cette discordance, la werhlite à serpentine et chlorite peut former cette serpentine à chlorite et diopside phase A dont la densité est inférieure, à cause d'une teneur en eau supérieure.

Le schéma des phases minéralogiques dans le cas de la subduction froide de Tohoku montre que la zone médiane du manteau lithosphérique constituée initialement de dunite à chlorite et serpentine donne au cours du métamorphisme de subduction d'une part de l'harzburgite à chlorite par élimination d'eau et densification, mais également de la serpentinite à chlorite α , par apport d'eau.

Cette spécificité de formation de serpentine à chlorite α , pourrait s'avérer anodine puisque sans conséquence pour la formation des grenats, si seulement elle n'était pas la conséquence d'augmentation de contraintes importantes au sein de la lithosphère, et probablement la cause de séismes. La figure des hypocentres des séismes dans le cas d'une subduction froide, montre clairement la présence d'un nombre important de séismes dans la zone de formation de ces serpentinites à chlorite α .

Les couches plus profondes du manteau sont à des températures suffisamment élevées pour que le trajet PTt ne croisent pas le domaine de stabilité de la serpentinite à chlorite α . Il y a alors naturellement élimination d'eau, densification et formation d'harzburgites à chlorite puis harzburgite à grenats..

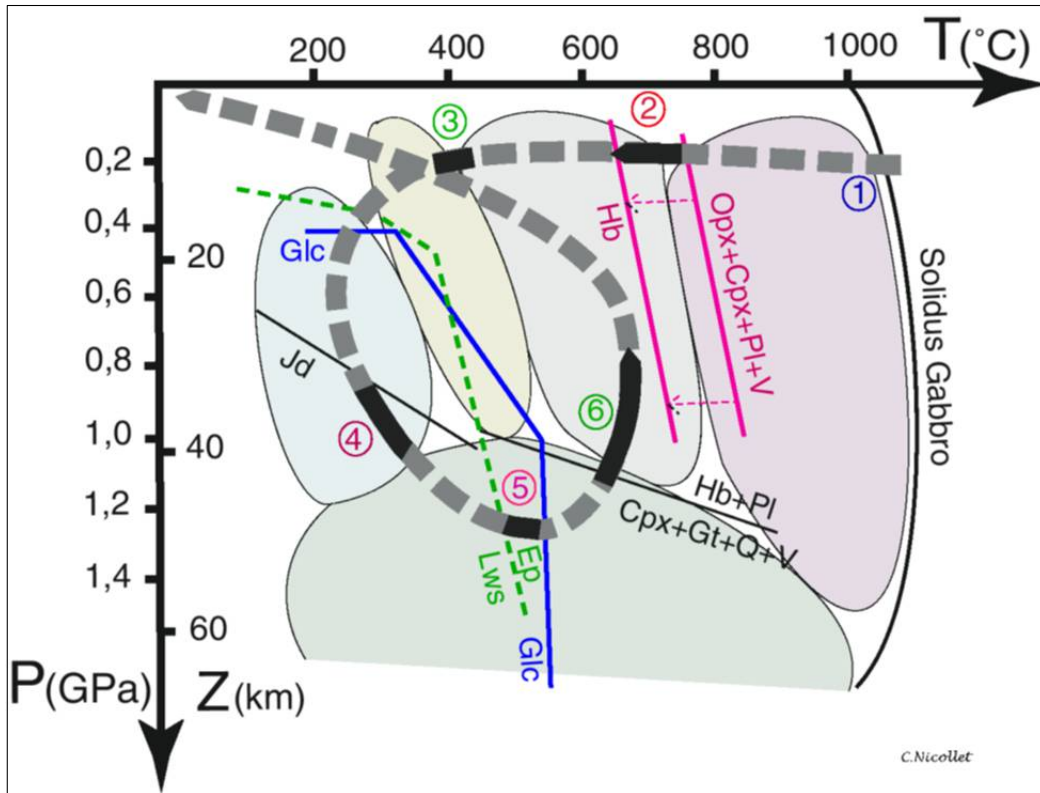


Figure 16 : Eclogites : Trajet PTt d'après C. NICOLLET pour la lithosphère de sa formation au niveau de la dorsale médio-océanique,

- 1) de sa cristallisation
- 2) métamorphisme isobare faible pression : expansion océanique et hydratation
Serpentinisation
- 3) Passage dans le domaine PT des schistes verts : début de subduction
- 4) Eclogitisation lors du passage des conditions PT du faciès de schistes bleus à celles des éclogites – déshydratation
Formation de glaucophane puis de jadéite
- 5) Paroxysme de la subduction
- 6) Métamorphisme rétrograde avec diminution des contraintes de pression – kélyphitisation
Formation d'une auréole d'amphibole (hornblende) en surface des grenats

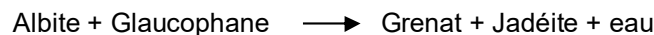
Exemples de réactions minéralogiques

Voici un exemple de séquence de métamorphisme présenté par Christian Nicollet.

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



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



2.4 Géobarométrie dans le faciès des éclogites

2.4.1. Géobaromètre

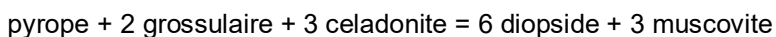
Un géobaromètre est un équilibre minéral qui permet de définir sous quelle pression une roche s'est formée. Les meilleurs représentants sont des réactions entre minéraux qui s'accompagnent d'une importante variation de volume ou qui ont une pente douce (dP/dT) dans le diagramme P-T.

Mais surtout, un géobaromètre est spécifique à un domaine de pression donné. Le géobaromètre GASP, communément utilisé dans les années 90 n'est valable que pour les faciès à amphibolite et à granulites, et ne permet pas de définir des pressions au-delà de ces domaines jusqu'à 2 GPa environ).

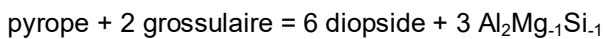
Pour les domaines de pression du faciès à éclogite, sont présents des minéraux autres que les sempiternels grenat et clinopyroxène omphacitique. Ainsi, les micas blancs (paragonite, muscovite phengitique) présentent un grand intérêt : la potentialité des associations à base de paragonite en tant que géobaromètre a été explorée par Koons (1986). Parmi celles-ci, les équilibres faisant intervenir la phengite, dont la composition varie en fonction de la pression, substitution de Tschermak (cf. Géothermobarométrie) entre la muscovite et la céladonite (Massone et Schreyer (1989) est particulièrement intéressante.

Un autre souci majeur pour les roches métamorphiques réside dans le fait de clairement identifier un équilibre chimique entre minéraux à cause de la zonation potentielle de ces minéraux, ou bien encore à cause de la recombinaison des minéraux lors de la phase rétrograde du métamorphisme. Dans de tels cas, il convient d'exploiter un équilibre minéral à faible nombre de phases, qui a une bonne probabilité d'être clairement identifié.

Considérant toutes ces contraintes et toutes celle énoncées dans le chapitre relatif aux géothermobaromètres, un bon candidat en tant que géobaromètre dans le domaine des éclogites est l'équilibre minéral :



qui peut également être écrit :



Ce géobaromètre présent comme avantage de ne présenter que trois phases, grenat, clinopyroxène et phengite ; il est indépendant de l'activité de l'eau (non présente dans les éclogites), et de la saturation en silice. De plus, il ne fait intervenir aucun pôle minéral contenant du fer, ce qui réduit d'autant l'incertitude et la nécessité de correction des formules en faisant intervenir Fe^{III} pour les clinopyroxènes et les phengites.

2.4.2. Calibration

Une première calibration a été définie par Waters et Martin (1993). En considérant davantage les incertitudes et les modèles d'activités, une autre calibration a été définie :

Cette calibration est basée sur la base de données thermodynamiques de Holland et Powell (1990, J Metamorphic Geol. 8, 89-124). L'expression linéaire des isoplèthes de $\ln K$ a été adaptée de sorte que les isoplèthes linéarisées dévient de moins de 100 bars (0.01 GPa) des valeurs calculées dans le domaine (P ;T) ; (0,6-4 GPa ; 400-900°C) qui nous intéresse pour les éclogites.

$$P \text{ (GPa)} = 2,805 + 0,002044 T - 0,0002995 T \ln K$$

Où T : la température est exprimée en Kelvin

Et $\ln K$ est calculée à partir de la relation :

$$\ln K = 6 \ln a_{\text{di}} - \ln a_{\text{prp}} - 2 \ln a_{\text{grs}} + 3 \ln \left(\frac{X_{\text{Al,M1}} (4 - \text{Si})}{X_{\text{Mg,M1}} (\text{Si} - 2)} \right)$$

Dans le terme phengite(membre de droite), les cations Si sont liés par molécule à 12 (O, OH), et sont disposés dans les sites cationiques dioctaèdres M1. L'hypothèse du mélange idéal sur les sites, utilisés par Holland et Powell (1990) pour l'obtention des données sur les pôles des micas a également été utilisée dans cette étude. L'élimination des termes des sites en commun entre les pôles muscovite et céladonite conduit à l'expression ci-dessus.

Les modèles d'activité pour les grenats et le clinopyroxène sont les principales sources d'erreurs.

Un test d'exactitude a été pratiqué par Schmidt MW (1993, Am. J. Sci. 293, 1011-1060). La calibration indiquée ici, montrait une surestimation des pressions expérimentales de l'ordre de 0.3 GPa, lorsque les modèles d'activités ci-après étaient utilisés.

Toutefois, en l'absence de meilleures caractérisations des relations a-X pour les trois phases, de données thermochimiques plus fiables sur les échanges de Tschermak dans les phengites, ce sont les outils les plus justes à notre disposition, mais nous pouvons néanmoins les corriger par :

- correction empirique de -0.0000543 au coefficient du terme T $\ln K$ (basé sur les résultats expérimentaux de Schmidt, et sur d'autres données réelles. Ainsi,

$$P(\text{GPa}) = 2,805 + 0,002044 T - 0,0003539 T \ln K$$

- utiliser un mélange simple Mg-Ca dans les grenats

Normaliser l'analyse à 12 oxygènes pour 8 cations

Alors, $X_{Mg} = Mg/3$, $X_{Ca} = Ca/3$, $X_{Al} = Al/2$,

où Mg, Ca, et Al représentent le nombre de cations de Mg, Ca et Al, par unité de formule.

$\ln a(\text{prp}) = 3\ln(X_{Mg}) + 3\ln(y_{Mg}) + 2\ln(X_{Al})$

$\ln a(\text{grs}) = 3\ln(X_{Ca}) + 3\ln(y_{Ca}) + 2\ln(X_{Al})$

D'après Newton and Haselton (1981), en convertissant les unités en J/mol:

$\ln(y_{Mg}) = [(13807 - 6.276T) \cdot X_{Ca} \cdot (1 - X_{Mg})] / RT$

$\ln(y_{Ca}) = [(13807 - 6.276T) \cdot X_{Mg} \cdot (1 - X_{Ca})] / RT$

- utiliser le modèle de solution saline réciproque de Holland (1990) pour les clinopyroxènes

Normaliser l'analyse à 6oxygènes pour 4 cations

Alors, $X_{Ca, M2} = Ca$ cations, $X_{Mg, M1} = Mg$ cations.

Pour un désordre à grande distance ou pour les pyroxènes contenant Fe^{3+} :

$\ln a(\text{di}) = \ln(X_{Ca, M2} \cdot X_{Mg, M1}) + \ln y_{CaMg}$

Alors, d'après Holland (1990),

$\ln(y_{CaMg}) = \{X_{Na, M2} [W_A(X_{Al, M1} + X_{Fe3+, M1}) + (W_A - W_B)X_{Fe2+, M1}]\} / RT$

où $W_A = 26000$ J, $W_B = 25000$

Pour une omphacite ordonnée, près des joints diopside-jadéite, un coefficient d'activité additionnel $\gamma_{ord, di}$ apparaît, résultant du modèle d'organisation ou d'ordre de Landau. Sa valeur peut être calculée à partir de l'équation 12b de Holland.

- utiliser le modèle mélange idéal pour les sites de la phengite

Alors

$a(\text{Al}_2\text{Mg}_{-1}\text{Si}_{-1}) = X_{Al, M2} \cdot X_{Al, T2} / (X_{Mg, M2} \cdot X_{Si, T2})$

qui peut être exprimée en termes de cations, pour une analyse normalisée à 11 oxygène (sans H₂O) à la microsonde ionique

3. LES ECLOGITES

3.1 Histoire d'une roche de choix

C'est à René-Just Haüy que l'on doit la création du mot " éclogite " à partir du grec *εκλογη* signifiant choix, élection. Dans la seconde édition de son *Traité de minéralogie* (1822), il en donne la définition suivante : "Dans la première [de trois roches primitives], la diallage [ou clinopyroxène] est considérée comme faisant fonction de base, et forme avec le grenat une combinaison binaire à laquelle sont censés s'unir accidentellement le disthène, le quartz, l'épidote et l'amphibole laminaire. J'ai donné à cette roche le nom d'éclogite, qui signifie choix, élection parce que ces composans, n'étant pas de ceux qui existent communément plusieurs ensemble dans les roches primitives, comme le feldspath, le mica, l'amphibole, semblent s'être choisis pour faire bande à part. Cette roche se trouve en Carinthie, dans le Sau-Alpe, et en Styrie ".

Généralement, les pétrologues affirment qu'Haüy fut le premier à découvrir les éclogites, mais cette assertion est injuste, car d'autres géologues, ou tout simplement d'autres hommes, avaient observé ces roches bien avant que le nom soit créé.

Dès le Néolithique, les hommes ont apprécié cette roche pour sa dureté et sa densité, l'utilisant pour façonner des outils.

D'un point de vue scientifique, c'est à Horace-Bénédict de Saussure à qui nous devons la première description d'une éclogite, dans son *Voyage dans les Alpes* (1779-1796). Il y fait état d'une nouvelle roche qu'il a trouvée sous la forme de galets dans la vallée du Rhône, près de Genève. Cette roche était dense, dure, constituée de grenats dans une matrice verte, faite de " jade " (pyroxène ?) et de " schorl " (amphibole?). En 1767 et 1774, il observe cette roche à l'affleurement, au Brévent près de Chamonix, et à Montjovet dans le Val d'Aoste. La première occurrence est sans aucun doute liée au célèbre gisement du lac Cornu, distant de 2 km. La roche de Montjovet l'impressionna beaucoup : " Cette roche paroît au soleil de la plus grande beauté ". Déodat Gratet de Dolomieu (1794) mentionna aussi l'existence de roches à " schorl " et grenat dans les " montagnes primitives ", et il avança les raisons qui, selon lui, firent cristalliser ces deux minéraux ensemble.

Enfin, le grand géognoste allemand Abraham Gottlob Werner a aussi étudié quelques éclogites des Alpes autrichiennes et d'Allemagne méridionale, notamment le gisement bien connu de Silberbach. Il les a décrits comme étant constitués de grenat, " omphazit " et, occasionnellement, " cyanit " (Werner, 1817).

Le nom éclogite s'avéra utile, puisqu'il fut très vite employé par les géologues européens pour désigner des roches d'Allemagne, d'Autriche, des Alpes et de Norvège. En France, on doit la première étude d'éclogite à Auguste Rivière [1805-1877] (cf. Godard, 1984). Alors professeur d'histoire naturelle à Bourbon-Vendée - aujourd'hui La Roche-sur-Yon, il entreprit de dresser la carte géologique du département de la Vendée sur fond de Cassini. Cette carte, qui ne fut jamais publiée, est aujourd'hui perdue, mais l'on sait qu'à cette occasion Rivière découvrit dans la région de Rocheservière " la belle roche qui porte le nom d'éclogite " (Rivière, 1835). Il en fit une plus ample description en 1844, et l'attribua au groupe des " roches dioritiques " (i.e. amphibolites, pyroxénites...). Selon une conception de l'époque, Rivière considérait chaque groupe de roches ignées (" porphyres ", granites, " roches dioritiques " ou basaltes) comme appartenant à une période géologique particulière. Ainsi, attribuait-il le redressement des couches du Sillon houiller de Vendée " à la catastrophe qui a fait sortir les roches dioritiques des entrailles du globe [...et qui fut] la cause de l'absence de ces terrains compris entre le terrain houiller et le Lias " (Rivière, 1844 ; cf. Godard, 1984). Une étude plus attentive aurait permis à Rivière d'observer que le conglomérat carbonifère comporte par endroits des galets d'éclogite et d'amphibolite. François-René-André Dubuisson (1830) connaissait aussi des éclogites en Loire-Inférieure (Loire-Atlantique), mais il n'avait pas fait le rapprochement avec l'éclogite d'Haüy. Il les décrivit sous les noms d'eurites grenatifères et d'eurites pyroxéniques. Les éclogites du Massif central furent découvertes plus tardivement (Aveyron : Boisse, 1870 ; Limousin : Barret, 1892 ; Marche : Yang Kieh, 1932). Quant aux éclogites des Alpes franco-italiennes, c'est à Necker (1828, Lac Cornu) puis surtout à Fournet (1841) et Joukowsky (1902) que l'on doit les premières descriptions de ces roches sous leur nom. Un examen attentif des descriptions de Fournet montre toutefois que ce dernier avait réétudié les gisements décrits par de Saussure.

3.2 Premières études pétrologiques

Les premières études d'éclogites, qui furent réalisées avant l'invention du microscope polarisant, ne permettaient pas de définir précisément la nature de ces éclogites. Alors que le grenat était reconnu sans difficulté, la matrice pyroxénique était décrite comme " diallage ", " omphazit ", " körniger Strahlstein ", " schorl ", ou encore " smaragdite ". Le nom smaragdite, créé par de Saussure, servait à désigner des silicates verts de nature imprécise. L'omphacite, un autre minéral vert, avait été nommé par Werner (in Hoffmann & Breithaupt, 1815), à partir du grec *ομφαζ* signifiant " raisin vert ", pour désigner la matrice vert clair des

éclogites. Haüy (1822) considérait l'omphacite de Werner comme une variété verte de sa "diallage", c'est-à-dire de notre clinopyroxène. Parce que le clinopyroxène des éclogites possède généralement une belle couleur vert émeraude, le nom omphacite fut finalement adopté, alors que celui de smaragdite devint synonyme d'amphibole verte - autre minéral commun des éclogites -, avant de disparaître tout à fait.

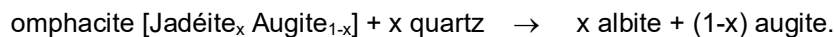
L'utilisation du microscope polarisant, à partir du milieu du XIXe siècle (cf. Hamilton, 1992), conduisit à de grands progrès dans la connaissance de ces roches. Dans les années 1880-1920, d'importantes monographies furent consacrées aux éclogites de Bavière, d'Autriche, de France, de Californie et de Norvège. En France, les éclogites furent d'abord étudiées par Alfred Lacroix (1891). Celui-ci en confia ensuite l'étude à l'un de ses étudiants, Marcel Brongniart, qui n'y consacra qu'un résumé (Brongniart, 1908) avant d'abandonner ses études pour devenir prêtre. Lacroix proposa alors à Yvonne Brière de reprendre le travail, lui demandant si elle était bien sûre de ne pas vouloir entrer au couvent (Y. Brière, comm. pers.). Yvonne Brière a soutenu sa thèse intitulée " Les éclogites françaises ; leur composition minéralogique et chimique ; leur origine ", qui est toujours un ouvrage de référence sur le sujet (Brière, 1920). Son étude était surtout consacrée aux éclogites du Massif armoricain méridional (Loire-Atlantique et Vendée) et du Bas-Limousin (région d'Uzerche).

Au début du XXe siècle, plusieurs monographies furent consacrées aux éclogites (e.g. Hezner, 1903 ; Brière, 1920 ; Eskola, 1921). Ces travaux donnent des descriptions pétrographiques précises de ces roches, avec des détails sur deux importantes structures pétrologiques :

1. les couronnes de kélyphite autour du grenat
2. les symplectites ayant remplacé l'omphacite.

Le nom " kélyphite " fut forgé par Schrauf en 1882, à partir du grec signifiant coquille, parce qu'il enveloppait le grenat des péridotites à grenat. Le nom fut repris par Hezner (1903) pour désigner les couronnes à amphibole + plagioclase qui résultent de la réaction métamorphique entre le grenat et l'omphacite des éclogites. Fermor (1912) fut le premier à proposer une interprétation élégante à ce phénomène, le considérant comme produit de réaction entre le grenat et l'omphacite lors de la décompression.

Le remplacement de l'omphacite par une symplectite à augite + albite fut observée par de nombreux auteurs. La raison de cette réaction métamorphique fut d'abord comprise par le pétrologue italien Secondo Franchi [1859-1932] (Franchi, 1902a), puis par le célèbre pétrologue finlandais Pentti Eskola (1921). Ils l'interprétèrent comme le résultat de l'exsolution de la molécule jadéite de l'omphacite, ce qui produit de l'albite :



La compréhension du phénomène était l'aboutissement d'importants progrès dans la connaissance des clinopyroxènes sodiques et des relations entre la jadéite et les éclogites, qui constituent en eux-mêmes une longue histoire. Le jade est connu depuis le Néolithique, où il fut utilisé pour confectionner des outils et des bijoux (cf. Bishop, 1906). Les Indiens d'Amérique centrale l'appelaient *chalchihuilt*, et les Chinois connaissaient cette roche sous le nom de *Yü*, qu'ils collectaient en divers *Yü Shan* (" montagnes à jade "). Cette pierre fut ensuite décrite en Europe par l'Espagnol Nicolás Monardes, en 1565, sous le nom de " la piedra dela yjada " (la pierre de la colique [néphrétique]), en raison de ses pouvoirs curatifs supposés. Ce nom fut étrangement traduit par " pierre de jade " par des lapidaires français, comme Etienne de Clave (1635), et devint notre " jade ".

Les premiers minéralogistes comme Haussmann (1813), Hoffmann & Breithaupt (1815), Haüy (1822) et, surtout, Alexis Damour (1863, 1865, 1881) distinguaient deux variétés de jade, l'une faite d'amphibole calcique (" néphrite "), et l'autre d'un nouveau silicate sodique et alumineux que Damour nomma " jadéite ". De prime abord, Damour pensait que sa jadéite était une " wernérite " (scapolite), en raison de sa composition chimique, mais plusieurs chercheurs (e.g. Krenner, 1883 ; Arzuni, 1883) montrèrent, d'après les propriétés optiques et physiques du minéral, qu'il s'agissait en réalité d'un clinopyroxène sodique et alumineux. Damour fut le premier à suspecter une relation entre la jadéite et les éclogites, lorsqu'il montra en 1881 que la " substance verte " (l'omphacite) d'une éclogite de Fay-de-Bretagne, en Loire-Atlantique, avait une composition proche de la jadéite. Finalement, plusieurs auteurs établirent que l'omphacite des éclogites était une solution solide entre l'augite et la jadéite, avec un peu d'ægryrine. Secondo Franchi (1900) montra aussi que les roches à jadéite des Alpes sont habituellement associées à des éclogites, et il fut apparemment le premier à décrire la fameuse réaction



Il interpréta, avant Eskola (1921), la déstabilisation de l'omphacite des éclogites comme résultant de l'exsolution du composant jadéite.

3.3 Origine métamorphique des éclogites

Les premières analyses chimiques d'éclogites, dans les années 1870, révélèrent que ces roches avaient la composition chimique de roches gabbroïques, alors que leur constitution minéralogique en était fort éloignée.

L'étude des roches à glaucophane, fréquemment associées aux éclogites, aida à élucider la question de l'origine des éclogites. Des transitions graduelles furent observées entre des gabbros ou basaltes non métamorphisés, des metabasites à glaucophane, puis des éclogites à glaucophane (e.g. Bonney, 1879 ; Lacroix, 1941), dont certaines avaient même préservé les structures originelles des laves en coussin (e.g. Bearth, 1959), argument primordial en faveur de l'origine métamorphique.

Depuis, les éclogites sont considérées comme le résultat du métamorphisme de roches gabbroïques ou basaltiques, et ce, pour trois raisons principales :

1. La géochimie montra que les éclogites avaient tous les caractères chimiques de gabbros, aussi bien du point de vue des terres rares, des oligo-éléments que des éléments majeurs ;
2. La structure du gabbro pré-éclogitique était sur certains sites encore reconnaissable ;
3. La transition gabbro-éclogite fut confirmée expérimentalement (e.g. Ringwood & Green, 1966). Cependant, on admet encore que certaines éclogites du manteau (griquaïte, grosopydite) pourraient se former à partir d'un magma dans des conditions de très haute pression.

3.4 Concept de métamorphisme de haute pression de " faciès éclogite "

Quand la parenté entre éclogite et gabbro fut mise en évidence, vers 1900, on s'interrogea sur les raisons de l'existence d'une si grande différence de minéralogie entre les deux roches, alors que leur composition chimique est similaire. La pression s'avéra être une réponse séduisante à cette question. Le pétrologue austro-hongrois Friedrich Becke (1903), observa que les volumes molaires des paragenèses éclogitiques étaient systématiquement plus faibles que ceux des assemblages gabbroïques de même composition. Il en conclut que les éclogites étaient l'équivalent de haute pression des gabbros. Cette idée fut vite reprise par divers chercheurs (Grubenmann, Fermor, Eskola), et sa confirmation expérimentale quelques 63 années plus tard.

Dans le même temps, les progrès de la cristallographie permettaient de comprendre la particularité fondamentale des éclogites. Le comportement de certains cations, en particulier Al^{3+} , expliquait bien la forte densité des paragenèses éclogitiques. On montra qu'en raison de leur taille relativement importante, les ions Al ne sont pas stables à haute pression dans les sites tétraédriques des silicates, ceux-ci étant compressés avec l'accroissement de la pression (Fairbairn, 1943 ; Thompson, 1947 ; Smith, 1982). En conséquence, une forte pression, et, à un moindre degré, une faible température, favorisent la présence de l'aluminium hors des sites tétraédriques vers les sites octaédriques (Al^{VI}), ce qui est le cas des minéraux éclogitiques, alors que de faibles pressions permettent au contraire la présence d'aluminium dans ces mêmes sites (Al^{IV}). Ainsi, la réaction bien connue



qui peut simplement s'écrire Al^{IV} tétraédrique \rightarrow Al^{VI} octaédrique

À des pressions encore plus extrêmes, Si est à son tour expulsé des sites tétraédriques, donnant naissance à des minéraux d'ultra-haute pression comme les grenats majoritaires et la stishovite.

Gabbro		Eklogit	
Olivin, Augit, Basischer Plagioklas		Omphacit, Granat, Quarz	
Augit		=	Granat
Ca Mg Si ₂ O ₆	68	R ₃ Al ₂ Si ₃ O ₁₂	121
Mg Al ₂ Si ₂ O ₆	68		
	<u>136</u>		
Augit + Anorthit		=	Granat + Quarz
Ca Mg Si ₂ O ₆	68	R ₃ Al ₂ Si ₃ O ₁₂	123
Ca Al ₂ Si ₂ O ₈	101.1	Si O ₂	22.8
	<u>169.1</u>		<u>145.8</u>
Olivin + Anorthit		=	Granat
Mg ₂ Si O ₄	43.9	R ₃ Al ₂ Si ₃ O ₁₂	121
Ca Al ₂ Si ₂ O ₈	101.1		
	<u>145.0</u>		
Albit des Plagioklases		=	Na-Al-Silikat des Omphacit [Jd] + Quarz
Na Al Si ₃ O ₆	100.3	Na Al Si ₂ O ₆	64.6
		Si O ₂	22.8
			<u>87.6</u>
Nephelin + Albit		=	Glaukophan
Na Al Si ₃ O ₆	100.3	Na ₂ Al ₂ Si ₄ O ₁₂	137
Na Al Si O ₄	59		
	<u>156.3</u>		
		=	Jadeit
		2 (Na Al Si ₂ O ₄)	122.8

La confirmation expérimentale de la formation à haute pression des éclogites, et donc de leur origine profonde, date des années 1950-60, avec le développement de la pétrologie expérimentale. Les principaux stades en furent les suivants : synthèse du diamant (Bundy et al., 1955) ; étude de la transition coesite-quartz (Coës, 1953) ; détermination de la stabilité des silicates d'alumine (Khitarov et al., 1963 ; Bell, 1963) ; investigation sur la transformation du gabbro en éclogite (Ringwood et Green, 1966 ; Green et Ringwood, 1967, 1972 ; cf. Green, 1998) ; étude de la réaction albite → jadéite + quartz (cf. Yoder, 1950 ; Newton et Smith, 1967).

Par ailleurs, l'application de la thermodynamique des équilibres aux roches, à partir des années 1960, a entraîné l'utilisation de géothermobaromètres qui ont permis de déterminer les évolutions en pression et température de nombreuses éclogites. Ces calculs ont livré des pressions généralement supérieures à 13 kbar, au-delà des valeurs initialement admises. Finalement, dans les deux dernières décennies, la découverte de roches crustales à coesite (e.g. Chopin, 1984 ; Smith, 1984), a propulsé les pressions maximales pour le faciès éclogite à plus de 40 kbar, correspondant à des profondeurs de formation de plus de 100 km.

3.5 Interprétations géodynamiques

Alors que les connaissances sur les éclogites progressaient, plusieurs hypothèses étaient avancées pour rendre compte de la formation de ces roches. Différentes classifications ont été proposées pour les éclogites, les plus connues étant celles de Smulikowski (1964) et de Coleman et al. (1965), au demeurant très proches. Ces auteurs ont distingué trois groupes d'éclogites, bien différents du point de vue géodynamique et qui ont donné lieu à des hypothèses spécifiques :

1. Les éclogites mantelliques (groupe I de Smulikowski et groupe A de Coleman et al.) sont associées à des roches ultrabasiques, au sein des massifs péridotitiques ou comme xénolithes dans les diatrèmes kimberlitiques. Elles furent à l'origine de la controverse sur l'existence d'une " couche éclogitique " dans le manteau supérieur.
2. Les éclogites d'ophiolites métamorphisées (groupe II de Smulikowski et groupe C de Coleman et al.) sont associées à des glaucophanites, avec lesquelles elles forment des ceintures de haute pression dans les chaînes de montagnes. Depuis la révolution de la tectonique des plaques, elles sont généralement considérées comme les reliques d'anciennes zones de subduction.
3. Les éclogites associées à des roches gneissiques (groupe III de Smulikowski et groupe B de Coleman et al.) furent à l'origine de la controverse " origine in situ contre origine étrangère ". Certaines d'entre elles sont aussi impliquées dans l'énigme du métamorphisme d'ultra-haute pression.

3.6 Les éclogites ophiolitiques, témoins de la subduction

C'est aussi à de Saussure que nous devons la première description d'une glaucophanite. Le 20 août 1792, il visita le fameux gisement de Saint-Marcel, dans la Vallée d'Aoste, et y observa une roche composée de "schorl

bleuâtre " et grenat. Bien plus tard, des schistes bleus furent aussi décrits en Grèce par Hausmann (1845) qui créa le nom glaucophane, du grec (bleuâtre, glauque) et (apparaître). D'autres roches à glaucophane furent découvertes dans les Alpes, en Nouvelle-Calédonie (Jannettaz, 1867 ; Lacroix, 1941), au Japon, en Indonésie, en Californie et au Venezuela. Le célèbre gisement de glaucophane de l'île de Groix, en Bretagne, fut identifié par A. von Lasaulx (1883, 1884) grâce à des échantillons envoyés en Allemagne par le comte de Limur, avant d'être étudié par Charles Barrois (1883).

Généralement, les glaucophanites étaient associées à des ultrabasites et des éclogites à glaucophane. De plus, des transitions avec des métagabbros ou des metabasites étaient observées (cf. Lacroix, 1941). De ce fait, les schistes bleus apparaissaient clairement comme des " ophiolites " métamorphisées (cf. livre sur les rodingites).

Schürmann (1951-1956) montra que les schistes bleus et les éclogites associées étaient localisés dans des ceintures de haute pression, qu'il interpréta comme des témoins d'ophiolites formées dans des géosynclinaux et ultérieurement impliquées dans des orogènes. Le métamorphisme de haute pression était généralement attribué à la surcharge résultant de l'enfouissement lié à une tectonique en nappes. Miyashiro (1961) observa l'existence, dans la région circum-pacifique, de ceintures de basse pression, disposées parallèlement à ces ceintures ophiolitiques de haute pression. Il pensait que de telles paires de ceintures métamorphiques pouvaient correspondre à la bordure et au centre des géosynclinaux.

Quoique la théorie des géosynclinaux préfigurât d'une certaine manière la théorie moderne de la tectonique des plaques, l'irruption de cette dernière modifia radicalement l'interprétation des ophiolites et des schistes bleus. Gass (1968) proposa que les ophiolites étaient des fragments de plancher océanique. Peu de temps après, Moores et Vine (1971) les considérèrent comme représentant une ancienne croûte océanique. De plus, la théorie de l'expansion des fonds océaniques, conçue dans les années 1960, avait comme corollaire indispensable la disparition de la lithosphère océanique par subduction. Le mot " subduction ", de sub (sous) et ducere (tirer), avait été créé dès 1951 par André Amstutz, pour désigner la descente abrupte d'un segment de lithosphère dans le manteau. Après la " Penrose Conference " de décembre 1969, il fut utilisé pour désigner la subduction de lithosphère océanique (White et al., 1970 ; cf. Dickinson, 1970 ; Lanterno, 1982). Ce nouveau concept de la tectonique des plaques était, par ailleurs, en agrément avec les plans de forte sismicité qu'avaient déjà observés Wadati (1935) et Benioff (1954).

On admit, dans les années 1970-1975, que la subduction de croûte océanique devait produire des éclogites. Curieusement, Arthur Holmes, professeur de géologie à l'université de Durham (Angleterre), avait déjà imaginé une hypothèse similaire, dès 1931. Dans un article intitulé Radioactivity and Earth movements, Holmes (1931) invoquait des courants de convection dans le substratum des continents pour expliquer la dérive des continents (cf. Godard, 2001, Appendice 4). En raison d'une radioactivité supérieure, la température devait être, selon lui, plus élevée sous les continents que sous les océans. En conséquence, des courants de convection devaient monter à l'aplomb des continents, diverger horizontalement en disloquant ceux-ci, avant de replonger sous les océans, dans des zones de " subsidence " où devaient se former des éclogites, sous l'effet d'une " pression orientée ". Les éclogites, étant denses, devaient contribuer par leur poids à entraîner la convection - en réalité, ce dernier point, qui s'apparente au mouvement perpétuel, est d'une conception assez simpliste. Cette hypothèse de formation des éclogites fut alors totalement ignorée. Même les partisans de la théorie d'Alfred Wegener ne comprirent pas les implications des courants de convection d'Holmes sur la théorie de la dérive des continents (cf. Gohau, 1991).

Dans les années 1970, les ceintures vertes métamorphisées à haute pression devinrent, pour la majorité des chercheurs, de la lithosphère océanique, métamorphisée lors d'une subduction partielle. Les paires de ceintures métamorphiques de Miyashiro (1961) furent réinterprétées, à la lumière des nouveaux modèles de zone de subduction (Oxburgh et Turcotte, 1970), comme le résultat d'une différence de gradient géothermique entre la croûte océanique plongeante " froide " et la bordure " chaude " de l'arc océanique (Miyashiro, 1967, 1972, 1973 ; Ernst et al., 1970). L'évolution rétrograde des terrains de haute pression, caractérisée par une hausse de température et une baisse de pression, c'est-à-dire par un cheminement pression-température " horaire ", fut expliquée par le retour à un gradient ordinaire après arrêt de la subduction (Ernst et al., 1970). Enfin, on tenta de rendre compte de l'accrétion de ces ceintures métamorphiques aux chaînes de montagnes par des mécanismes de collision continentale ou d'" obduction " (e.g. Coleman, 1971, 1977a, 1977b). En une décennie, la tectonique des plaques venait de modifier radicalement notre compréhension des ceintures métamorphiques de haute pression.

4. LES ECLOGITES DU HAUT ALLIER

4.1 Eclogites

Les traces de l'orogénèse varisque dans le Haut-Allier sont interprétées comme le résultat du chevauchement de l'Unité Supérieure des Gneiss (USG) sur l'Unité Inférieure des Gneiss (UIG). L'UIG est caractérisée par un métamorphisme dans le faciès des amphibolites et l'absence de haute pression et l'USG par la présence de reliques de haute pression. L'essentiel de l'USG est constituée de migmatites contenant des reliques de granulites. Ces granulites ont cristallisé autour de 11-13 kbar pour 700-800°C, il y a ~360 Ma (Gardien et al., 2011 ; Schulz, 2014). Les éclogites affleurent dans le Groupe Leptyno-Amphibolitique (GLA) situé à la base de l'USG. De précédentes études pétrologiques ont conclu à des conditions de cristallisation de l'ordre de 20 kbar pour 800°C (Pin and Vielzeuf, 1988), conditions atteintes il y a 430 ± 20 Ma (Ducrot et al., 1983) pour les éclogites de La Borie.

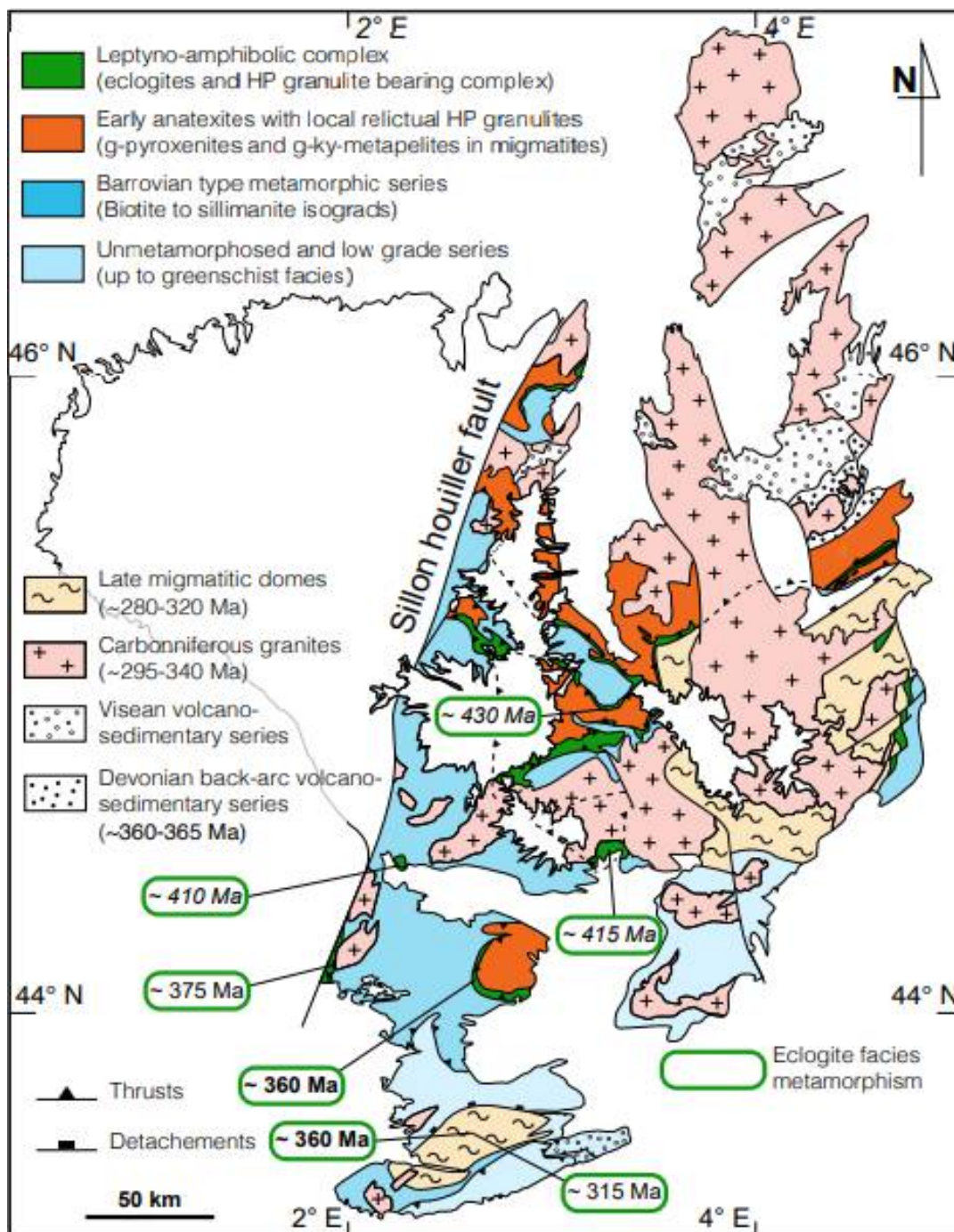


Figure 17 : Eclogites : Massif Central oriental : Occurrences éclogitiques et leur ages

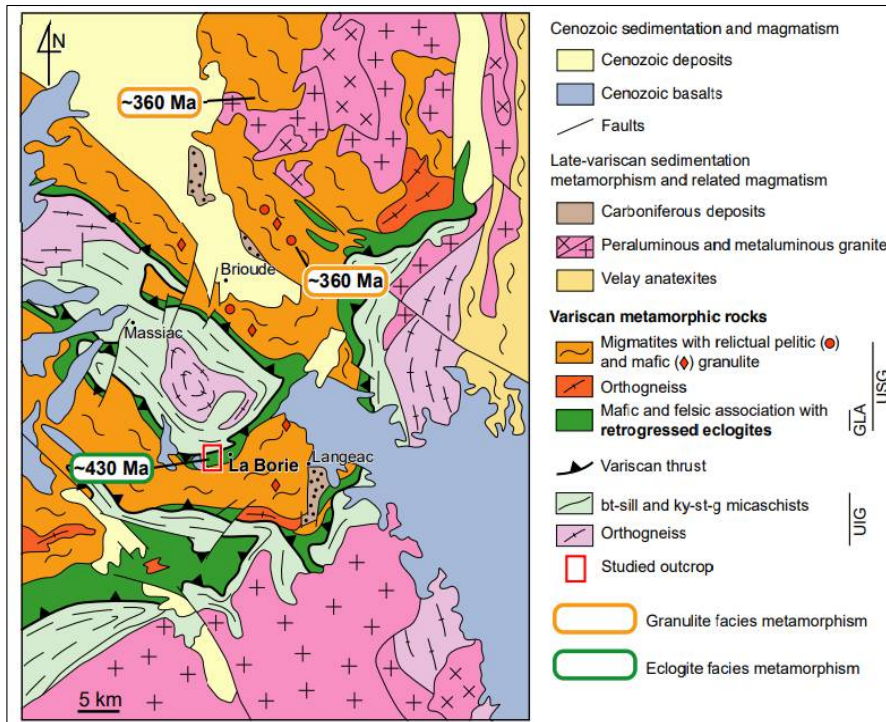


Figure 18 : Eclogites : Massif Central : Occurrences éclogitiques autour de la Borie (43)

4.2 Pétrologie

Les éclogites (roche hôte) contiennent des niveaux particulièrement riches en grenat. L'essentiel de la roche est partiellement rétro-morphosé et préserve plusieurs stades de l'évolution métamorphique.

Les grenats sont les cristaux les plus anciens de la roche. La nature des symplectites suggère la présence d'anciens cristaux d'omphacite, de disthène et de muscovite. La matrice contient aussi du rutile, de l'apatite et du zircon.

La nature, la forme et la taille des inclusions définissent le cœur, le manteau et la surface du grenat. Le motif des inclusions souligne la zonation prograde du grenat. Une discontinuité irrégulière de la proportion de grossulaire traduit deux événements de cristallisation du grenat séparés par une période de résorption.

- Dans le grenat 1, l'épidote et l'amphibole sont abondants au cœur et disparaissent vers la surface; le disthène apparaît dans le manteau et la surface contient essentiellement du rutile.
- Le grenat 2 est caractérisé par la présence d'omphacite xénomorphe et d'amphibole automorphe.

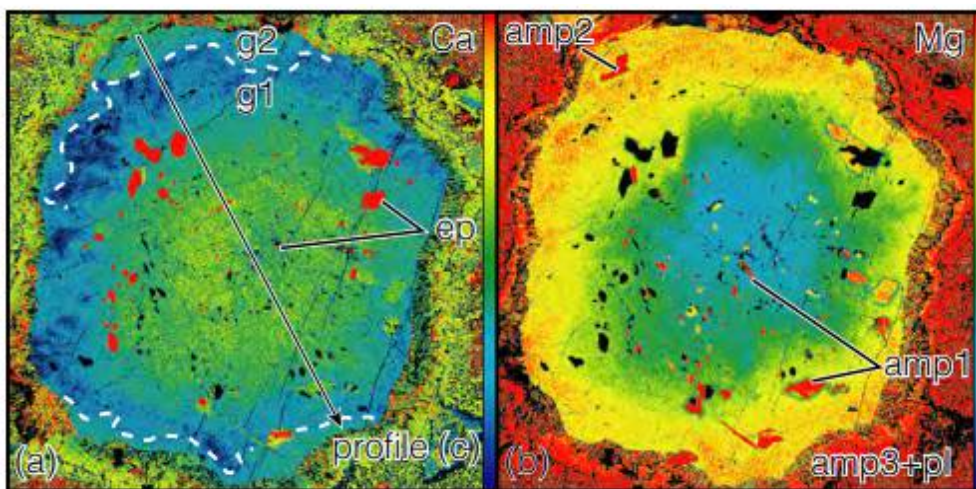


Figure 19 : Eclogites : Massif Central : Existence de deux types de grenats G1 et G2 Zonation des grenats et des clinopyroxènes – Présence de nombreuses inclusions

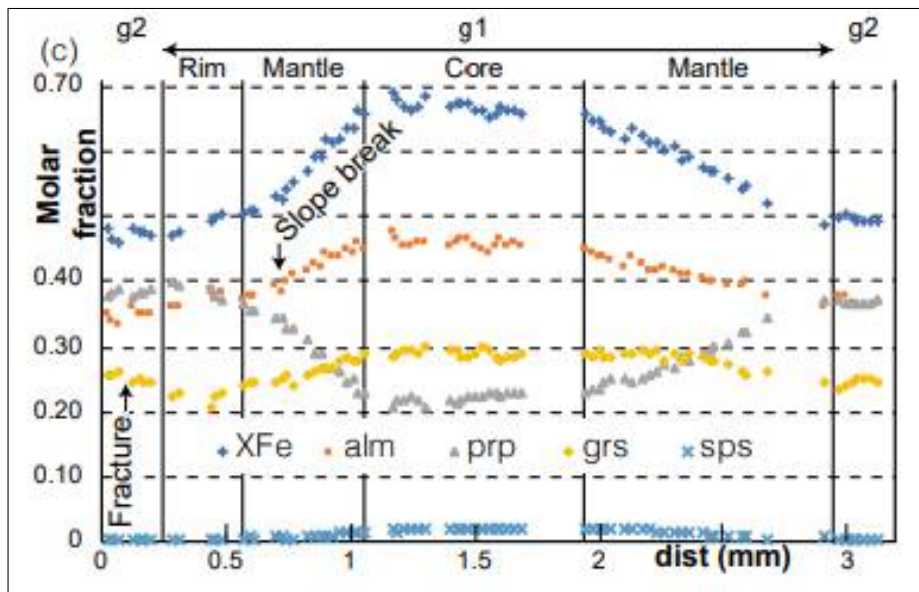
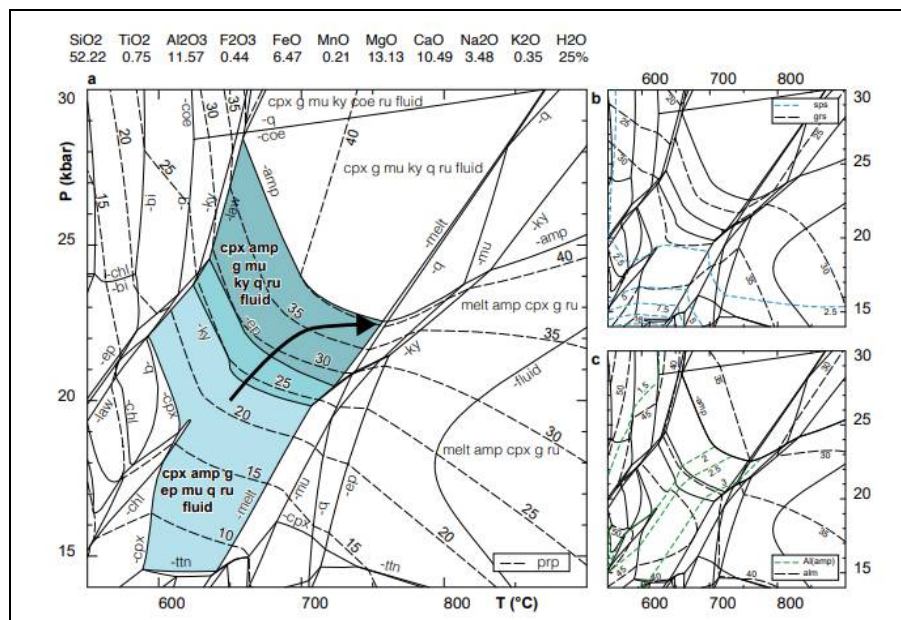


Figure 20 : Eclogites : Massif Central : Existence de deux types de grenats G1 et G2
Zonation des grenats en pôles limites

Comme toujours, le spessartine cristallise dans la toute première phase et n'est présent que dans le cœur du grenat
le slope break correspond à la disparition du nickel (spessartine) et aux stagnations des concentrations en almandin et pyrope.

Les grenats du niveau à grenat présentent une zonation similaire au manteau et à la surface des grenats de la roche "hôte". Ils contiennent aussi les mêmes inclusions d'épidote, amphibole et disthène.

Dans une pseudo section, calculée pour la composition de la roche hôte, la séquence de cristallisation et la zonation de croissance du grenat traduisent une augmentation de pression et de température.



La séquence de cristallisation et de résorption du grenat, de l'amphibole et du clinopyroxène ainsi que l'apparition de cristaux d'albite sont expliqués par une augmentation de température isobare puis une décompression isotherme.

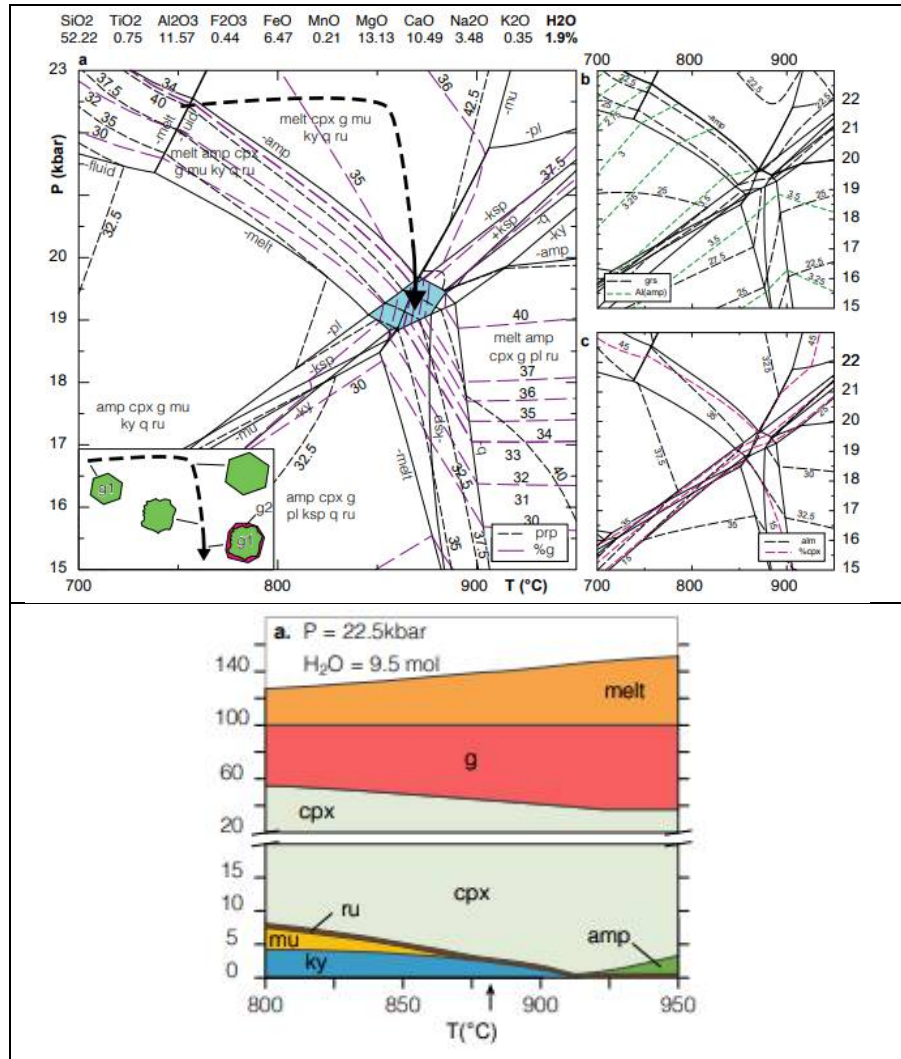


Figure 21 : Eclogites : Massif Central : Evolution des roches et parcours dans le métamorphisme

Trois évènements métamorphiques, définissent une évolution P–T horaire :

- M1 : défini par des associations grenat1-omphacite-disthène, Il s'agit d'éclogites qui ont atteint des conditions comprises entre ~ 20 kbar-650 °C et ~ 22.5 kbar-850 °C. le premier évènement métamorphique (M1) est prograde et traduit un enfouissement, puis un réchauffement isobare.
- M2 : défini par des associations grenat2-clinopyroxène-plagioclase Il s'agit de granulites de haute pression 19.5 kbar, à 875 °C La résorption du grenat1 à laquelle succède la croissance du grenat2 est interprétée comme le résultat d'une décompression isotherme lors du métamorphisme M2. Il est suggéré que ces roches ont subi une fusion partielle lors du pic thermique du stade M1 et lors du stade M2.
- M3 : défini par des associations amphibole-plagioclase, Il s'agit d'amphibolites de haute température (M3 ; < 9 kbar, 750–850 °C). Ce dernier évènement métamorphique traduit une forte décompression associée à un refroidissement limité.

Cette évolution des conditions P–T est compatible avec un modèle géodynamique impliquant la juxtaposition du manteau asthénosphérique chaud contre les roches de la croûte subductée à laquelle succède une exhumation dominée par le retrait du panneau plongeant (slab rollback).

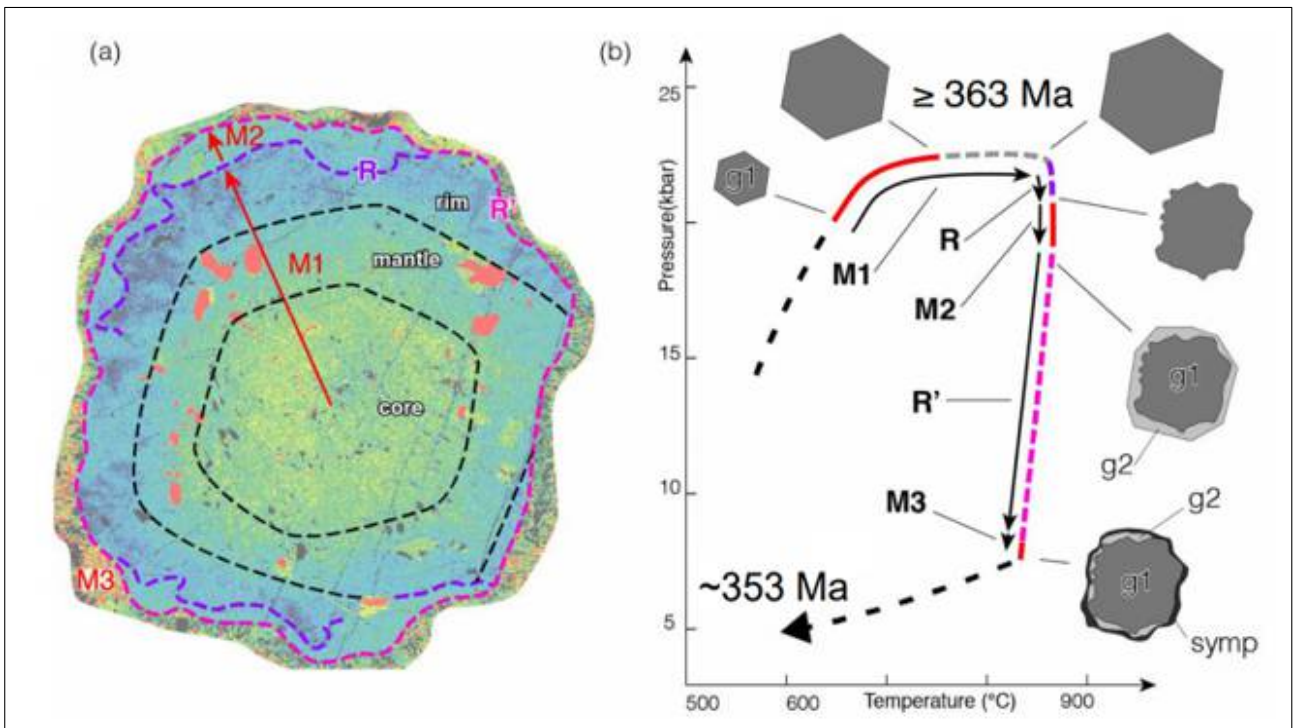


Figure 22 : Eclogites : Massif Central : Evolution Pression-Température-temps de l'éclogite de La Borie

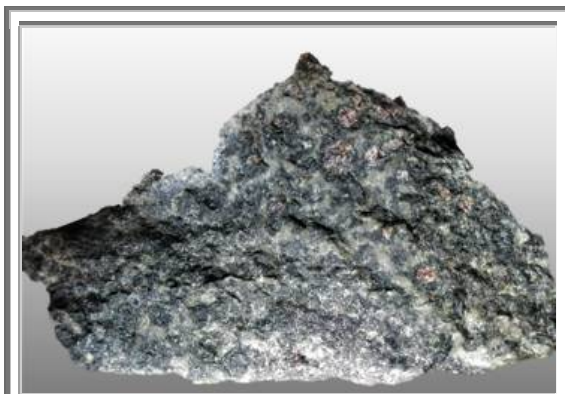
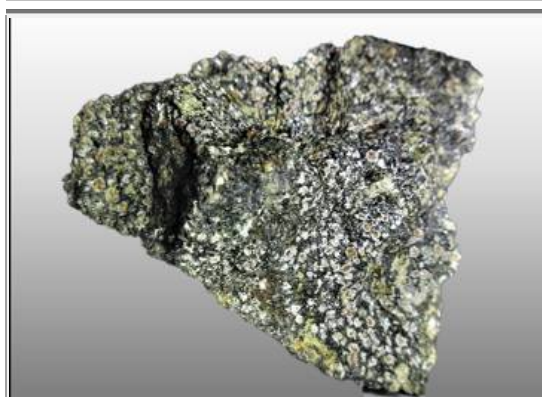
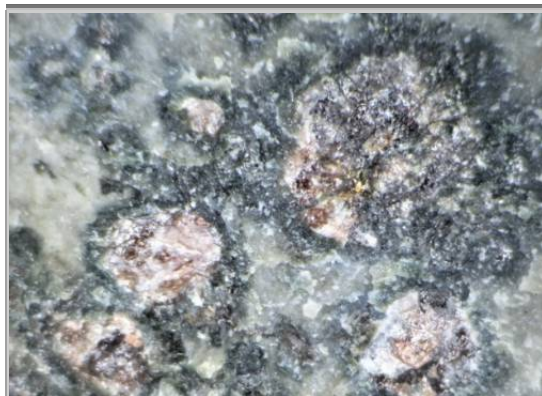
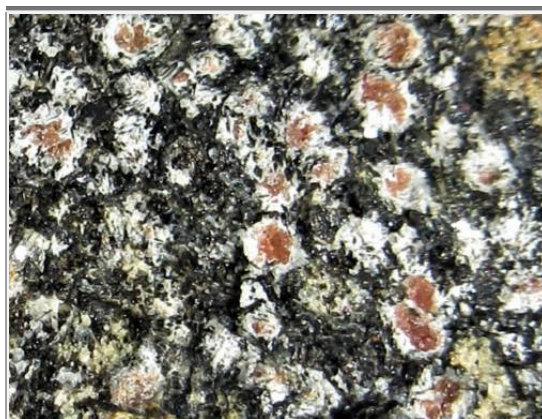


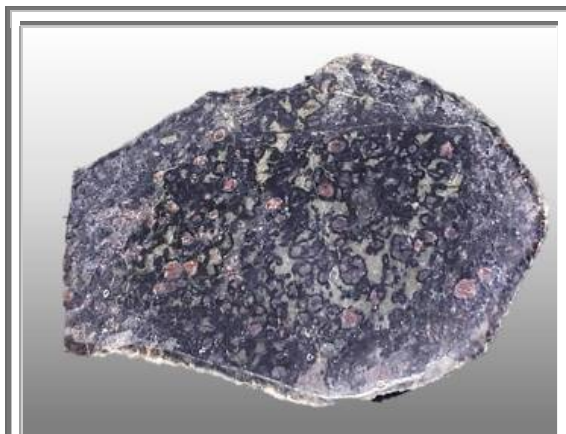
Figure 23 : Eclogites : Specimens du Haut Allier

**Eclogite
La Borie (43)
100 mm
Collection : perso, n°905**

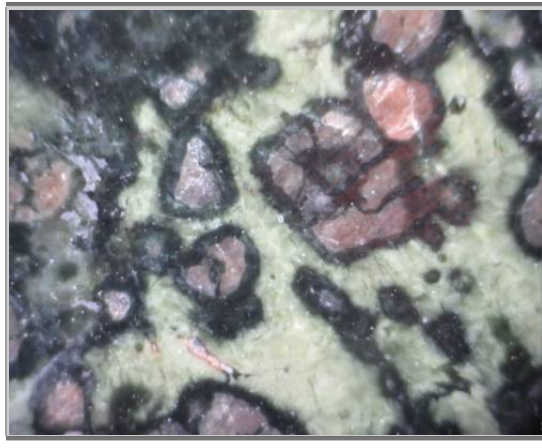


**Eclogite
Cerzat (43)
80 mm
Collection : perso, n°906**





Eclogites : Specimens du Haut Allier



**Eclogite
St AustreMoine (43)
100 mm
Collection : perso, n°1109**

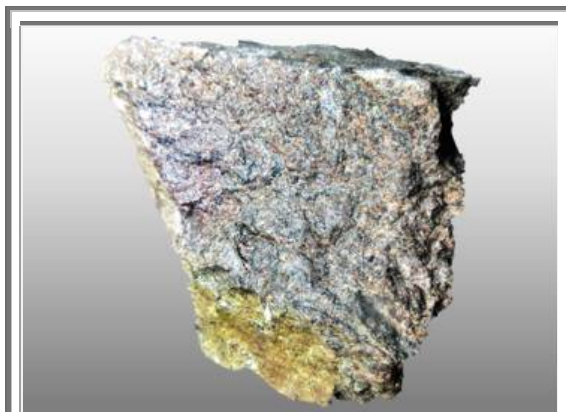
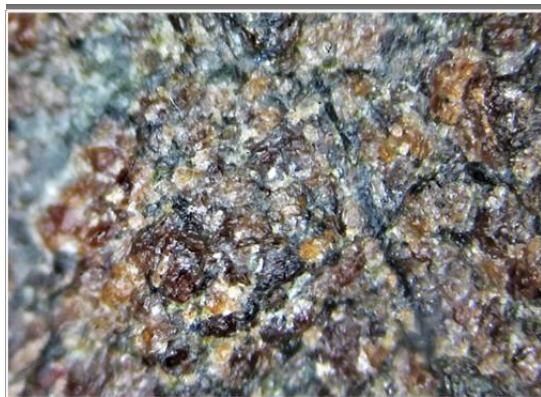


Figure 24 : Eclogites : Autres roches du Haut Allier

Almandin dans pyroxénite
Fix (43)
120 mm
Collection : perso, n°909



Almandin dans amphibolite
St Privat du dragon (43)
120 mm
Collection : perso, n°908

5. LES ECLOGITES DU SUD ARMORIQUE

Brève extrait de la géologie de l'Armorique – Orogenèse hercynienne

Les éclogites du sud Armorique trouvent leur origine avec l'orogénèse hercynienne.

Mais remontons quelques 400 Ma en arrière : un petit pas pour la géologie, un bond de géant pour l'homme.

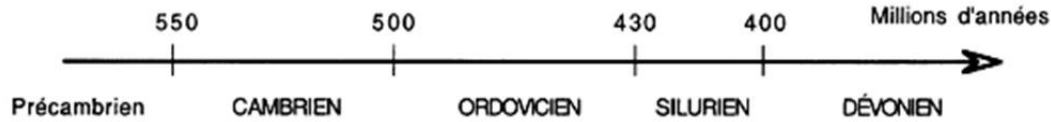


Figure 25 : Rappel des époques géologiques concernées par les mécanismes de subduction-collision responsable de l'orogénèse hercynienne

Pendant l'Ordovicien, la plaque armorique est constituée des reliquats érodés des chaînes icardiennes (-2 300 Ma) puis cadomienne (de Caen) (- 650 à -570 Ma).

Le démantèlement du continent Protogondwana se produit par formation de rifts continentaux qui vont donner successivement, l'océan rhéique puis l'océan du massif central.

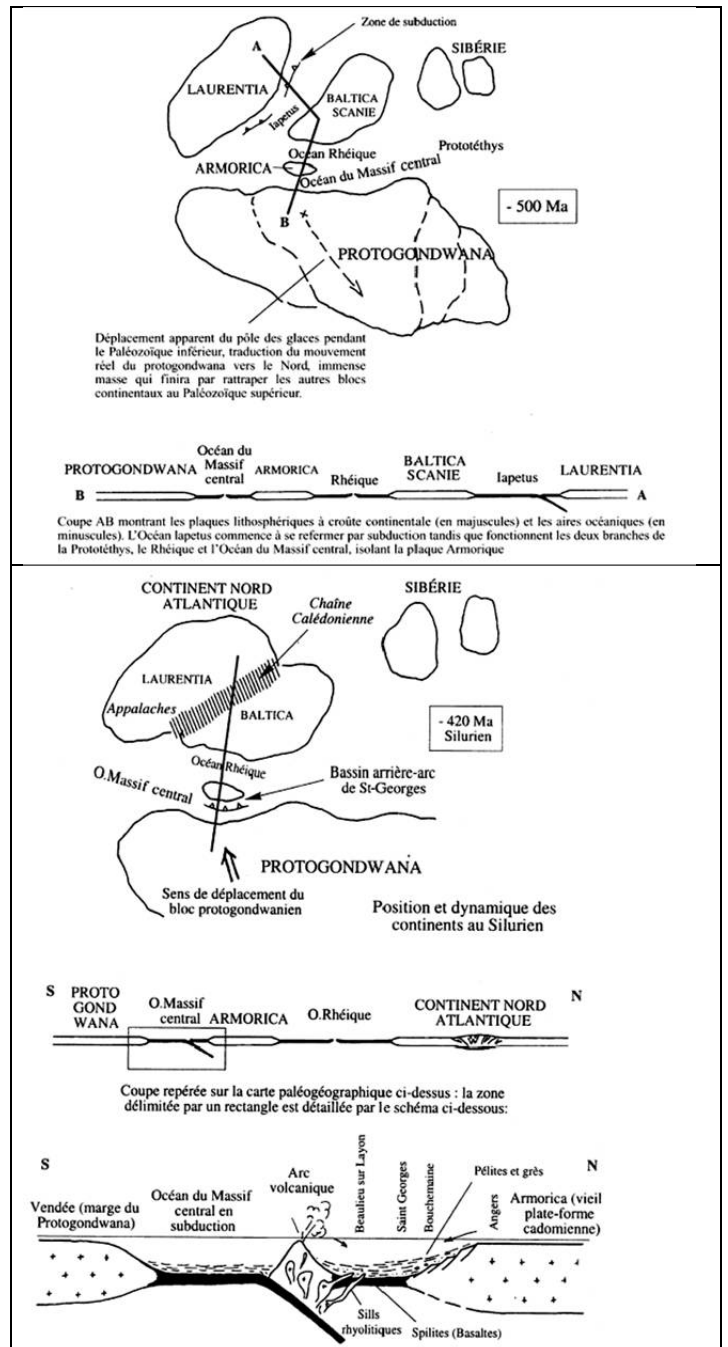
Les plaques dérivent en direction du nord - nord-ouest sous l'effet de la subduction dans l'océan Iapetus, au large du continent Laurentia.

Pendant les 100 Ma qui suivirent, Baltica et Laurentia rentrèrent en collision, mais surtout une zone de subduction se forma dans l'océan du Massif central, en direction de la plaque armoricaine.

Cette subduction est à l'origine de la formation du bassin arrière-arc de Saint Georges sur Loire, dont les nombreux schistes comprennent de nombreux fragments volcaniques. Les témoins de ce bassin arrière-arc peuvent être suivis jusqu'à la localité de Chalonnes.

Cette subduction de l'océan de Massif central se termina avec l'obduction de l'arc volcanique, et le métamorphisme de haute pression dans la croûte océanique et les sédiments volcano-détritiques subductés.

Les reliques de ces océans sont représentées de nos jours, par les sutures ophiolitiques que l'on rencontre de part et d'autre de la plaque armorique : celles du Cap Lizard (Grande-Bretagne) et celles de la Zone ligérienne (Groix, Vendée et Anjou méridional)



La collision du Dévonien est consécutive à la fermeture de l'océan du massif central (Debelmas et Mascle (1991)).

Le Protogondwana entre en collision avec le domaine médo-Armoricain. La subduction a créé une faille, qui devient le siège d'un glissement de la plaque médo-Armoricaine contre la plaque Aquitaine.

La phase hercynienne (-300 à -280 millions d'années) est à l'origine de la formation du massif Armoricain et à celle de l'anticlinal sud-Armoricain, obliquement, ce qui va commander un schéma en coulissemens dextres générant des couloirs en effondrement, des bassins en pull apart à remplissage chaotique, recueillant les fragments de ses bordures abruptes.

Après l'empilement des nappes, c'est l'époque de l'épaississement de la croûte continentale et de sa granitisation. Enfin, les processus de l'isostasie vont faire remonter l'ensemble et créer les premiers reliefs de la chaîne hercynienne.

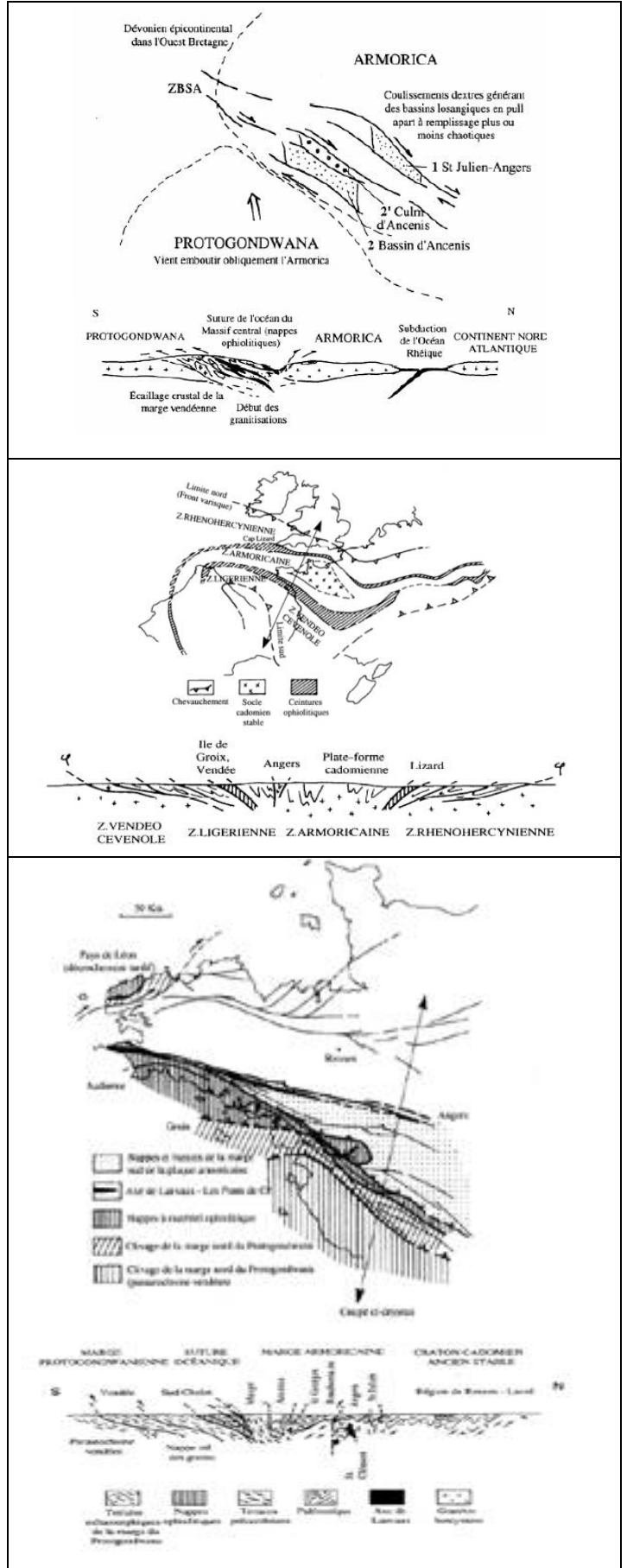
Cette remontée est irrégulière et va générer des bassins allongés intra-montagneux très actifs et recevant les produits de l'érosion des reliefs alentour.

A l'échelle de la France et du Massif armoricain lui-même, la région qui nous intéresse se situe sur la branche sud de l'édifice, marquée par:

- une ceinture ophiolitique métamorphisée en nappes dilacérées : Audierne, Groix, Choletais (gabbros lités de la carrière des Quatre Étalons),
- un complexe de nappes dont les sens de chevauchement sud sont parfois oblitérés par des coulissemens dextres et une intense granitisation. Cette organisation est représentée en coupe par Le Corre & al. (1991), qui dessinent un bloc cadomien et un édifice de nappes à vergence sud. Les ophiolites sont des reliques de croûte océanique (plancher basaltique formant le fond des océans) d'âge Ordovicien, actuellement sous faciès d'écolgites et de métagabbros s.l. : Audierne, Vendée, schistes à glaucophane ("schistes bleus") de l'île de Groix.

La coupe présentée fig.6 montre cette structuration au niveau de l'Anjou et de la Vendée : de part et d'autre de la suture océanique se différencient un domaine stable (région de Rennes) passant vers le Sud à une marge profondément déformée, et un domaine métamorphique (Vendée), témoin du clivage d'une paléomarge d'un ancien continent.

La région angevine représente donc la limite entre deux masses continentales anciennes, un craton ancien (l'Armorica) au nord, le Protogondwana au Sud.



6. ILE DE GROIX

L'histoire de l'île de Groix, ce « petit caillou » de 5 km sur 3, au large du Morbihan, est si compliquée mais aussi si intéressante qu'un certain nombre de recherches, souvent contradictoires, ont été effectuées sur ce thème, dont celle de Valérie Bosse et Michel Ballèvre, dont les effets aujourd'hui sont l'existence d'une réserve géologique sur l'île, la réserve François Le Bail, ainsi qu'une remise en question de l'histoire de l'orogénèse hercynienne.

Tout a commencé, il y a quelques 420 millions d'année, lorsque le supercontinent Gondwana est venu au contact de la modeste plaque Armorique et que l'île de Groix a commencé à subduire...



Figure 26 : Groix : Vue aérienne de l'île

6.1 Réserve naturelle François Le Bail

site : <http://ile-de-groix.info/reserve.php>

La réserve naturelle François Le Bail a été créée par décret ministériel en 1982 à la demande de la municipalité de l'île. Sa superficie est de 47 ha terrestres auxquels s'ajoute le domaine maritime de la Pointe des Chats. Sa gestion est confiée à l'association Bretagne Vivante S.E.P.N.B. qui emploie sur place à l'année, deux personnes.

La réserve naturelle comprend 2 secteurs :

1 - Le secteur de Pen Men-beg Melen

Il inclut des falaises d'un grand intérêt géologique, de belles étendues de pelouses et de landes littorales. Cette zone offre aussi un intérêt ornithologique par la présence de colonies d'oiseaux nicheurs. On peut y observer différentes espèces (données 2001) :

- le grand goëland argenté (329 couples)
- le goëland marin (4 couples)
- le pétrel fulmar ou fulmar boréal (27 individus)
- le goëland brun (31 couples)
- le cormoran huppé (43 couples)
- la mouette tridactyle (11 nids construits)
- le grand corbeau (3 jeunes à l'envol), nicheur sur l'île qui est un hôte régulier de la réserve.

2 - Le secteur de Locquetas, les Saisies et la Pointe des Chats

Il comprend une étroite frange côtière, jusqu'au chemin des Douaniers et l'estran rocheux. L'intérêt est ici essentiellement géologique. Cette réserve Naturelle a été créée pour préserver un témoin exceptionnel de l'histoire géologique de la Bretagne, bien exposé dans les côtes rocheuses de l'île à travers des structures géologiques remarquables et une grande diversité de minéraux : glaucophane bleu, épidote jaune, grenat rouge qui colore le sable du haut de certaines plages.

Les impératifs de protection le permettant, la réserve naturelle est ouverte au public. C'est un lieu de promenade privilégié pour les amoureux de la nature. Des animations sont proposées durant les vacances scolaires pour la faire découvrir et sensibiliser les visiteurs à la nécessité d'une protection (se renseigner à la Maison de la réserve ou à l'Office du Tourisme).

Accueil du public toute l'année, la visite de la maison de la réserve est gratuite.

Vous y trouverez toujours une exposition et des animations tout public durant les vacances scolaires, pour les groupes sur réservation toute l'année.

6.2 Pétrographie

Les roches de haute pression de l'île de Groix sont constituées de 80% de métapélites et 20 % de metabasites, appartenant à une ceinture métamorphique HP/BT hercynienne enfouie, qui affleure sur la côte méridionale de la Bretagne [24].

A partir des associations minéralogiques, les roches metabasiques ont été divisés en trois groupes, les écolgites et schistes bleus à omphacite, les schistes bleus, parfois partiellement rétomorphosés, et les schistes verts.

Les écolgites et les schistes bleus sont plus fréquents dans l'unité inférieure (partie orientale de l'île), tandis que les schistes verts sont prépondérants dans l'unité supérieure (partie occidentale de l'île).

De plus, les roches métapélites des deux unités peuvent également être divisées en deux groupes, en fonction de leur structure, entre roches massives ou rubanées, chacune étant présente dans les deux unités tectoniques.

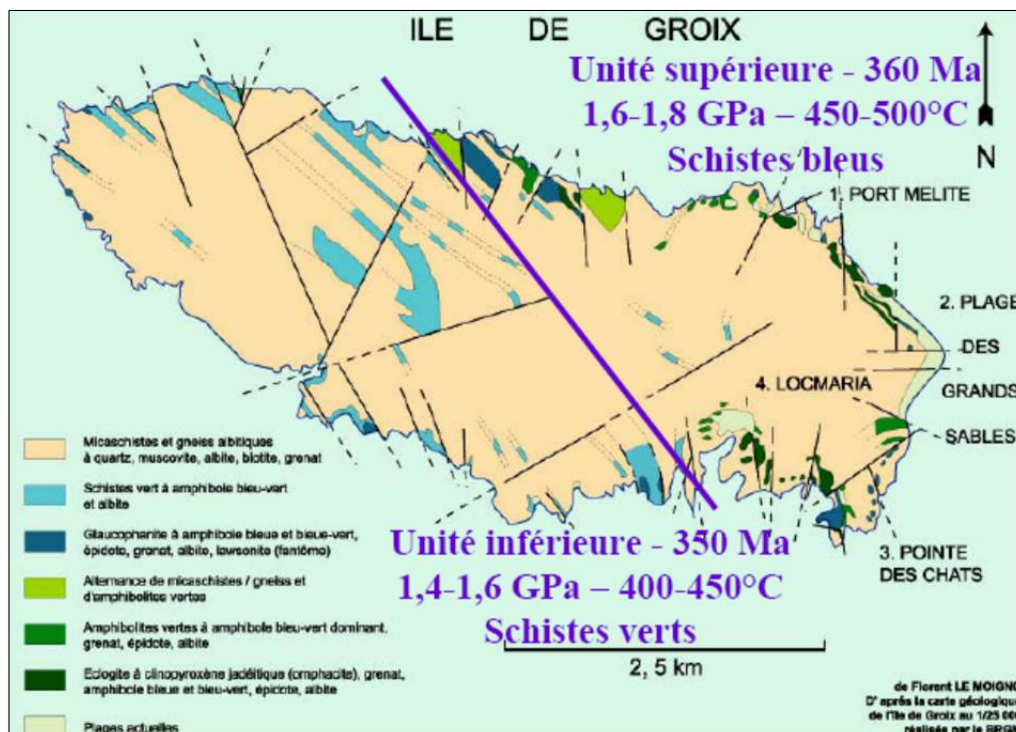


Figure 27 : Groix : Principales structures géologiques du Morbihan et de l'île de Groix
Données PT et âge d'après Valérie Bosse et al [24]

Ainsi, si le cœur de l'île est constitué principalement de micaschistes et que ceux-ci regorgent de grenats, ce sont plutôt les roches metabasiques qui sont les plus intéressantes sur l'île de Groix, car quasiment endémiques, telles le glaucophane, magnifique amphibole $\text{Na}_2\text{Mg}_3\text{Al}_2 [\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2]$, qui forme de petits bâtonnets bleu-nuit ou des masses sinueuses bleu-argent, et fait la fierté de l'île.

6.3 Parcours métamorphique P-T-t

Les analyses réalisées par Valérie Bosse sur différents échantillons montrent que les compositions des roches de l'île de Groix sont très homogènes [29]. Les diverses associations de minéraux rencontrées ne sont donc pas dues à des gradients de concentration, causés par des phénomènes hydrothermaux ou de diffusion, mais bien à des recombinaisons de minéraux en fonction des conditions de pression-température subies par les roches.

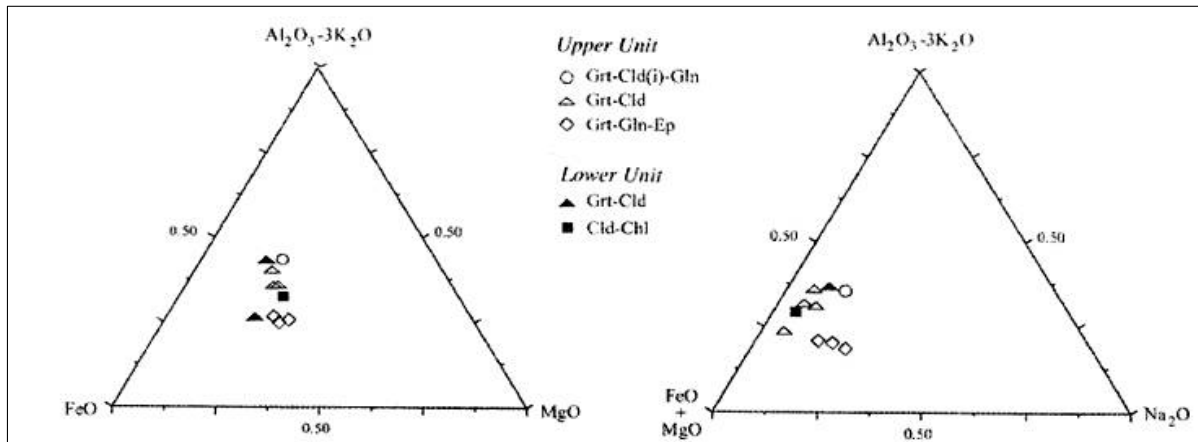


Figure 28 : Groix : Composition d'un certain nombre d'échantillons analysés par V. Bosse et al [29], montrant une homogénéité très sensible.

La présence d'amphiboles telles le glaucophane et surtout celle d'éclogites indique que les roches métabasiques de l'île de Groix ont été métamorphosées sous des conditions de pression et de température intenses. Comme nous allons le voir ultérieurement, les différentes études effectuées sur les minéraux présents sur l'île et en particulier les grenats ont montré que ces derniers ont cristallisé sous des conditions PT comprises entre 0,8 GPa-400°C et 1,8GPa-500°C.

Ces pressions correspondent respectivement à des profondeurs de l'ordre de 25-30 km et 55-60km.

Autrement dit, les roches de l'île de Groix se sont enfouies d'une trentaine de kilomètres alors que leur température n'a évolué que d'une centaine de degré Celcius. Le gradient thermique subi par ces roches n'est donc que de 3,3°C/km, nettement inférieur au gradient géothermique moyen de la lithosphère qui est de l'ordre de 30°C/km. Les roches de l'île de Groix ont donc subi un phénomène de subduction.

Au cours de ce processus, les roches ont subi essentiellement un accroissement de la pression qui a permis une déshydratation fractionnée et la recombinaison des éléments chimiques pour forme de nouveaux minéraux. Ces différentes étapes sont décrites selon l'ordre chronologique.

Phase 1 : Serpentinisation des roches métabasiques d'origine océanique

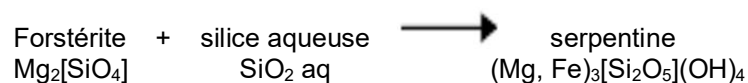
Les roches d'origine océanique sont principalement constituées de lherzolites et d'harzburgites dont le minéral prépondérant est l'olivine $(Mg, Fe)_2[SiO_4]$, et de gabbros. Ces roches n'ont pu, hélas, être répertoriées sur l'île.

En présence d'eau de mer, cette olivine réagit en deçà de 700°C, selon plusieurs mécanismes, appelés dans leur globalité « serpentinisation ». Le mécanisme le plus commun se décompose ainsi :

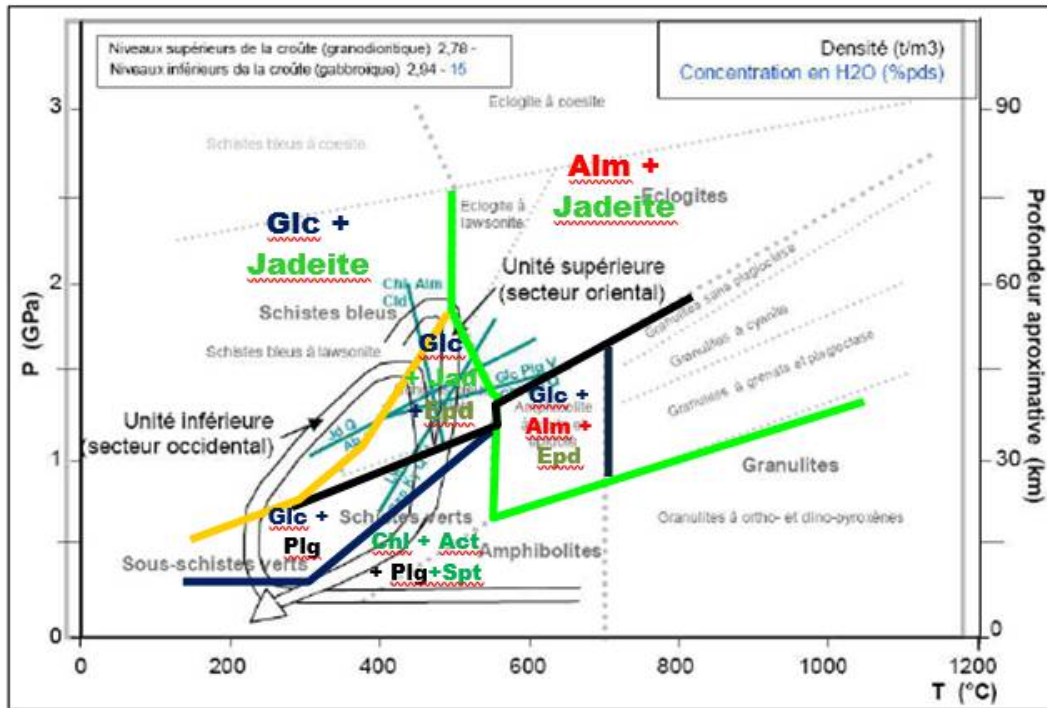
Réaction 1a:



Réaction 1b:



Cette première phase est donc une hydratation. Elle s'accompagne d'une augmentation importante de volume (+40%).



Glc : Glaucophane Plg : Plagioclase (albite) Alm : Almandin Epd : Epidote
 Chl : Chlorite Act : Actinote Jdt : Jadéite Spt : serpentine

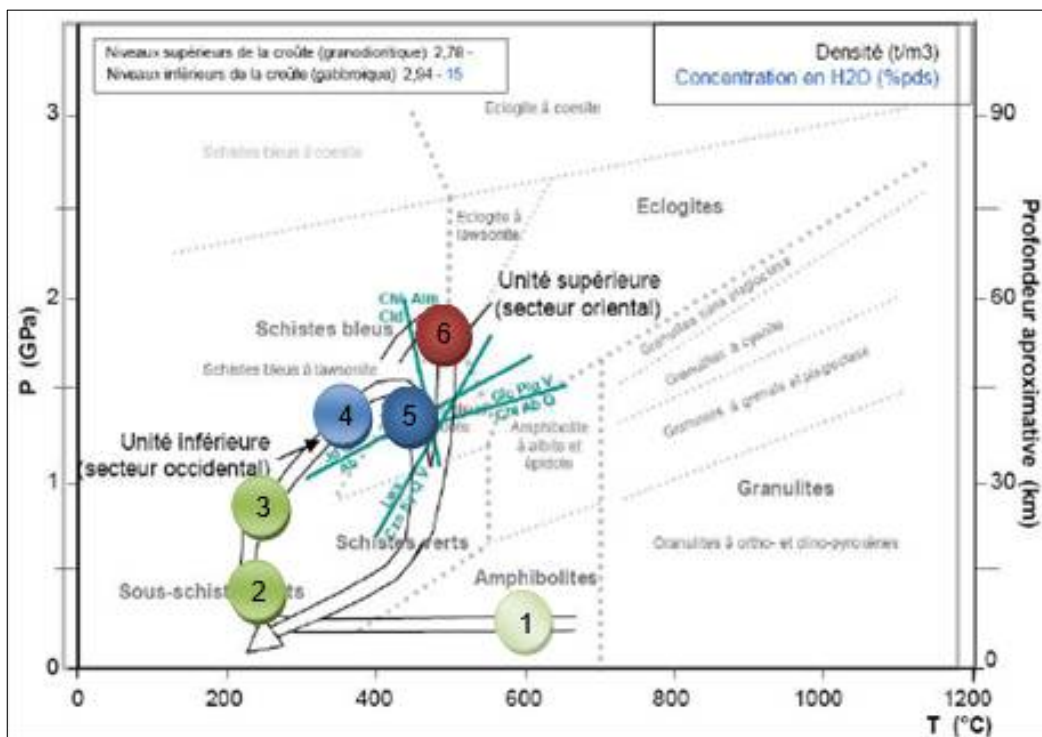


Figure 29 : Groix : Diagramme PT lors de la subduction puis de l'exhumation des roches de l'île de Groix et différentes phases décrites dans le texte

- a) Domaine d'existence des principales associations minérales
- b) Différenciation des trajets de l'unité supérieure (partie orientale d l'île) et de l'unité inférieure (partie occidentale de l'île)

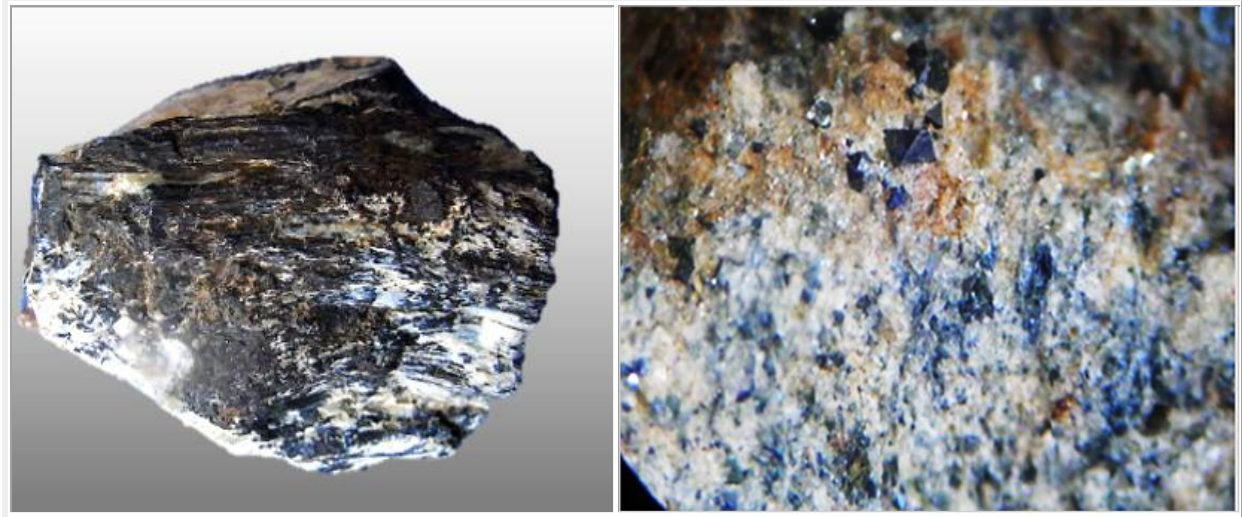


Figure 30 : Groix : Phase 1

**Lherzolite (échantillon qui ne provient pas de Groix mais des Pyrénées (merci à gummites)), n°618
Groix : Magnétite dans serpentinite, n°608**

Dans les roches de l'île de Groix, il est possible de découvrir des reliquats de serpentinites. Ces serpentinites, pour être parvenues jusqu'à nous, ont été épargnées lors du processus d'enfouissement et d'écolgisation. Elles se rencontrent donc dans les roches les moins métamorphisées, les schistes verts, et préférentiellement dans les anfractuosités des schistes accompagnés de myriades de petits octaèdres de magnétites, parfaitement formés mais hélas sans atteindre le millimètre.

Phase 2-3 : Faciès des schistes verts

Au commencement de la subduction, les roches encore en surface subissent une augmentation de pression due au contact entre la plaque océanique et la plaque continentale chevauchante, l'Armorique. Ces pressions restent faibles, de l'ordre de quelques dixièmes de GPa, il ne faut pas oublier qu'il s'agit d'un phénomène de subduction et non d'une collision pour laquelle les forces de compression mises en jeu sont bien plus élevées.



Figure 31 : Groix : Phases 2-3 : faciès des schistes verts : schistes verts à dominante de chlorite/chloritoïde bruts et polis, n°614

Nota : Le grain rouge photo de gauche n'est pas un grenat mais plutôt un composé ferrique

Compte tenu que les températures restent relativement basses (aux alentours de 200°C), les cinétiques réactionnelles sont lentes. Il n'y a donc pas de réactions entre les minéraux, mais seulement apparition d'une schistosité due à l'augmentation de pression.

Les principaux minéraux présents sont :

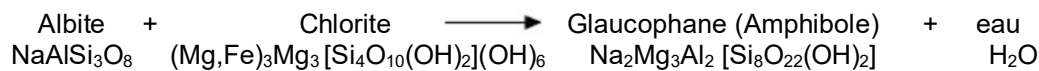
- Serpentine $(Mg, Fe)_3[Si_2O_5](OH)_4$
- Chlorite $(Mg, Fe)_3Mg_3[Si_4O_{10}(OH)_2](OH)_6$
- Chloritoïde $Fe_2Al, Al_3[(OH)_4 \cdot O_2(SiO_4)_2]$
- Albite $NaAlSi_3O_8$

Phase 4 : Faciès des schistes bleus

La phase d'enfouissement de la subduction intervient : cela se traduit par une augmentation sensible de la pression (au-dessus de 1 GPa) et de la température (environ 400°C).

Ces conditions deviennent telles que les minéraux présents commencent à se déshydrater :

Les principales réactions qui sont interviennent sont :



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



Les phases 1 à 4 sont communes à toutes les roches de l'île de Groix. Par la suite, la subduction s'est poursuivie mais les conditions PT observées par les roches de l'unité supérieure (partie orientale de l'île) ont été plus sévères que celles atteintes par l'unité inférieure : il y a bifurcation des deux chemins PT correspondant à chacune des unités de l'île.

référence	Faciès schistes verts (ouest de l'île)		Faciès schistes bleus (est de l'île)	
	Pression (GPa)	Température (°C)	Pression (GPa)	Température (°C)
26	0.8	> 600	1-1.2	400-500
27			0.8 +- 0.15	400+-50
24	1.4 - 1.6	400-450	1.6 - 1.8	450-500
23 Sur des bases minéralogiques	0.8	600	1,0	700°C
28			1.8	500

Table 2 : Groix : Conditions de pression et température des schistes bleus et schistes verts lors du processus de subduction de l'île de Groix obtenus à partir de

[26-27] géothermobaromètres,

[24] sur la base de géothermobaromètres plus récents

[23] sur des bases minéralogiques

Les valeurs de P et T conduisent à un gradient géothermique de quelques °C/km, ce qui correspond à un gradient de subduction [27,28]

Phase 5 : paroxysme du métamorphisme de l'unité inférieure

Les conditions PT atteintes au paroxysme du métamorphisme de l'unité inférieure diffère fortement selon la nature des méthodes de détermination.

Les études menées à partir d'échantillons minéralogiques et celle conduite par Valérie Bosse diffèrent sensiblement.

Les études pétrographiques associées à l'exploitation des domaines d'existence des différents minéraux et des isogradés répertoriés des diagrammes PT, ainsi que les études effectuées par géothermobarométrie (également basée sur la présence de certains minéraux), conduisent à des conditions de pression-température de 0.8 GPA – 600°C.

Les études réalisées par Valérie Bosse, basée sur la géothermobarométrie, conduisent à des conditions PT de 1.4-1.6 GPA – 400-450°C.

La différence notable entre ces résultats est due à la présence de grenats dans la plupart des roches de l'île de Groix, surnommé à raison, « l'île aux grenats ».

Phase 6 : paroxysme du métamorphisme de l'unité supérieure

La richesse des minéraux de la partie orientale de l'île qui a conduit à la création de la réserve géologique François le Bail mérite un intérêt de tout premier ordre.

Plus de 60 minéraux ont été répertoriés dont les principaux sont :

- Glaucophane
- Epidote
- Grenat almandin
- Phengite (mica blanc)
- Quartz
- Chlorite
- Chloritoïde
- Albite

Et en quantité moins abondante :

- Pyrite
- Fantôme de lawsonite
- Rutile, ilménite
- Magnétite

La diversité mais surtout la rareté des minéraux et des associations rencontrées sur l'île de Groix résultent de son histoire et de la subduction de roches metabasites. La partie orientale de l'île présente des associations en alternance lorsque l'on suit la côte constituée de :

- Glaucophanite à amphibole bleue et bleu-vert, épidote grenat, albite et fantôme de lawsonite
- Amphibolites vertes à amphibole bleu-vert dominante, avec grenats, épidote et albite
- Eclogite à clinopyroxène jadeïtite (omphacite), grenat, amphibole bleue et bleu-vert, épidote et albite

La partie orientale de l'île a donc subi des conditions PT plus sévères que la partie occidentale de l'île. Bien qu'elle fût dénommée « unité supérieure » car elle se situe au-dessus de l'unité occidentale. La partie orientale a été enfouie plus profondément jusqu'à atteindre une pression de 1.6-1.8 GPa et une température de 450-500°C.



Figure 32 : Groix : Phase 4 : faciès des schistes bleus
galets d'épidote et de grenats en cours de formation, n°609
loupe face polie
Lawsonite fantôme Clinozoisite (épidote)

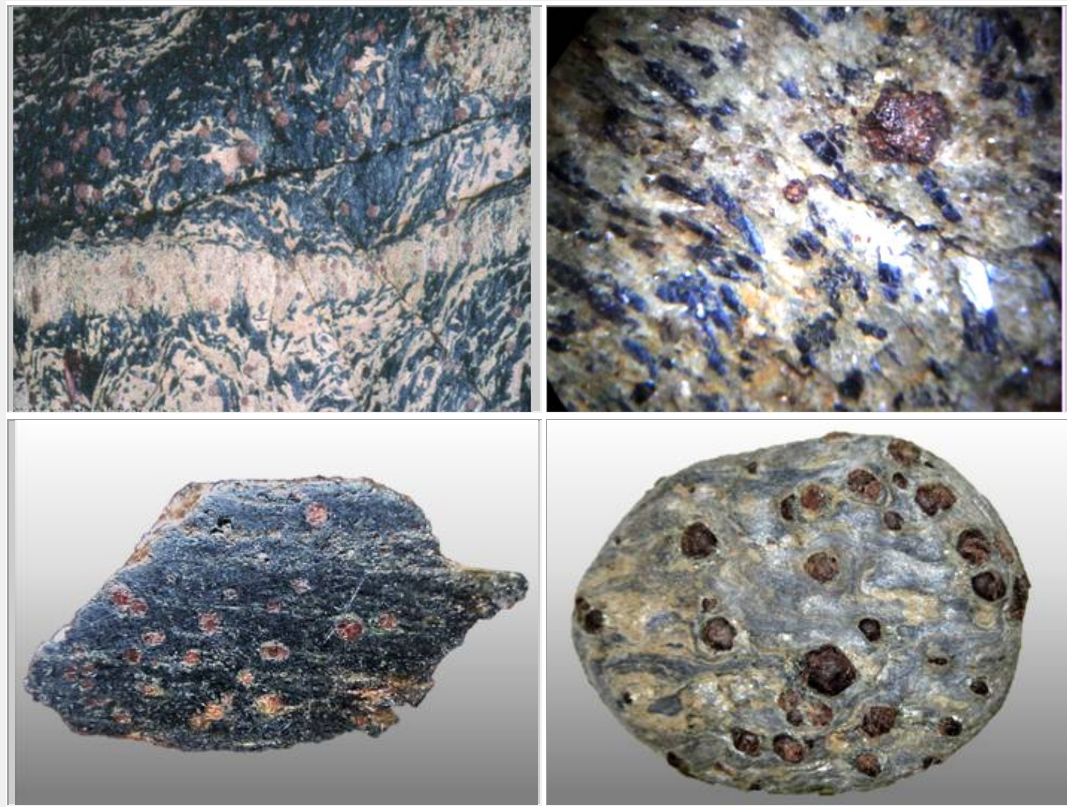


Figure 33 : Groix : Phase 5 : faciès des schistes bleus : glaucophanite et grenats n°610, 611 et 780

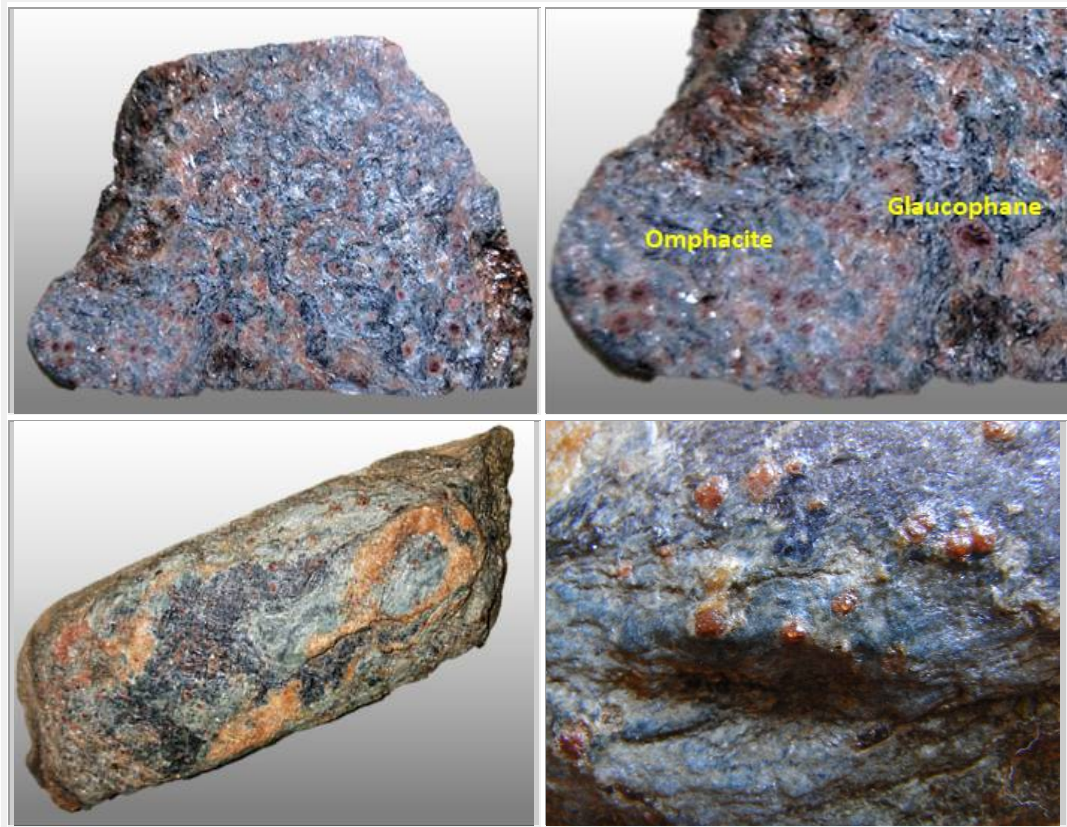


Figure 34 : Groix : Phase 6 : faciès des éclogites : éclogite : jadéite et grenats, et glaucophanite à grenats, n°612 et 613

Une fois encore, il y a de grandes divergences dans la détermination des conditions de pression atteintes lors de la subduction de l'île de Groix. Toutefois, la présence d'écolgites devrait permettre un consensus pour une pression supérieure à 1,5 GPa.

En revanche, les différents auteurs sont plus unanimes en ce qui concerne la température entre 400 et 500°C. La présence d'amphibolite en grande quantité ainsi que d'épidote précisent que la température maximale atteinte se situe dans entre 400 et 600°C.

6.4 Rappels concernant la zonation des grenats

6.4.1. Zonations de Mn et Ca représentatives du degré de métamorphisme

Le modèle classique des zones de métamorphisme régional présuppose des températures et des pressions élevées dues à des enfouissements profonds et aux forces tectoniques de déformation. Le grenat est l'un des minéraux qui permet de déterminer le degré de métamorphisme, c'est à dire le niveau d'évolution d'une zone qui a subi de telles contraintes géologiques, ainsi que les variations de ses compositions.

La variation de composition dans un grenat, en particulier la quantité de MnO, a depuis longtemps été exploitée comme indicateur du degré de métamorphisme. GOLDSMIDT fut le premier à noter que la teneur en MnO dans les grenats diminuait lorsque l'intensité (ou le degré) du métamorphisme s'accroissait ; comportement qu'il a attribué à l'incorporation de la majeure partie du MnO de la roche dans la cristallisation la plus ancienne du grenat.

Les analyses à la microsonde électronique permettent en effet, aujourd'hui de montrer qu'il y a une évolution de la composition des grenats du cœur vers la surface des grains, avec généralement, une diminution en MnO et en CaO et augmentation en FeO et MgO. MIYASHIRO et ENGEL ont suivi la même ligne de pensée. MIYASHIRO a suggéré que malgré la grande taille de l'ion Mn^{2+} , son intégration est possible dans la structure du grenat tant que les pressions ne sont pas trop élevées (degré faible de métamorphisme) alors que pour des pressions plus élevées, les ions Fe^{2+} et Mg^{2+} nettement plus petits, sont plus aptes à pénétrer dans la structure du grenat.

Ainsi, il fut tout d'abord proposé le principe qu'une diminution de MnO dans le grenat indiquait une augmentation du degré de métamorphisme régional.

LAMBERT présenta un raisonnement analogue pour expliquer la diminution de la teneur en CaO du cœur vers la surface du grenat qui serait d'après lui, corrélée à l'augmentation du degré de métamorphisme.

Enfin STURT, appuyé par NANDI, a également démontré la relation inverse qui existe entre les teneurs en (MnO+CaO) et le degré de métamorphisme.

6.4.2. Zonation représentative de la roche mère

Toutefois, certains chercheurs ne sont pas d'accord avec cette théorie. En fait, la réalité est autrement plus complexe et si, sur certains sites, une théorie semble corroborée aux observations géologiques, un autre site viendra apporter des éléments aux détracteurs de cette théorie. Ainsi, EVANS lança un avertissement dans l'interprétation de la diminution de la teneur en MnO du grenat comme indicateur de l'accroissement de la pression du métamorphisme. Il prit comme départ de son étude, les échanges Mg-Fe dans les grenats et dans d'autres silicates communs et montra que pour des compositions initiales données, les ratios Mg/Fe dans les grenats pouvaient diminuer avec la pression.

Mais surtout, KRETZ a démontré qu'il pouvait y avoir influence des minéraux coexistants sur la composition d'un autre minéral donné. Il y aurait donc pour KRETZ influence de l'environnement : la variation de composition dans le grenat dépendrait non seulement des variations de pression et de température mais aussi des variations de composition des différents composants à l'intérieur même de la matrice.

D'ailleurs il est possible de rencontrer sur un même échantillon, donc très proches les uns des autres, des grenats homogènes et des grenats zônés, tous ayant subi les mêmes événements métamorphiques. ATHERTON et EDMUNDS pensent que la zonation reflète les modifications des conditions d'équilibre entre le grenat et sa matrice pendant la croissance et/ou le métamorphisme polyphasé.

A travers ces propres travaux, et ceux de CHINNER et HUTTON, ATHERTON indiqua la présence de grenats de compositions quasi différentes dans des roches de degré de métamorphisme similaire, et parfois en juxtaposition visuelle. Sa conclusion était que la teneur en MnO, ainsi que pour tous les autres cations divalents, était substantiellement le reflet de la composition de la roche hôte et que tout lien évident entre la composition du grenat et le degré de métamorphisme est impropre. Pour ATHERTON, la zonation et les modifications progressives dans la composition du grenat sont dues aux variations de concentrations des cations divalents avec augmentation du degré de métamorphisme, et considéra que des anomalies dans la séquence étaient explicables en termes de variations de la composition de la roche mère.

MIYASHIRO et SHIDO dans un traitement théorique substantiel, ont déduit que le facteur principal contrôlant les compositions successives des grenats est la composition du grenat déjà cristallisé, depuis que la matrice a été spoliée d'une partie de ces oxydes. De même, à partir d'une étude théorique, ANDERSON et BUCKLEY ont montré que pour des conditions de liaisons et des coefficients de diffusion raisonnables, les profils de zonation observés dans les grenats pouvaient être expliqués par des considérations de diffusion.

TRACY et al ont noté que les grenats issus d'assemblages pélitiques métamorphosés montraient, dans différentes zones métamorphiques, des schémas de distribution en éléments qui sont des fonctions complexes de la composition de la roche environnante, des réactions continues spécifiques dans lesquelles le grenat est impliqué, de P, de T, et de l'histoire de la roche, des taux de diffusion homogène, et peut-être aussi de l'intervention des fluides métamorphiques aux différentes étapes du développement du grenat.

Ils ont travaillé sur des calibrations des réactions d'échanges Fe-Mg dans les couples grenat-biotite et grenat -cordiérite et sur diverses réactions minérales continues Fe-Mn afin de définir des évaluations des conditions P-T pendant les métamorphismes prograde et rétrograde dans le Massachusset central.

STANTON, dans ces études sur Broken Hill (New South Wales, Australie) suggéra que les grenats représentaient in situ la transformation de la septachlorite de chamotte manganifère, et que chaque zone reflétait la structure oolitique originelle de la chamotte sédimentaire. Dans des études ultérieures, Stanton et Williams ont conclu que compte tenu que les différences de composition intervenaient sur de faibles échelles dans les grenats (1-2 mm), à l'intérieur d'une matrice monocomposée (quartz), la composition du grenat devait certainement être l'image des variations de composition des sédiments, et non des variations de degré de métamorphisme.

Pire encore, MULLER et SCHNEIDER ont montré que la teneur en MnO des grenats étaient des indicateurs, non seulement du degré de métamorphisme et de la chimie de la roche mère, mais aussi de la fugacité de l'oxygène. Ils ont rejeté le modèle de fractionnement de RAYLEIGH présenté par HOLLISTER et conclurent que la décroissance de la teneur en Mn, et l'augmentation en parallèle de celle en Fe dans les grenats, avec l'augmentation du degré de métamorphisme provient de la réduction progressive de la fugacité de l'oxygène. HSU, dans ses travaux de recherche sur les réactions de phase dans le système Al-Mn-Fe-Si- O-H a découvert que la stabilité de l'almandin est fortement dépendante de la fugacité de l'oxygène, et est favorisée par des assemblages caractérisés par une activité élevée du cation bivalent Fe^{2+} . A contrario, l'activité du cation Mn^{2+} est moins influencée par la fugacité de l'oxygène. Ainsi, MULLER et SCHNEIDER ont conclu que la diminution observée de la teneur en Mn dans les grenats lorsque le degré de métamorphisme augmente, est due à la capacité de stockage du graphite présent à côté des nuclei de grenats.

Avec une augmentation de degré de métamorphisme, la réserve de graphite stabilise les minéraux qui dépendent d'une fugacité faible en oxygène, ce qui fait que l'almandin se forme davantage lorsque le degré de métamorphisme augmente, plutôt que le spessartine. MULLER et SCHNEIDER ont aussi noté que certains des grenats qu'ils ont étudiés ne sont pas zonés, mais montrent des inhomogénéités dispersées dans la masse du grenat.

6.4.3. Conclusion

La zonation des grenats est un phénomène complexe qui est une conséquence non seulement des conditions PT de formation du grenat au cours du métamorphisme, mais également de la nature de la roche mère, et plus particulièrement de la nature des précurseurs.

6.5 Echantillons de Groix

Revenons une nouvelle fois aux travaux de Valérie Bosse, qui sont une source fondamentale de cet exposé, ainsi qu'à ma bibliographie sur les grenats.

Plusieurs échantillons ont été analysés dont voici les teneurs en principaux éléments en fonction de la profondeur dans le grenat.

D'après les analyses réalisées par V. BOSSE, la composition chimique des micaschistes de l'île de Groix ont des compositions très homogènes. Dans ce cas, les zonations observées dans la composition des grenats peuvent effectivement être corrélée aux conditions PT de formation de ces grenats.

6.5.1. Général

La cristallisation des grenats est principalement due à deux phénomènes conjugués lors de l'augmentation de la pression, la déshydratation des minéraux et la réduction du volume par recombinaison des éléments chimiques pour former des minéraux plus denses.

En outre, plus la pression augmente, plus les volumes disponibles à l'intérieur même de la maille de grenat sont réduits. C'est pourquoi, traditionnellement le pyrope (Mg^{2+}), est qualifié de grenat des hautes pression par rapport à l'almandin (Fe^{2+}), car le cation Mg^{2+} , de rayon ionique inférieur à Fe^{2+} , s'insère plus facilement dans la maille du grenat aux plus hautes pression, déplaçant ainsi la composition de la solution solide rhodolite davantage vers la composition du pôle minéral pyrope.

NOTA

Rayons ioniques des cations :

Mg^{2+} : 0,65 Å Fe^{2+} : 0,74 Å Mn^{2+} : 0,80 Å

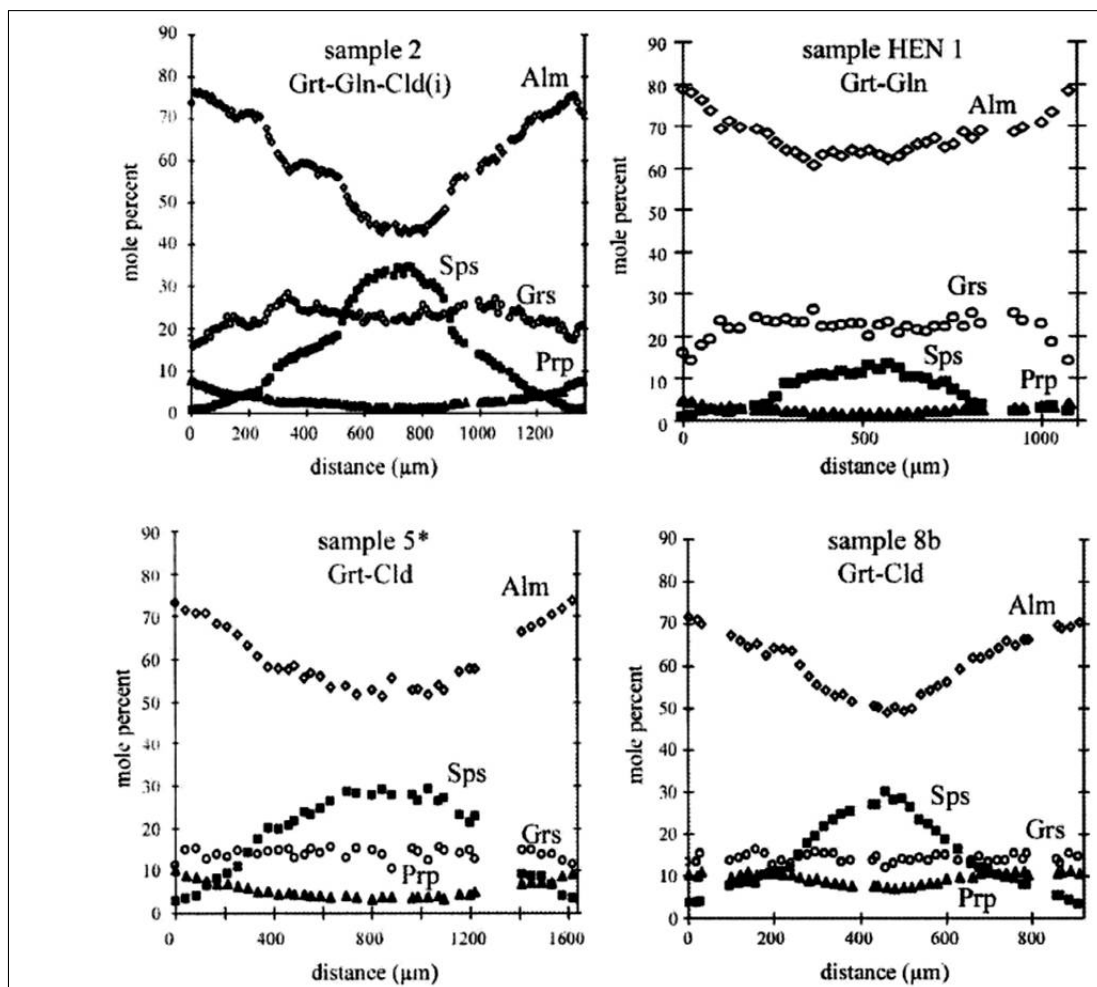


Figure 35 : Groix : Zonation de grenats en fonction de l'épaisseur de surface à surface [29]
Unité supérieure

Echantillons 2 et HEN1 : grenats sans présence de chloritoïde

Echantillons 5 et 8b : grenats de micaschistes avec chloritoïde

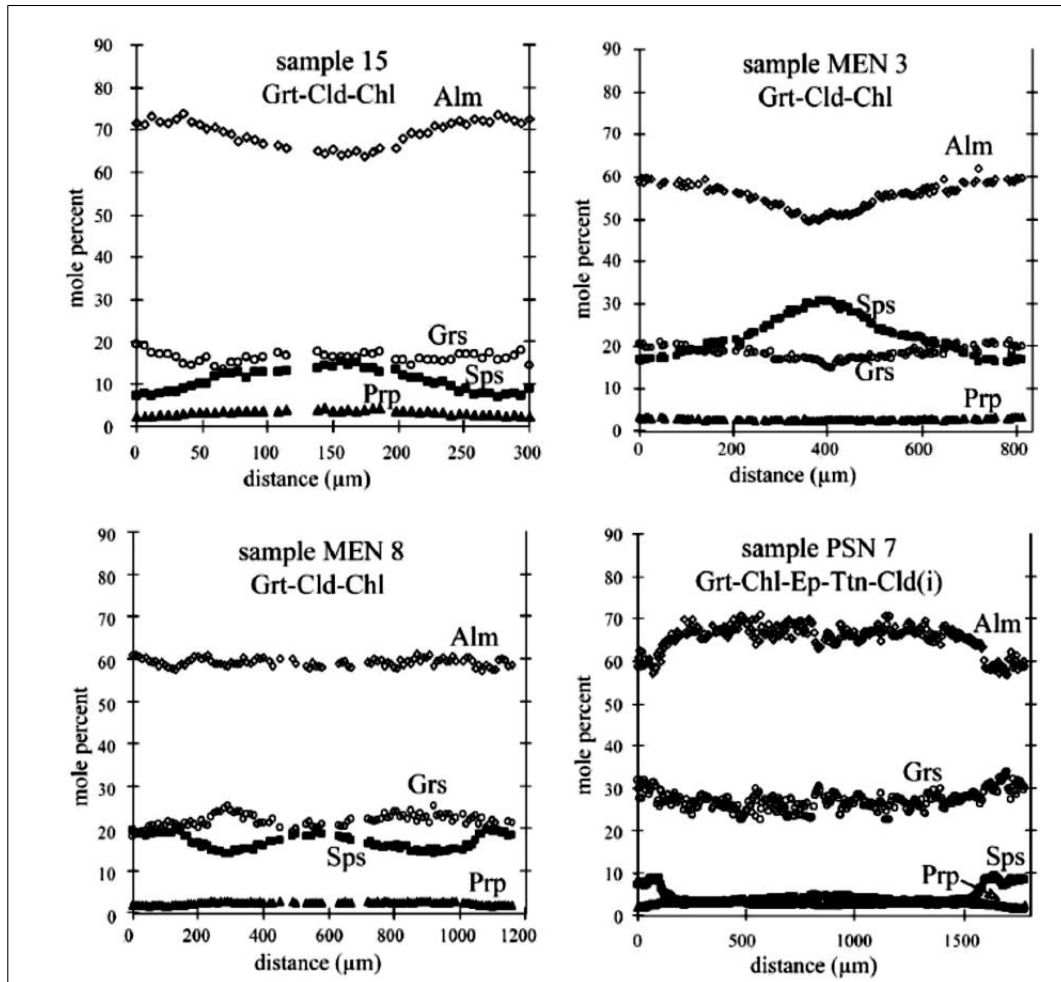


Figure 36 : Groix : Zonation de grenats en fonction de l'épaisseur de surface à surface [29]
Unité inférieure – grenats de micaschistes avec chloritoïde

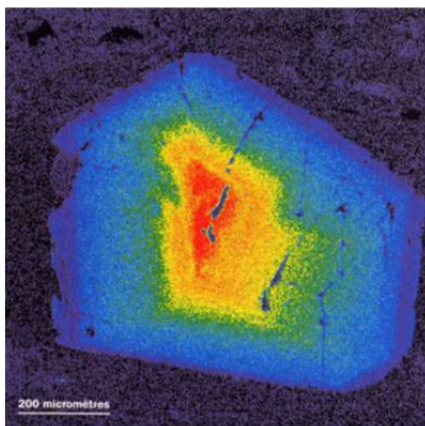


Figure 37 : Groix : Concentration en manganèse en fausse couleur d'un grenat d'éclogite pris à la microsonde électronique [30]
Rouge forte concentration → bleu faible concentration

6.5.2. Grenats de l'unité supérieure

Dans le cas des grenats de l'unité supérieure de l'île de Groix, on retrouve la zonation typique des grenats subissant une augmentation de pression, comme à Koongara [32].

Au début de la cristallisation des grenats, la pression était de l'ordre de 1 -1.2 GPa. Sous cette pression, les ions Mn^{2+} , de plus grand diamètre ont pu s'insérer dans la structure des grenats, qui renferme alors une concentration d'une trentaine de pourcents de spessartine.

Puis la subduction des roches se poursuivant, la pression s'est accrue jusqu'à 1,6-1,8 GPa environ. Sous ces pressions, les ions Mn^{2+} ne parvenaient plus à s'insérer dans la structure des grenats. Seuls, quasiment remplacés les cations Fe^{2+} formaient le grenat, ce qui se traduit par un enrichissement relatif, important, du grenat en almandine.

Au paroxysme de la subduction, sous 1,8 GPa, le pyrope (Mg^{2+}), grenat des hautes pressions, commencent à se former et sa concentration augmente en périphérie des cristaux.

Sample:	2			3		5*		14		PSN 7		MEN 3	
Analysis no.:	14	19	20	82c	83c	88	92	24	337	82	83	86	87
	Ep adj	core	rim	core	rim	core	rim	core	rim	core	rim	core	rim
SiO ₂	37.24	37.71	37.51	37.39	37.40	37.50	37.62	37.55	37.48	37.09	37.26	36.892	36.937
TiO ₂	0.08	0.06	0.00	0.00	0.00	0.13	0.03	0.07	0.00	0.09	0.11	0.04	0.03
Al ₂ O ₃	20.52	20.67	21.06	20.79	20.76	19.86	20.88	20.61	20.72	20.52	20.65	20.61	20.57
Cr ₂ O ₃	0.01	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.06	0.00	0.06	0.00	0.00	0.05	0.00
FeO*	32.37	23.87	32.42	29.74	31.19	26.27	33.48	28.58	31.63	27.30	26.77	22.56	29.31
MnO	1.40	11.99	0.25	3.29	2.66	8.47	1.49	3.99	2.03	5.78	3.37	13.38	7.35
MgO	1.04	0.49	1.89	2.41	2.79	1.14	2.22	0.75	1.16	0.54	0.50	0.63	0.71
CaO	7.72	6.46	6.78	6.55	5.34	6.27	5.04	8.75	7.01	9.45	11.70	5.91	5.26
Na ₂ O	0.04	0.05	0.00	0.02	0.01	0.06	0.04	0.02	0.02	0.03	0.00	0.07	0.01
K ₂ O	0.00	0.00	0.03	0.00	0.03	0.03	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	100.41	101.32	99.95	100.20	100.20	99.73	100.85	100.32	100.13	100.79	100.35	100.16	100.16
<i>Normalized to 12 oxygens</i>													
Si	2.999	3.019	3.007	2.994	2.997	3.042	3.004	3.015	3.017	2.981	2.987	2.993	3.001
Ti	0.005	0.004	0.000	0.000	0.000	0.008	0.002	0.004	0.000	0.006	0.007	0.002	0.002
Al	1.948	1.951	1.990	1.962	1.960	1.899	1.965	1.950	1.965	1.944	1.951	1.971	1.970
Cr	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.004	0.000	0.004	0.000	0.000	0.003	0.000
Fe	2.180	1.598	2.174	1.992	2.090	1.782	2.236	1.919	2.129	1.836	1.794	1.531	1.991
Mn	0.095	0.813	0.017	0.223	0.181	0.582	0.101	0.271	0.139	0.394	0.228	0.920	0.506
Mg	0.125	0.059	0.225	0.288	0.334	0.138	0.264	0.090	0.139	0.064	0.059	0.077	0.085
Ca	0.666	0.554	0.582	0.562	0.459	0.545	0.431	0.753	0.604	0.814	1.005	0.514	0.457
Na	0.007	0.008	0.000	0.003	0.002	0.010	0.006	0.003	0.003	0.005	0.001	0.011	0.001
K	0.000	0.000	0.003	0.000	0.003	0.003	0.000	0.000	0.003	0.000	0.000	0.000	0.000
Total	8.026	8.006	7.999	8.026	8.025	8.008	8.013	8.007	8.002	8.043	8.032	8.022	8.013
X(Alm)	0.71	0.52	0.72	0.64	0.68	0.58	0.74	0.63	0.71	0.58	0.57	0.50	0.65
X(Sps)	0.03	0.27	0.01	0.07	0.06	0.19	0.03	0.09	0.05	0.13	0.08	0.31	0.17
X(Prp)	0.04	0.02	0.08	0.10	0.11	0.05	0.09	0.03	0.05	0.02	0.02	0.03	0.03
X(Grs)	0.22	0.18	0.19	0.19	0.15	0.18	0.14	0.25	0.20	0.27	0.33	0.17	0.15
X(Mg)	0.05	0.04	0.09	0.13	0.14	0.07	0.11	0.04	0.06	0.03	0.03	0.05	0.04

Table 3 : Composition de différents grenats [29]

les compositions ont été ramenés à 12 atomes d'oxygène de manière à définir la concentration de la solution solide de grenats en teneur en chacun des pôles minéraux Almandin, Spessartine, Pyrope, et Grossulaire

6.5.3. Grenats de l'unité inférieure

Le profil de composition des grenats de l'unité inférieure ne présente pas la même zonation des grenats. Ces derniers apparaissent en effet très homogène du cœur jusqu'à la surface. Cela montre que les conditions de pression lors de la cristallisation des grenats n'a pas évolué.

Les grenats ont commencé à cristalliser sous des conditions de l'ordre de 1-1,2 GPa – 400°C, c'est-à-dire très proches des conditions limites PT subies par les roches de l'unité inférieure. Les grenats n'ont donc pas ressenti d'accroissement de pression et les cations Mg^{2+} , Fe^{2+} , Mn^{2+} se sont fixés dans les grenats en formation de manière régulière dans le temps.

Il est à remarquer que l'on retrouve à travers l'homogénéité des grenats, l'homogénéité de leur roche mère, qui a fourni de manière analogue et entre les grenats, et dans le temps, les cations bivalents formateurs des grenats.

6.5.4. Pétrologie des roches pélitiques

Les micaschistes des unités supérieure et inférieure montre des disparités notables :

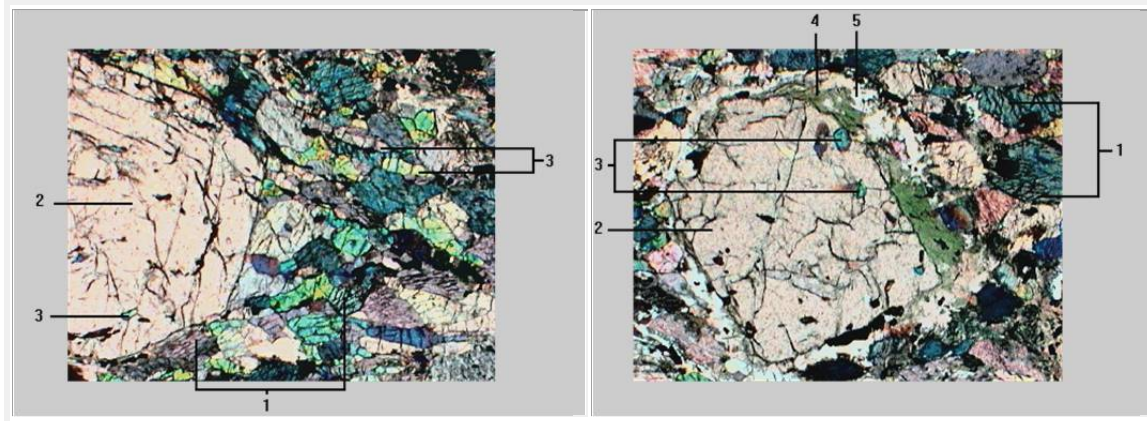
- Les grenats sont plus abondants dans l'unité supérieure : on les trouve dans la totalité des micaschistes. Alors que dans l'unité inférieure, ils ne sont présent que de manière disséminée dans certaines couches, peut être là où localement la température et/ou la pression ont été un peu plus intenses et ont permis leur apparition.
- Les cristaux sont plus gros dans l'unité supérieure : les grenats peuvent mesurer jusqu'à 1 cm et les cristaux de chloritoïde jusqu'à 2 cm. Des aiguilles de glaucophane de 5 cm ont également été recensées au sud de Locmaria. Dans l'unité inférieure, ces cristaux n'excèdent pas 1 mm.
- Les micaschistes de l'unité inférieure ont une teinte plus sombre, grisâtre, due à la présence abondante de graphite. Dans l'unité supérieure, le graphite est confiné dans quelques couches.

La déformation ductile primaire est bien développée sur les roches.

Bien que les côtes de l'île soient partiellement d'origine mantellique océanique, des sédiments argileux, des radiolarites, etc... constituent le corps de l'île. Ces sédiments ont également subi le processus d'enfouissement lors de la subduction de l'île.



Figure 38 : Groix : Micaschistes affleurant en abondance sur la bordure de la plage des grands sables grenat et son environnement qui ne présente qu'à courte échelle une structure orientée : cristallisation du grenat en fin d'évolution prograde du métamorphisme grenat présentant une faible coronitisation en chlorite, n°607



1	glaucophane	$\text{Na}_2\text{Mg}_3\text{Al}_2 [\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2]$
2	grenat	$(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})_3(\text{Al}, \text{Fe}^{3+})_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$
3	épidote	$\text{Ca}_2\text{Al}_2(\text{Al}, \text{Fe}) [\text{Si}_3\text{O}_9\text{OH}]$
4	chlorite	$(\text{Mg}, \text{Fe}, \text{Al})_3\text{Mg}_3 [(\text{Si}, \text{Al})_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2](\text{OH})_6$
5	quartz	SiO_2
autres minéraux	chloritoïde	$\text{Fe}_2\text{Al}, \text{Al}_3[(\text{OH})_4 \cdot \text{O}_2(\text{SiO}_4)_2]$
	hématite	Fe_2O_3
	rutile	TiO_2

Rappel sur l'évolution de la structure de roches métamorphisées

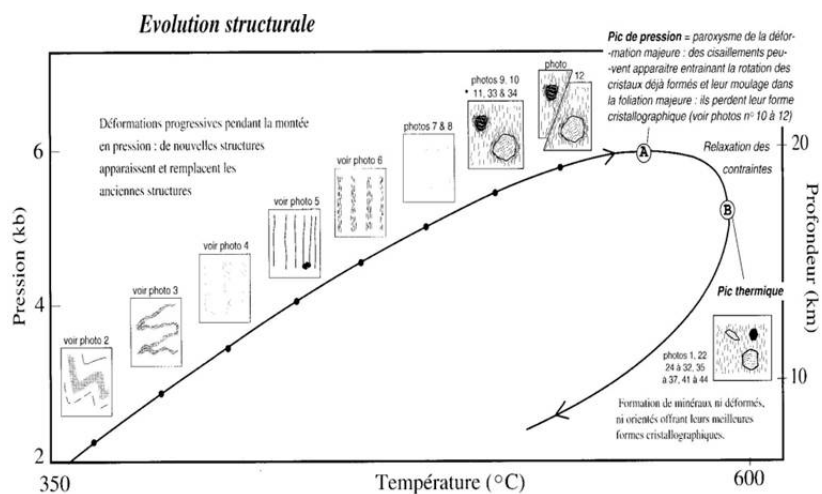


Figure 39 : Groix : Microphotographies d'échantillons provenant de l'île de Groix, D'après Martine Denis, http://svt.ac-dijon.fr/dyn/article.php3?id_article=31

Mais compte tenu de leur nature chimique pélitique, soumis aux conditions à l'accroissement des conditions de pression et de température, ils sont métamorphisés et conduisent à la formation de grenats selon les mécanismes suivants :



Figure 40 : Groix : Les sables rouges colorés par leur richesse en grenats

Plage des sables rouges

Evolution de la teneur en grenat (teinte rouge) du sable de Groix au cours de ces dernières années

http://varsable.canalblog.com/image/sables_de_groix.jpg

Sable ramassé en 2009

6.7 Pétrologie générale de l'île de GROIX

L'histoire géologique de l'île de Groix débute il y a fort longtemps, mais reste aujourd'hui sujette à hypothèse.

Formation des roches

Il est indéniable que l'île de Groix résulte de la sédimentation importante de produits argileux, probablement d'origine continentale.

Mais l'origine de la présence de roches métabasiques est moins évidente. Contrairement au massif du Chenaillet dans les Alpes ou au territoire d'Oman, il n'y a pas autour de l'île de Groix de représentation physique de séquence ophiolitique (laves en coussins, gabbro).

Il en résulte l'émission de deux hypothèses quant à l'origine des roches primaires de l'île :

l'île de Groix proviendrait d'un bassin sédimentaire étroit qui aurait reçu en grande quantité les résidus de l'érosion de continents adjacents, dans lequel des laves se seraient épanchées à la surface de ces sédiments ou insinués parmi eux. Cette physionomie existe de nos jours dans le golfe de Californie.

L'île de Groix proviendrait des restes d'un prisme d'accrétion formé par l'agglomération des restes de plateau océanique et de sédiments d'origine continentale, comme c'est le cas dans l'archipel du Japon [28].

Subduction

La formation d'une zone de subduction au large de la plaque Armorique

Exhumation

Dans la chaîne hercynienne, les schistes bleus de l'île de Groix, partie émergée d'une vaste unité (60 x 10 km), font maintenant l'objet de deux modèles : *Schulz et al. [2001]*, et *Bosse et al. [2002]*.

Modèle de Schulz et al.

Selon Schulz et al. [2001], les roches de l'île de Groix enregistrent deux cycles tectonométamorphiques :

Le premier voit le développement de paragenèses schistes bleus (premier enfouissement), auxquelles succèdent des paragenèses schistes verts (première exhumation).

Le second est marqué par un développement de paragenèses dans le faciès des amphibolites (second enfouissement), puis leur rétro-morphose (seconde exhumation).

L'exhumation est donc dans ce modèle polycyclique.

6.7.1. Modèle de Valérie Bosse et al

Pour V. Bosse et al. [2002], seul un cycle est enregistré, le maximum d'enfouissement (15-20 kbar, environ 500°C) correspondant à des profondeurs de l'ordre de 45-60 km. L'exhumation est alors monocyclique.

Les schistes bleus de l'île de Groix chevauchent les porphyroïdes, qui préservent également des reliques de métamorphisme de relativement haute pression, à la transition entre les faciès des schistes verts et celui des schistes bleus [Le Hébel et al., 2002].

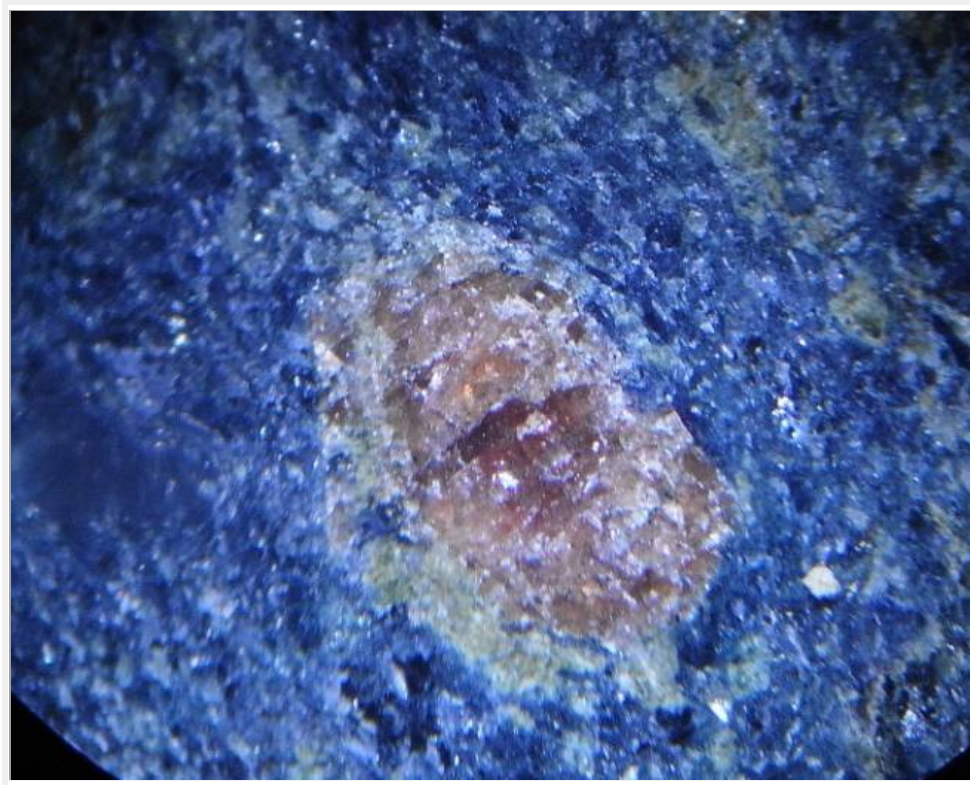


Figure 41 : Groix : Formation de chlorite rétrograde en surface du grenat

Le fait que la chlorite ne soit pas présente qu'en faible quantité indique que le grenat n'est pas restée en température (>200°C) pendant une longue période lors de l'exhumation

Il s'avère aujourd'hui que, contrairement à un modèle qui émergea à la fin des années 80 et put paraître s'imposer dans la décennie 90, l'essentiel de l'exhumation n'est pas contrôlée par l'amincissement post-orogénique, mais a bien lieu durant la convergence [*Bosse et al., 2000 et 2002*], s'accompagnant de chevauchements post-éclogitiques induisant un métamorphisme inverse [*Schulz et al., 2001*].

Pour autant, la raison majeure de ce comportement mécanique reste encore largement inconnue.

6.7.2. Datation des événements

L'âge de l'épisode de HP dans la chaîne hercynienne est classiquement considéré comme s'étalant entre 400 et 440 Ma, bien que quelques données plus jeunes (environ 380-360 Ma) aient également été obtenues. Dans le complexe de Champtoceaux [Bosse et al., 2000], une analyse multiméthode a permis de montrer que :

- 1) les âges Sm-Nd des écoligites sont compatibles avec leur âge U-Pb sur zircon (environ 360 Ma)
- 2) les âges Rb-Sr et Ar-Ar dans les roches non déformées postérieurement à l'épisode écoligitique sont plus anciens (environ 350 Ma) que ceux obtenus dans les roches déformées durant l'exhumation (environ 340 Ma).

Ces données montrent donc que :

- 3) l'exhumation des roches écoligiques est rapide,
- 4) qu'elle a lieu alors que la convergence se poursuivait.

Le rôle de l'extension, qui est souvent invoqué comme un mécanisme d'exhumation efficace, est donc réduit.

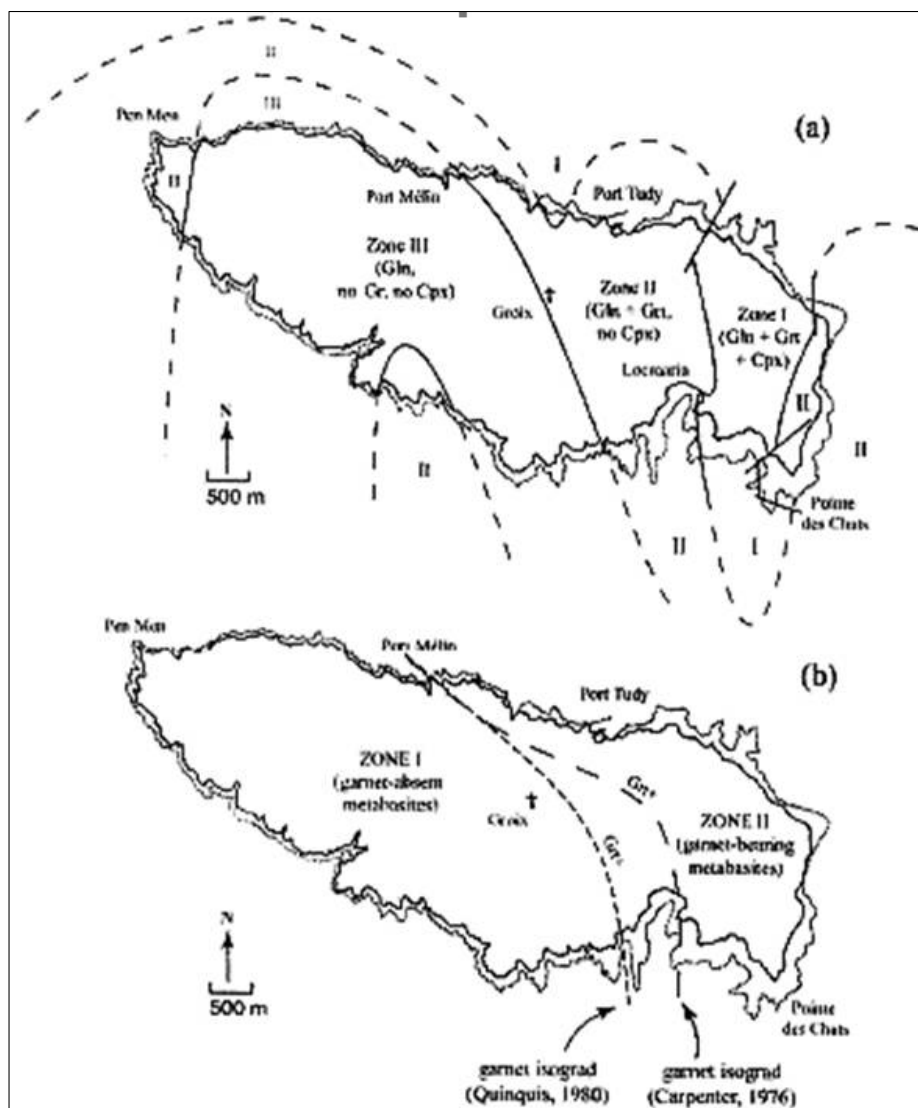


Figure 42 : Groix : Zonation métamorphique de l'île de Groix

- a) Identification de 3 zones par Yriboulet (1974) et Audren et al (1993), basée sur la distribution du grenat (Gr) et de l'omphacite (Cpx) dans les métabasites. Les trois zones identifiées par Audren et al courent les deux structures D1 et D2, alors que l'isograde positif des grenats Grt+ de Quinquis (1980) est parallèle au tracé de S1 et a été plissé pendant D2.
- b) Identification de deux zones par Carpenter (1976), basée sur la distribution des grenats dans les métabasites

Dans les schistes bleus de Groix, les âges Rb-Sr et Ar-Ar [Bosse, 2000] sont, dans une même roche, identiques aux erreurs près, et légèrement plus anciens dans les roches où la paragenèse schiste bleu est préservée (360-370 Ma) que dans celles où la paragenèse schiste vert est dominante (350 Ma).

référence	Age subduction (M années)	Age rétrogradation (M années)
27	340+- 10	295 +- 8 exhumation rapide
24	360 +- 4	345 +- 5

Figure 43 : Groix : Détermination des âges à partir des isotopes de Sr et du rapport Rb/Sr et 40Ar/39Ar

6.7.3. Processus tectoniques et discontinuités métamorphiques

Le métamorphisme des schistes bleus de l'île de Groix est spatialement zoné, ainsi que l'ont établi les études pionnières de Triboulet (1974) et Carpenter (1976). L'origine de cette zonation spatiale est cependant problématique, puisque les roches de plus haut grade reposent structurellement sur celles de plus bas grade (Quinquis, 1980).

Voici pour démonstration de la complexité de la zonation de l'île de Groix : trois découpages différents séparent les unités de moyenne et de haute pression de l'île et pas moins de quatre modèles tentent d'expliquer les mêmes constatations géologiques du site qui logiquement devraient être les mêmes pour tous, voire les plus récents pouvant reprendre les mesures effectuées par leurs prédécesseurs.

A contrario des modèles qui postulent une continuité des variations P-T et une origine de l'inversion par plissement, Bosse et al. [2002] ont argumenté que [29] :

- la zonation est discontinue,
- la discontinuité, parfois interprétée comme l'isograde d'apparition du grenat (Carpenter, 1976), est une zone de chevauchement ductile. De la sorte, c'est bien durant la convergence que les schistes bleus ont été exhumés, et non durant un épisode d'extension (Shelley et Bossière, 1999).

L'isograde de formation des grenats défini par Carpenter (1976) a ainsi été réinterprété comme étant un enfoncement ductile actif pendant le processus d'exhumation, divisant l'île en deux, l'île occidentale constituée par l'unité tectonique inférieure, qui a subi des conditions PT de MP-MT, exemptes de grenats, et l'île orientale constituée par l'unité supérieure, qui a subi des conditions PT plus sévères, HP-MT et renfermant des grenats.

6.7.4. Subduction et compression continentale

Dans la **chaîne hercynienne**, plusieurs programmes ont été développés [thèses V. Bosse, F. Le Hébel, C. Gumiaux ; Audren 1999, 2000 ; Schultz et al., 2001a, b], une large part dans le cadre du programme ARMOR 2.

Trois grands épisodes tectoniques ont été documentés [thèse V. Bosse, Bosse et al., 2000, 2002 ; Le Hébel et al., 2000, 2002 ; Le Hébel, 2002]: une histoire précoce aux environs de 370-360 Ma, dominée par les processus d'épaississement avec développement de métamorphisme HP-BT, une exhumation synépaississement des unités de haute pression aux environs de 360-350 Ma, puis une histoire dominée par la fusion crustale et l'extension associée au Carbonifère supérieur.

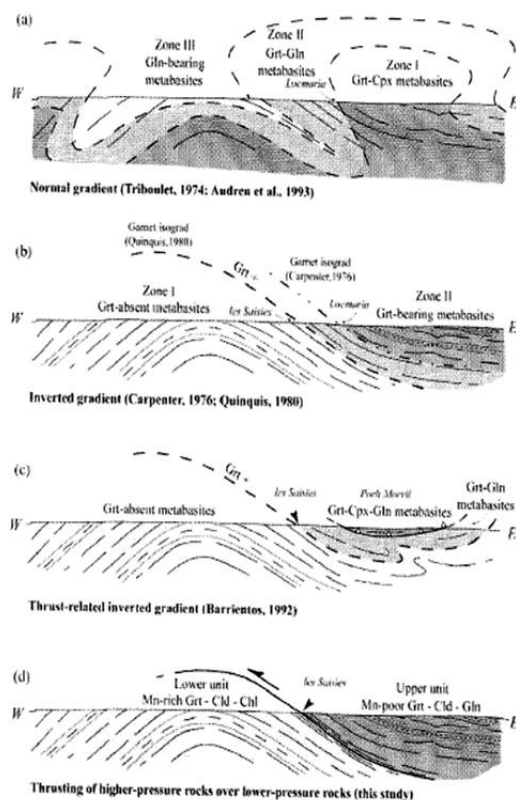


Figure 44 : Groix : 4 modèles d'explication de la zonation géologique et de l'inversion des roches de plus hautes et moins hautes pression

Le gradient métamorphique est normal, bien que fortement plissé (Triboulet, 1974 ; Audren et al., 1993).

L'isograde des grenats (Carpenter 1976) coupe l'île en deux unités occidentale et orientale. Puisque les données structurales montrent que les micaschistes orientaux reposent sur les micaschistes occidentaux, il doit y avoir un gradient métamorphique renversé (sic) (Quinquis, 1980)

Un chevauchement est supposé être présent à la base des schistes bleus de plus haut degré, grenat et omphacite. Le gradient métamorphique renversé (schiste bleu à grenat-glaucophane) est dû au rééquilibrage thermique du mur de l'enfoncement (Barrientos, 1992).

Chevauchement des roches de plus haute pression sur celles de plus basse pression. Cette théorie explique l'idée de « gradient métamorphique renversé », l'« isograde grenat » ne serait en fait que la représentation physique de la zone de cisaillement ductile interprétée comme un chevauchement syn D1.

Les données conduisent à proposer un nouveau scénario pour l'histoire tectonique de cette zone de collision. Elles permettent en outre :

- (1) de montrer que l'ensemble du domaine centre armoricain, essentiellement soumis à du décrochement, n'a subi qu'un épaissement modéré,
- (2) de proposer que la zone de suture hercynienne majeure avait une orientation initiale NW-SE, oblique par rapport à la plupart des structures observées en surface,
- (3) d'associer l'histoire précoce de l'unité des porphyroïdes de Vendée à celle des unités HP-BT type II de Groix, avec un enfouissement d'environ 25 Km et une exhumation le long de chevauchements à vergence globalement ouest,
- (4) d'enraciner, en Vendée, ces unités chevauchantes au niveau de la zone des Essarts qui apparaît comme une zone de suture majeure,
- (5) de situer la transition fragile-ductile anté-extension vers la base des unités HP-BT,
- (6) de montrer que l'extension a impliqué un décollement majeur au niveau de cette transition, et le long duquel sont mis en place les leucogranites syntectoniques,
- (7) de proposer une exhumation de la croûte migmatitique sous-jacente via des détachements qui recoupent les unités supérieures.

7. REGION NANTAISE

Les environs proches de Nantes comportent deux zones de complexes de roches de haute pression : Champtoceaux et les Essarts.

Toutefois, ces complexes sont très différents et donc a fortiori très intéressants car si le premier est probablement la relique de la subduction d'une croûte océanique, le second en revanche, est dû à la subduction de l'Armorique continentale.

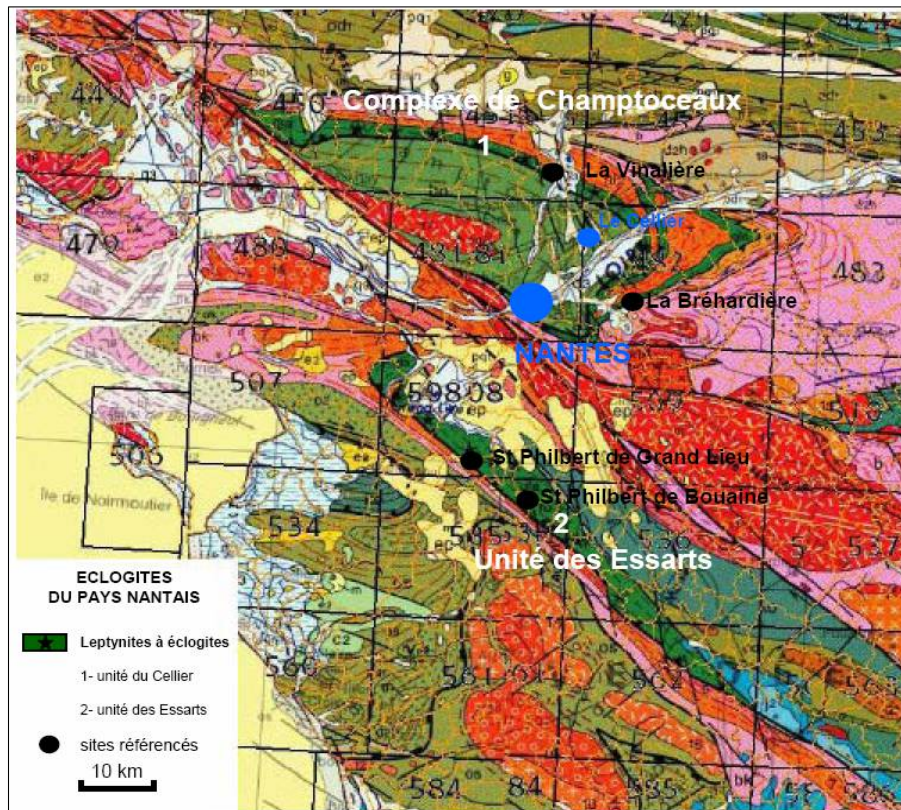


Figure 45 : Écoligites : Carte géologique de la région nantaise
Localisation des écoligites et des sites référencés dans l'article

Fiche infoterre St Philbert de Grand-Lieu BRGM

ψ. Écoligites.

Associées à des amphibolites à grenat, les écoligites forment des lentilles généralement décamétriques à hectométriques, parfois kilométriques, souvent disposées en essaims. Elles constituent des bandes discontinues orientées NW-SE entre Saint-Lumine-de-Coutais et Saint-Philbert-de-Bouaine et se prolongent jusqu'à Saint-Denis-la-Chevasse.

Ces roches, écoligites et amphibolites, résistent mieux à l'érosion que leur encaissant gneissique et se présentent souvent, de ce fait, sous forme de petites collines au relief arrondi fréquemment recouvertes de vignes. Les principaux gisements d'écoligites se situent à Saint-Lumine-de-Coutais (Saint-Symphorien, le Chiron, la Ringeardière). Saint-Philbert-de-Grand-Lieu (les Jamonières, la Compointrie, le Pied-Pain, la Crespelière, la Dorie, Malville). Saint-Colomban (le Teurdeau, le Pay Richereau). Saint-Philbert-de-Bouaine (la Gerbaudière, de part et d'autre de l'Issoire).

Ces roches denses, de grain millimétrique à centimétrique, composées essentiellement d'un grenat (almandin - pyrope - grossulaire), et d'un pyroxène sodique (omphacite) qui forme la matrice verte de la roche, contiennent très souvent du quartz et plus rarement du disthène ou de la zoisite; le rutile, généralement microcristallin, est constant mais accessoire; sulfures, carbone, mica blanc et carbonate sont aussi accessoires et moins fréquents.

Le grenat, se présente en cristaux de 0,5 cm de diamètre en moyenne, avec souvent l'habitus du dodécaèdre rhomboïdal. Dans de rares écoligites à disthène, la taille des grenats, qui sont alors xénomorphes, peut atteindre les 5 cm (la Compointrie); d'autres écoligites (Saint-Philbert-de-Bouaine) possèdent des grenats millimétriques, fréquemment en atoll (leur cœur, évidé, est occupé le plus souvent par du quartz), et s'apparentent ainsi aux écoligites du type le Cellier (Y. Brière, 1920).

Les principales paragenèses primaires rencontrées sont :

- omphacite, grenat, disthène (la Compoitrie),
- omphacite, grenat, disthène et quartz (la Gerbaudière, le Pied-Pain),
- omphacite, grenat, quartz (gisements précédents et autres gisements).

L'ensemble de ces roches ont la composition chimique des gabbros de la série tholéitique.

Les écolgites à disthène, peu abondantes, sont les plus magnésiennes (grenat composé de 55 % de pyrope) et constituent les termes les moins différenciés de cette série.

Au contraire, les écolgites à quartz sans disthène, très fréquentes, forment les termes les plus évolués avec notamment quelques gisements d'écolgites très ferrifères que l'on peut observer sur le territoire de la feuille Palluau.

Les écolgites résulteraient d'un métamorphisme anhydre de haute pression (600 à 800 °C; pression minimale de 16 kb) qui aurait affecté des roches basiques ignées dont il ne reste ici aucune relique minéralogique. Toutefois, certaines textures (grenats groupés en nid d'abeille, grenats en atolls) peuvent être interprétées comme d'anciennes structures coronitiques transitoires entre gabbro et écolgite.

On peut parfois observer des intercalations centimétriques à décimétriques de roches d'origine incertaine dans les écolgites : petits niveaux de carbonate (le Teurdeau), feuilletés composés de quartz, plagioclase, phengite, disthène décimétrique, biotite, rutile (la Gerbaudière). Ces intercalations, parallèles au rubanement et à la foliation, sont probablement antérieures à la phase de déformation principale.

D'autre part, de nombreuses intercalations de gneiss sont incluses dans les écolgites et sont généralement moins rétro-morphosées que les gneiss encaissants (effet de blindage?). Par rétro-morphose (en particulier par baisse de pression), les écolgites ont subi des transformations secondaires souvent incomplètes: formation de kelyphitoïde puis amphibolitisation. Le kelyphitoïde est constitué par une symplectite crypto- ou microcristalline, formée de clinopyroxène non sodique et de plagioclase, pseudomorphosant totalement ou partiellement l'omphacite primaire.

Le disthène, quand il existe, peut être remplacé par un assemblage rose à plagioclase et corindon puis, après hydratation, par de la zoïsite. L'amphibolitisation, postérieure à la kelyphitoïdisation, correspond à une rétro-morphose plus poussée et à une hydratation de la roche. Elle se traduit par une baisse de densité et par la perte de ténacité. Il s'agit de la formation de hornblende noire ou vert foncé à l'oeil nu et verte en lame mince.

Cette amphibole, associée à du plagioclase, peut apparaître selon les modes d'occurrence suivants :

- en liséré symplectitique (kelyphite) autour du grenat par réaction de celui-ci avec le pyroxène;
- par transformation du kelyphitoïde en un fin assemblage de plagioclase et d'amphibole qui tendent à recristalliser pour former de plus grands cristaux. La roche prend alors une teinte foncée;
- par croissance, dans la matrice de la roche, de cristaux d'amphibole millimétriques à centimétriques. Ceux-ci, en se développant essentiellement aux dépens du pyroxène, englobent les grenats, lorsque ceux-ci sont petits, et deviennent alors poeciloblastiques.

Lors de cette amphibolitisation, le rutile se transforme en sphène et la biotite peut accessoirement apparaître à partir de la phengite (la Gerbaudière, le Teurdeau).

Tous les intermédiaires peuvent être observés entre les écolgites non atteintes par l'amphibolitisation et les amphibolites à grenat (δ_g^{11}) indiquant ainsi que les secondes dérivent probablement des premières. Cette différence dans les degrés d'amphibolitisation peut être expliquée par des variations locales de P_{H_2O} lors de la rétro-morphose, H_2O étant nécessaire à la formation d'amphibole. Ce fait est confirmé par une amphibolitisation poussée autour des fractures qui ont pu permettre la circulation d'eau.

L'origine des écolgites fut longtemps très problématique. On les a souvent considérées comme des «monstres» n'ayant aucun lien avec leur encaissant gneissique: s'agit-il de gabbros métamorphisés in situ ou de roches profondes isolées tectoniquement au sein d'une croûte continentale? On s'oriente actuellement, principalement en raison d'arguments géochimiques, en faveur d'une origine plus complexe: il pourrait s'agir de lambeaux d'une vieille croûte océanique dispersée tectoniquement dans une croûte continentale lors d'une orogénèse (hercynienne ?), après avoir subi un métamorphisme écolgitique lors d'un mécanisme de type subduction.

δ^{11} Amphibolites.

Les amphibolites à grenat δ_g^{11} dérivent certainement des écolgites par rétro-morphose.

Elles sont souvent associées à ces dernières dont elle forment parfois l'écorce. Il s'agit généralement de roches à gros grain (millimétrique à centimétrique) formées d'amphibole calcique verte, de plagioclase (oligoclase), de grenat (almandin), de quartz et, accessoirement, de sphène avec parfois des reliques de rutile.

Près de la Limouzinière, ces roches, très fortement rubanées, contiennent de la clinozoïsite en abondance. La rétro-morphose hydratée des écolgites peut conduire à la disparition totale du grenat. On obtient alors des amphibolites (δ^{11}) à amphibole, épidote abondante, plagioclase, quartz et sphène qui peuvent être associées aux écolgites et aux amphibolites à grenat.

A la limite sud-ouest du socle à écolgites, près du contact avec le Briovérien, on observe une bande assez continue constituée d'amphibolite sans grenat et de schistes à amphibole. Cette bande peut être suivie presque en continuité depuis la Sohérie en Saint-Lumine-de-Coutais au Nord-Ouest, jusqu'aux environs de Mormaison au Sud-Est (feuille Montaigu), en passant par Corcoué-sur-Logne et Rocheservière (feuille Palluau). Les amphibolites ne semblent y présenter aucune relique écolgitique et ont probablement une origine bien différente des amphibolites associées aux écolgites.

A l'Ouest de Saint-Lumine, les amphibolites comportent différentes paragenèses :

- Les amphibolites massives à actinote bleu-vert, sans grenat, ont le grain le plus grossier; les prismes d'amphibole, larges et trapus, couchés dans le plan de foliation, peuvent dépasser 1 mm de longueur. L'actinote, qui forme les deux tiers ou même les trois quarts de la roche, est accompagnée d'albite de même taille, maclée et à inclusions de quartz. Le rutile est abondant, avec un peu de sphène, d'ilménite, d'apatite et de clinozoïsite (les Cherpelières).
- Les amphibolites massives à grenat forment une bande entre le Brandais, la Garnerie et le Plessis, dans le prolongement des amphibolites à grenat allant de la Compointrie à Saint-Lumine-de-Coutais. Ce sont des roches vert foncé, compactes, à foliation fruste; la trame, très finement grenue, est constituée d'actinote vert pâle à vert foncé, en petits grains accompagnés d'albite et d'un peu de quartz; elle comprend, en outre, de très nombreux petits grains courts ou allongés de sphène, de rutile ou d'ilménite (bordés ou non de leucoxène), ainsi que de petits amas de chlorite, mal orientés; la biotite est rare, en voie de chloritisation. Cette matrice est criblée de porphyroblastes de grenat, de 0,1 à 1 mm de diamètre, formant environ 50 % du volume de la roche; certains comportent des inclusions de rutile en aiguilles. Autour des grenats existe une association coronitique, avec une couche interne d'épidote et une couche externe d'actinote fibreuse, en aiguilles perpendiculaires à la surface du grain de grenat.

A la Garnerie, les porphyroblastes de grenat (1 mm) se trouvent à différents stades de rétro-morphose :

- soit ils sont entourés d'une couronne de clinozoïsite, d'actinote et de chlorite,
- soit il subsiste un résidu central entouré de clinosoïsite,
- soit le remplacement du grenat par la clinosoïsite est total. et l'actinote se moule sur elle.

Les grenats sont fréquemment encadrés par des «queues» de cristallisation, formées en ombres de pression, dans lesquelles l'actinote est orientée dans la direction de l'éirement maximum. Le faciès est localement mylonitique et les fissures des grenats sont remplies par de l'actinote. La grande abondance des grenats, la présence de nombreuses aiguilles de rutile à l'intérieur de ces derniers, l'existence d'inclusions de quartz dans le grenat et le développement de l'amphibole autour des grenats suggèrent une origine écolgitique de la roche.

- Les amphibolites massives à actinote, clinozoïsite et grenat.

Autour du Brandais, la foliation est déterminée par la disposition litée de l'actinote, aciculaire, dans une trame finement grenue où la clinosoïsite domine, accompagnée de grenat, de sphène, d'apatite et de zircon. Des grenatites, en couches épaisses de quelques centimètres, sont intercalées dans les amphibolites (le Brandais).

Dans une trame de quartz grenu, disposé en damier, on observe un semis de grenats de 0,2 à 1 mm de diamètre, parfois jointifs; ce minéral peut former 75 % de la masse; la roche comporte, en outre, rutile, actinote, clinozoïsite et chlorite. De telles concentrations de grenat sont connues, en association avec les faciès écolgitiques.

Des tufs acides-basiques, rubanés ou lités, sont intercalés dans les faciès précédents (amphibolites massives ou prasinites) ; ils comportent des alternances de lits leucocrates et de lits verdâtres à paragenèses et à structures variées, en particulier des tufs à disthène et grenat (le Brandais, la Garnerie, le Plessis) : les lits leucocrates, d'épaisseur centimétrique, sont formés par une mosaïque de quartz et d'albite maclée, en grains de 200 à 500 microns, avec de longs prismes de disthène, couchés dans le plan de foliation (altérés en muscovite à la périphérie).

Du grenat, porphyroblastique, est étiré; on trouve, en outre: actinote, clinozoïsite, sphène, rutile, zircon, biotite. Les lits verdâtres comprennent de l'actinote, disposée en lits, des grenats, avec épidote, clinozoïsite, sphène, ilménite, quartz, albite, biotite et muscovite. Le grenat peut atteindre le tiers du volume de la roche. Les lits mixtes ont une trame quartzreuse criblée de grenats de 0,2 à 2 mm, allongés, avec un peu de disthène et de biotite. Des niveaux leucocrates, en bancs minces, sont aussi intercalés dans les prasinites, au Brandais; par

leur structure microgrenue à porphyroblastes d'albite et par leur composition chimique (forte teneur en silice et en soude, très faible teneur en potasse). ces roches leucocrates sont de véritables k ratophyres.

7.1 Complexe de Champtoceaux –  clogite de subduction continentale

Sortie animée par Michel Ballèvre, Université de Rennes 1

7.1.1. Géomorphologie

Le complexe métamorphique de Champtoceaux est une vaste structure d'échelle crustale en forme de "nappe", située en domaine sud-armoricain. Il est limité au nord par la faille de Nort-sur-Erdre et au sud par la branche méridionale du cisaillement sud-armoricain (CSA).

Il apparaît comme une vaste antiforme de direction Est-Ouest, à fort plongement Est. Ce pli est probablement contemporain du mouvement dextre le long du Cisaillement sud-armoricain et de l'intrusion du granite varisque de Vigneux; il s'est donc développé durant le Carbonifère supérieur, autour de 310 millions d'années. Dans ce pli on reconnaît deux grands ensembles métamorphiques superposés qui, de la base au sommet, sont:

- L'Unité para-autochtone de Mauves séquence monotone de m tagreywackes d'âge inconnu (Prot rozo ique supérieur ?).
- Le Complexe de Champtoceaux proprement dit qui chevauche l'unité de Mauves. Il consiste en plusieurs unités empilées les unes sur les autres que l'on distingue essentiellement selon la lithologie et le degré de métamorphisme. Les chevauchements qui limitent ces unités ayant un comportement ductile et les roches ayant généralement une fabrique mylonitique, ce sont les discontinuités lithologiques et (ou) métamorphiques qui permettent de dessiner ces chevauchements.

En conséquence 2 sous-unités principales sont reconnues:

- **l'allochtone inférieur formé de:**
 - L'unité du Cellier, constituée de gneiss leucocrates à lentilles d'éclogites surmontés de micaschistes.
 - L'unité de Saint-Mars, constituée de gneiss leucocrates très déformés (orthogneiss).
- **l'allochtone moyen formé de:**
 - L'unité de Champtoceaux, constituée d'orthogneiss migmatitiques avec quelques reliques d'éclogites.
 - L'unité de Drain, constituée de gabbros déformés et de quelques péridotites.
 - L'unité du H vre, constituée de m tavalcanites et de métasédiments.
- **l'allochtone supérieur** formé de sédiments et de roches volcaniques moyennement à fortement déformés: c'est l'Unité des Mauges.

Au nord-est du complexe, le Bassin d'Ancenis, est en contact faillé avec les unités métamorphiques empilées; il est essentiellement rempli d'argilites et de gr s peu déformés, simplement disposés en blocs basculés, recoupés de corps microgranitiques, rhyolitiques et leucogranitiques. La faune et la flore y suggèrent un environnement continental et un âge Carbonifère précoce.

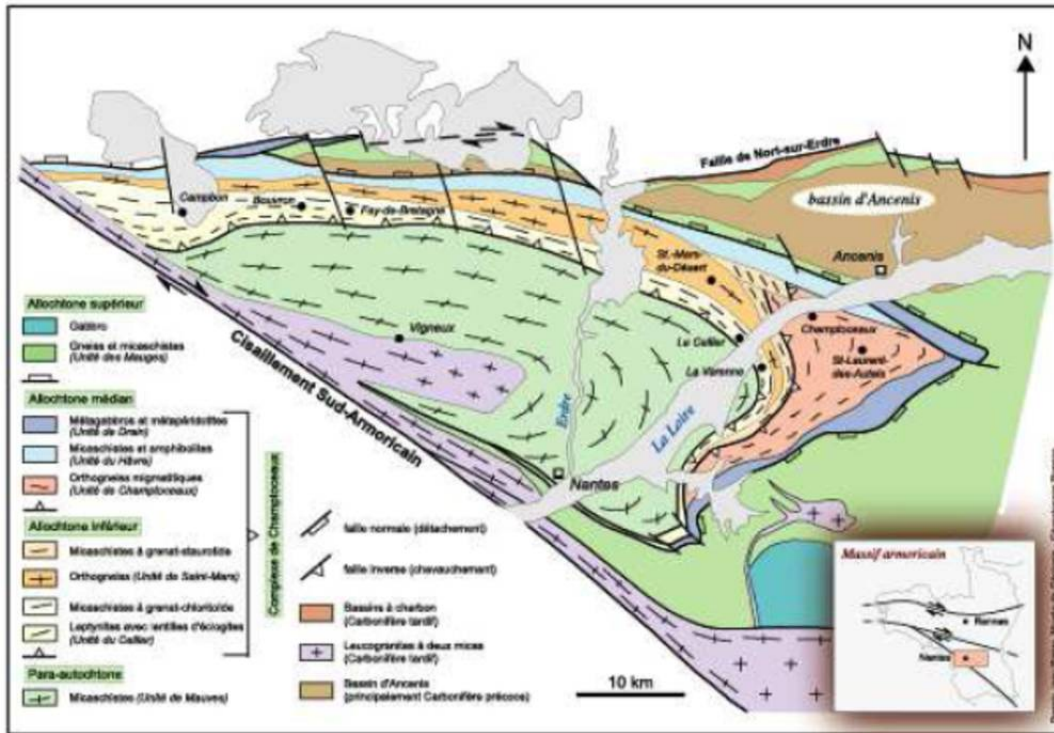


Figure 46 : Champtoceaux : Carte géologique simplifiée du Complexe de Champtoceaux (d'après Bosse et al., 2000)

7.1.2. **Parcours et les différents arrêts**

Depuis la Nationale 23 Nantes-Ancenis rejoindre le village de Mauves-sur-Loire. Traverser ce dernier et aller vers le sud Loire par la D 31 en direction de La Chapelle-Basse-Mer.

Franchir le fleuve par le pont de Mauves et au stop suivant aller à gauche vers Champtoceaux. La route (D 751) suit la levée de la Loire, rejoint la D7 que l'on prend à gauche toujours vers Champtoceaux. Peu après, juste avant de franchir la Divatte, à la limite entre Loire-Atlantique et Maine-et-Loire, stationner à droite au niveau du chemin d'entrée de la carrière de la Bréhardière (accès soumis à autorisation).

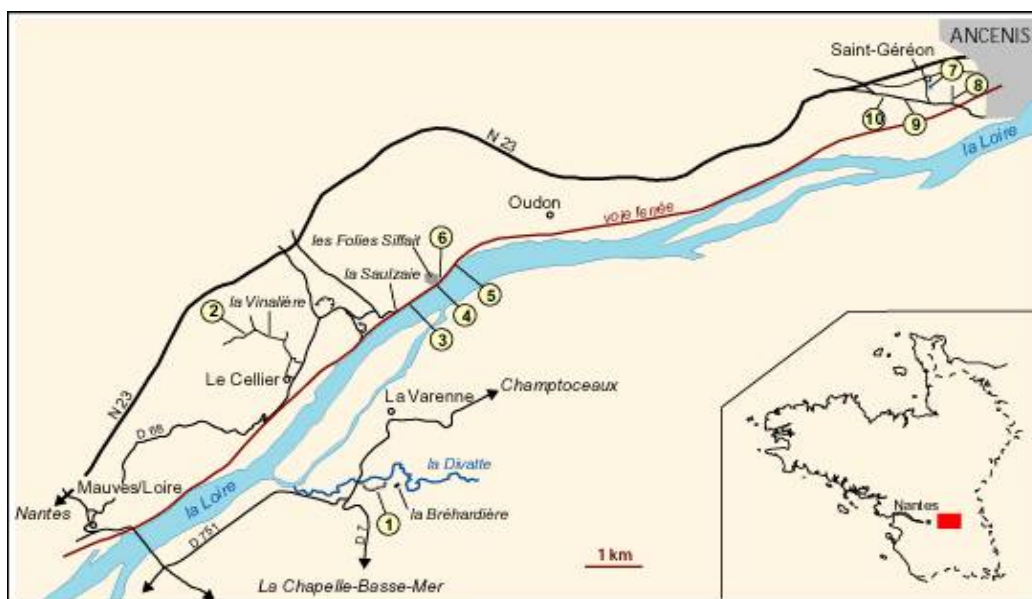


Figure 47 : Champtoceaux : Carte du parcours avec emplacement des différents arrêts

Arrêt 1 : Leptynites, écolgites et micaschistes de la Bréhardière

En bordure de la Divatte, la carrière de la Bréhardière (ou de la Varenne), partiellement exploitée, entame les roches métamorphiques de l'unité du Cellier et de l'unité de Mauves.

Dans la partie Est de cette carrière, malheureusement très largement comblée, apparaissent encore aujourd'hui des roches claires, grisâtres, fortement déformées, à débit planaire régulier (foliation). Ce sont des gneiss à grain fin qui sont constitués de quartz, feldspath et micas blancs (phengite en particulier). Ces gneiss leucocrates peuvent être qualifiés de **leptynites**.

Leur caractère orthodérivé, c'est à dire issus de roches magmatiques, se reconnaît dans la présence "d'yeux centimétriques" de feldspath potassique. Ils pourraient dériver de granites ou de laves rhyolitiques parfois porphyriques ce que confirme leur composition chimique.



Figure 48 : Champtoceaux : Face est de la la carrière de la Bréhardière (ou de la Varenne) présentant des lentilles d'écolgite

L'âge du ou des protolites magmatiques de ces orthogneiss n'est pas connu mais un granite métamorphique reconnu dans la région de Saint-Mars-du-Désert a été daté à 485 Ma et d'autres orthogneiss (Le Cellier, la Picherais) autour de 480 Ma; un âge entre 480 et 490 Ma, soit Ordovicien inférieur, peut donc être proposé pour la mise en place de ces magmatismes acides.

Ces leptynites sont la plupart du temps accompagnées de niveaux amphibolitiques, association fréquente dans certains domaines métamorphiques, ce qui explique leur appellation classique de groupe leptyno-amphibolique (GLA) que l'on peut trouver sur certaines cartes géologiques.

Dans la partie la plus lointaine de la carrière, les leptynites renferment des lentilles de faibles dimensions (de l'ordre du mètre) qui ne montrent généralement pas de foliation interne mais sont étroitement moulées par la foliation des gneiss. Quelques fractures y sont remplies d'albite.

Ces "boudins de roches métamorphiques", souvent altérés, montrent une paragenèse d'écolgite, étant constitués d'un pyroxène sodique (omphacite) qui est un mélange jadéite-diopside, de grenat rose de très petite taille, de glaucophane et de phengite (mica).

Cette association de minéraux métamorphiques caractérise le faciès des écolgites, les conditions pression-température étant de l'ordre de 15-20 kbar et 550-600°C, ce qui explique la présence du pyroxène sodique apparu selon la réaction classique albite à jadéite + quartz. Elle explique aussi la densité et la grande dureté de la roche. Si on retrace les chemins P-T-t on constate que ces roches se sont mises en place à 45 km de profondeur et ont subi leur métamorphisme à 30 km.

La phengite, témoin du métamorphisme haute-pression, est essentiellement incluse dans le grenat. La présence de la glaucophane correspond aux premiers stades de la rétro-morphose.

Il faut souligner que ces roches de faciès écolgite ont depuis longtemps attiré l'attention des minéralogistes parmi lesquels Alfred Lacroix (en 1891) est le plus célèbre.

Ces écolgites peuvent dériver soit de basaltes, soit de dolérites, soit encore de gabbros; la géochimie n'apporte pas de réponse significative et seule la texture, observable en lame-mince, peut renseigner; elle se révèle microgrenue doléritique. Ces roches écolgitiques dérivent donc de **filons doléritiques** qui ont été ensuite étirés et boudinés dans la déformation.

La coexistence de ces deux types de roches correspond à un magmatisme bimodal (acide-basique) dans lequel les roches basiques filoniennes sont forcément plus jeunes que les roches acides qu'elles recoupent.

Ce magmatisme répond ici à la fusion d'une croûte continentale et en conséquence **les écolgites de Champtoceaux ne correspondent en aucun cas aux reliques d'une croûte océanique.**

Du point de vue paléogéographique, il est admis que durant le Paléozoïque le Massif armoricain a évolué en bordure nord du supercontinent Gondwana et à l'Ordovicien des phénomènes extensifs ont conduit à la formation de fossés d'effondrement (rifts) qui ont permis la remontée de ces magmas alcalins dans une croûte amincie.

Des zircons extraits de l'écolgite ont fourni un âge Uranium-Plomb à la limite Dévonien-Carbonifère qui est interprété comme celui de leur croissance. Cet âge, confirmé par ailleurs autour de 360 Ma à partir d'analyses Samarium-Néodyme plus récentes sur cette même écolgite, est donné comme l'âge de l'événement de haute-pression dans l'unité du Cellier.

Cet âge se révèle beaucoup plus jeune que celui proposé pour l'événement haute-pression reconnu dans d'autres unités du Massif armoricain. Ceci laisse ouverte la possibilité de son non synchronisme à l'échelle du massif soit dans un stade de convergence continue soit lors de plusieurs épisodes de subduction-collision.

Manifestement, les roches très métamorphiques de l'unité du Cellier chevauchent ici les roches beaucoup moins métamorphiques de l'unité de Mauves. Il s'agit en fait de l'un des chevauchements majeurs reconnus dans le complexe métamorphique de Champtoceaux, la carrière pratiquement toute entière étant ce vaste chevauchement.

En résumé, cette carrière montre que le chevauchement de la nappe de Champtoceaux sur l'unité de Mauves

- 1- est postérieur à l'épisode écolgitique.
- 2- qu'il s'accompagne d'une déformation ductile dans les deux unités.
- 3- que la déformation ductile, effectuée dans le faciès des amphibolites à albite et épidote (8-10 kbar, 500-550°C) et commune aux deux unités, traduit une "accordance" des conditions du métamorphisme.

Refaire le chemin inverse vers Mauves-sur-Loire. Dans cette localité, prendre à droite la D 68 vers Le Cellier. Dans ce village monter sur la gauche vers l'église, la contourner par la droite et poursuivre au nord. Atteindre un rond-point et aller à gauche vers la Vinalière. Dans ce hameau nouvellement loti prendre à gauche une petite route fortement pentue qui mène à la Ferrière. Après 200 mètres environ, stationner sur la droite au niveau d'une vigne.

Arrêt 2 : L'écolgite de la Vinalière

Les écolgites du Cellier se retrouvent dans les vignes et les prés à proximité de la Vinalière. Ce sont des roches très dures, qui se débitent cependant en plaques selon des fractures tardives. De couleur vert-clair à rose, elles montrent un grain fin. Quelques amphiboles noires sont parfois visibles.



**Figure 49 : Champtoceaux : Ecolgites de la vinalière
Affleurements présents essentiellement dans les champs**

Dans ces écolgites, à rétro-morphose généralisée, le grenat présente des zones de croissance ce qui prouve qu'il n'a pas bougé. Ces roches peuvent correspondre à des dolérites.

Descendre vers la vallée où affleurent sur le côté droit de la route des micaschistes puis remonter vers la Ferrière et faire demi-tour dès que possible pour revenir à Le Cellier. Dans le village prendre à gauche la D 68. Au niveau d'un calvaire prendre à droite la direction de la cale de Clermont et de la Saulzaie

Dépasser l'ancienne carrière de la Savariais, actuellement site contrôlé pour déchets, qui expose l'unité de Saint-Mars-du-Désert, puis obliquer sur la gauche en direction de la Saulzaie. La route traverse Vandel et rejoint une petite route qui descend à droite vers la Saulzaie où il est possible de stationner juste avant la ligne de chemin de fer.

Passer sous la ligne de chemin de fer et partir par le chemin qui se dirige vers l'Est (chemin de grande et petite randonnée).

Arrêts 3-4-5 : Micaschistes, amphibolites et gneiss migmatitiques du bord de Loire

Le chemin qui suit la Loire permet une coupe du contact entre les deux ensembles majeurs du complexe de Champtoceaux, à savoir l'unité de Mauves et l'unité de Champtoceaux. *Pratiquement au départ du chemin, alors que la voie ferrée passe sous un tunnel, affleurent (arrêt 3) des micaschistes à grenat et biotite dont la foliation pend d'environ 60° vers le nord-est et porte une linéation subhorizontale.* Au microscope on remarque que le grenat englobe du chloritoïde, tandis que dans la matrice apparaît la staurotide.

Le grenat a gardé le souvenir de l'état de la roche avant l'augmentation de l'intensité du métamorphisme et la matrice l'augmentation de température pendant la croissance du grenat.

A environ 500 mètres en amont, le chemin mène au pied des ruines de constructions en terrasse qui datent du 19ème siècle. Ce sont les "Folies Siffait. Ces murs ont été bâtis sur **une barre massive d'amphibolites de couleur sombre (arrêt 4)**, connues sous le nom de Niveau des Folies Siffait; aisément reconnaissables, on les retrouve, entre autres, à Oudon où elles sont très bien exposées.



Figure 50 : Champtoceaux : Micaschistes, amphibolites et gneiss migmatitiques du bord de Loire

Ces roches métamorphiques sont constituées d'amphibole noire (hornblende), de feldspath plagioclase (oligoclase) et parfois de grenat. La fabrique planaire des amphiboles traduit une déformation intense que soulignent de petits plis isoclinaux dans des niveaux centimétriques à épidote (jaune-verdâtre). Quelques rares niveaux à grenat sont identifiables. Ces amphibolites peuvent dériver soit de gabbros à grain fin, soit de basaltes.

Poursuivant le chemin toujours vers l'est, juste après un auvent protégeant la voie ferrée des chutes de pierres, s'observent (arrêt 5) des gneiss fortement déformés (fabrique planaire) qui sont riches en veines de couleur claire; ces veines à composition granitique, que l'on appelle leucosomes, prouvent que la roche a été partiellement fondue.



Figure 51 : Champtoceaux : Gneiss migmatitiques du bord de Loire

Nous sommes en face de **gneiss migmatitiques**, les gneiss de Champtoceaux.

Par rapport aux roches précédemment observées tout indique que le degré de métamorphisme a encore augmenté alors que si on se fie à l'allure de la foliation nous sommes ici dans les niveaux les moins profonds de la "pile sédimentaire". La température enregistrée par la roche est ici de l'ordre de 700°C alors que pour les paragenèses à staurotide précédemment reconnues elle est de 600°C.

Il y a donc contradiction puisque les roches les plus chaudes se trouvent au dessus des roches les plus froides. Il y a donc un **gradient inverse du métamorphisme**.

Cette disposition peut s'expliquer soit par l'existence d'un vaste pli soit par un chevauchement du "chaud sur le froid" qui aurait agi à la manière d'un "fer à repasser".

Les migmatites sont clairement post-éclogitiques.

Toujours à pied, revenir vers la Saulzaie, et à l'approche des Folies Siffait, passer sous la voie ferrée pour rejoindre un affleurement au pied d'une tourelle.

Arrêt 6 : La serpentinite des Folies Siffait

Il s'agit d'une petite extraction de roches qui a été fort heureusement dégagée lors de la mise en valeur des Folies Siffait; autrement elle serait passée inaperçue.

La roche, de couleur sombre, est intensément schistifiée, les plans de foliation montrant le développement de talc et de chlorite. C'est une **péridotite serpentinisée**, l'altération s'étant faite aux dépens de l'olivine dont la forme des cristaux se reconnaît dans la serpentine. Une telle roche peut représenter soit un fragment du manteau soit un cumulat d'olivine à la base d'un gabbro.

En réalité, ici, toutes les observations montrent qu'il s'agit d'une intrusion gabbroïque.

Cette intrusion se place au contact entre les gneiss de Champtoceaux très déformés, visibles à proximité mais dont le caractère migmatique est préservé plus à l'est (cf. arrêt 5), et les amphibolites situées à l'ouest (cf. arrêt 4).



Figure 52 : Champtoceaux : Unité migmatitique à anatexie

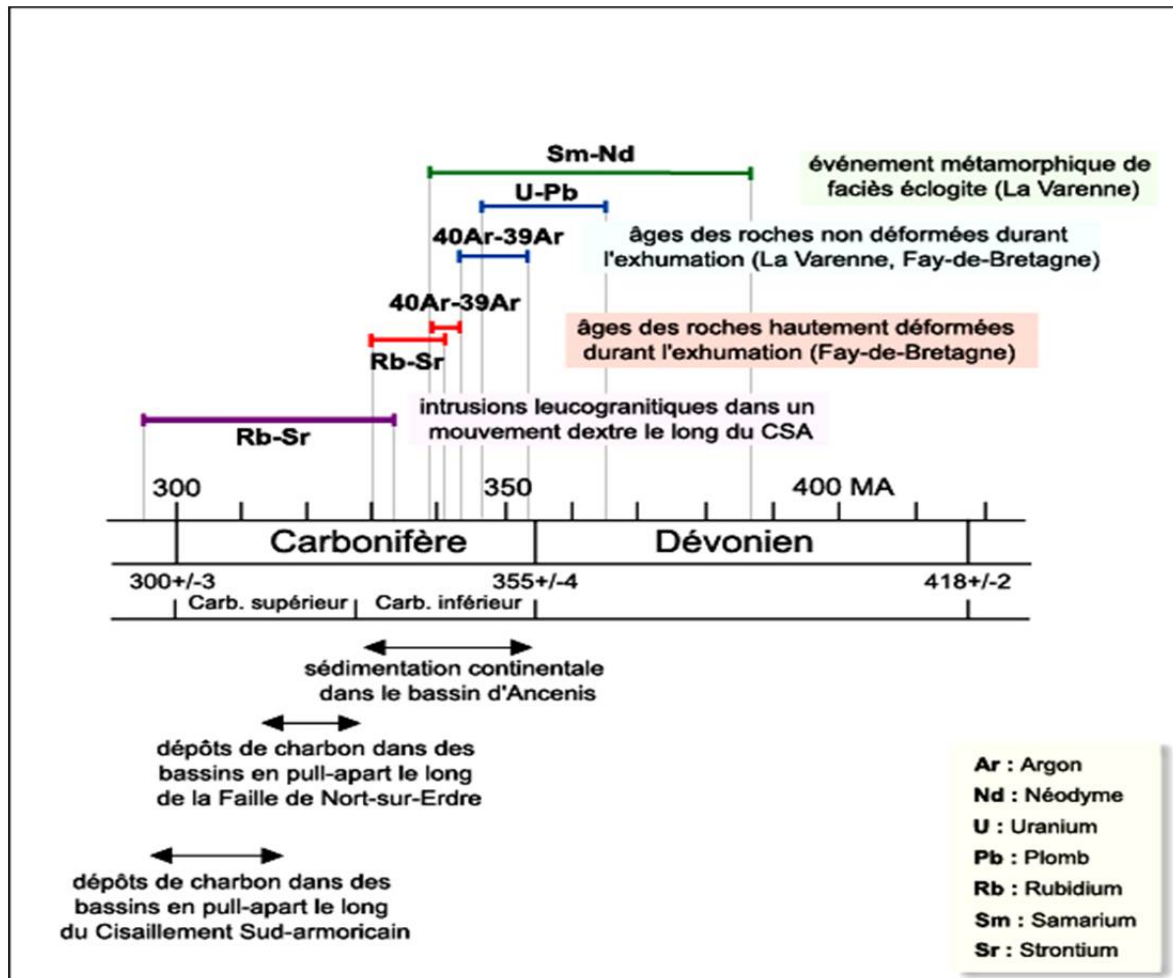


Figure 53 : Champtoceaux : Tableau des contraintes géochronologiques de l'évolution tectonique du Complexe de Champtoceaux (d'après Bosse et al., 2000)

Il s'agit là d'un contact majeur entre une unité migmatitique qui a subi une fusion partielle à des températures de l'ordre de 700°C, et une unité dans laquelle les paragenèses à staurotide indiquent une température de l'ordre de 600°C.

L'unité migmatitique chevauche donc une unité moins métamorphique.

Ce chevauchement, le deuxième observé après celui de la carrière de la Bréhardière, est parfois nommé avec humour et toutes proportions gardées, MCT (Main Champtoceaux Thrust) par analogie avec le MCT (Main Central Thrust) himalayen.

Ce chevauchement est caractérisé par un âge post éclogitique et post migmatisation, une intense déformation ductile dans les conditions du faciès amphibolite et par un rééquilibrage thermique entre les deux unités qui aboutit à un métamorphisme inverse. Son âge réel peut être calculé sur les micas qui donnent 340 Ma, donc Carbonifère inférieur.

7.1.3. Histoire géologique des éclogites

- Les données Samarium-Néodyme et Uranium-Plomb obtenues sur les roches de faciès éclogitique de l'Unité du Cellier fournissent un âge autour de 360 Ma pour l'événement haute pression survenu lors d'un stade de convergence ou bien lors de plusieurs épisodes de subduction-collision en relation avec l'accrétion et le raccourcissement de bassins arrière-arcs et des arcs eux-mêmes.
- Les âges Argon-Argon et les données Rubidium-Strontium contraignent l'histoire du refroidissement qui se produit autour de 330-340 Ma.
- L'exhumation des roches haute-pression intervient peu de temps après la subduction, au moment même du remplissage sédimentaire du bassin d'Ancenis proche. Ceci est en faveur d'un modèle "d'extrusion" du Complexe de Champtoceaux au même moment par déplacements simultanés le long de zones de cisaillement et de failles normales au Carbonifère précoce.

L'exhumation du Complexe de Champtoceaux intervient de fait dans un site géodynamique orogénique précoce de syn-convergence.

Des déplacements en cisaillement le long du Cisaillement sud-armoricain et des failles associées comme la faille de Nort/Erdre au Carbonifère terminal, reprennent toutes les structures antérieures, mais ne contribuent pas significativement à l'exhumation du Complexe de Champtoceaux.

La succession des événements tectoniques peut ainsi se décliner :

- 1- Déformation ductile principale ayant entraîné l'apparition de la foliation; cette déformation est associée au chevauchement du complexe de Champtoceaux sur le para-autochtone (unité de Mauves).
- 2- Déformation ductile associée à l'exhumation du complexe de Champtoceaux pour ce qui est de l'unité des Mauves
- 3- Plissement des structures antérieures selon un axe est-ouest à plongement vers l'est.

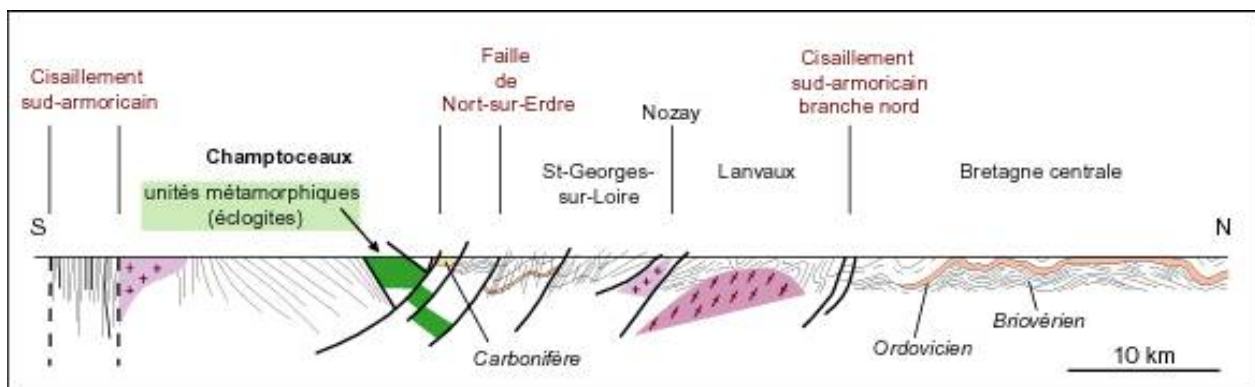


Figure 54 : Champtoceaux : Section dans le Complexe de Champtoceaux et les régions sud de Bretagne orientale (d'après Gumiaux et al., 2004)

7.2 Unité des Essarts

Sortie animée par Gaston Godard, Université Pierre et Marie Curie, Paris 6, grand spécialiste des élogites de la région, en 2006. Je regrette de ne pas avoir assisté à cette sortie, mais bon, il y a encore de l'espoir pour une prochaine fois.

7.2.1. Géomorphologie

Trois ensembles lithostructuraux sont classiquement distingués en Vendée :

- le complexe des Essarts-Mervent individualisé dans des formations métamorphiques disposées en lames verticales.
- les unités nord-vendéennes au nord-est qui comprennent l'unité de Chantonnay, l'unité de Montaigu, le Haut-Bocage.
- les unités sud-vendéennes au sud-ouest qui regroupent le Bas Bocage et la Vendée littorale.

Ces différentes unités sont limitées par des zones de fractures d'ampleur crustale, de direction NW-SE, que l'on peut rapporter à des structures satellites du cisaillement sud-armoricain.

C'est au sein du complexe des Essarts-Mervent qu'entre Loire-Atlantique et Vendée, l'unité haute-pression des Essarts apparaît encadrée par le sillon houiller de Vendée au nord-est et par la ligne tectonique Sainte-Pazanne-Mervent au sud-ouest.

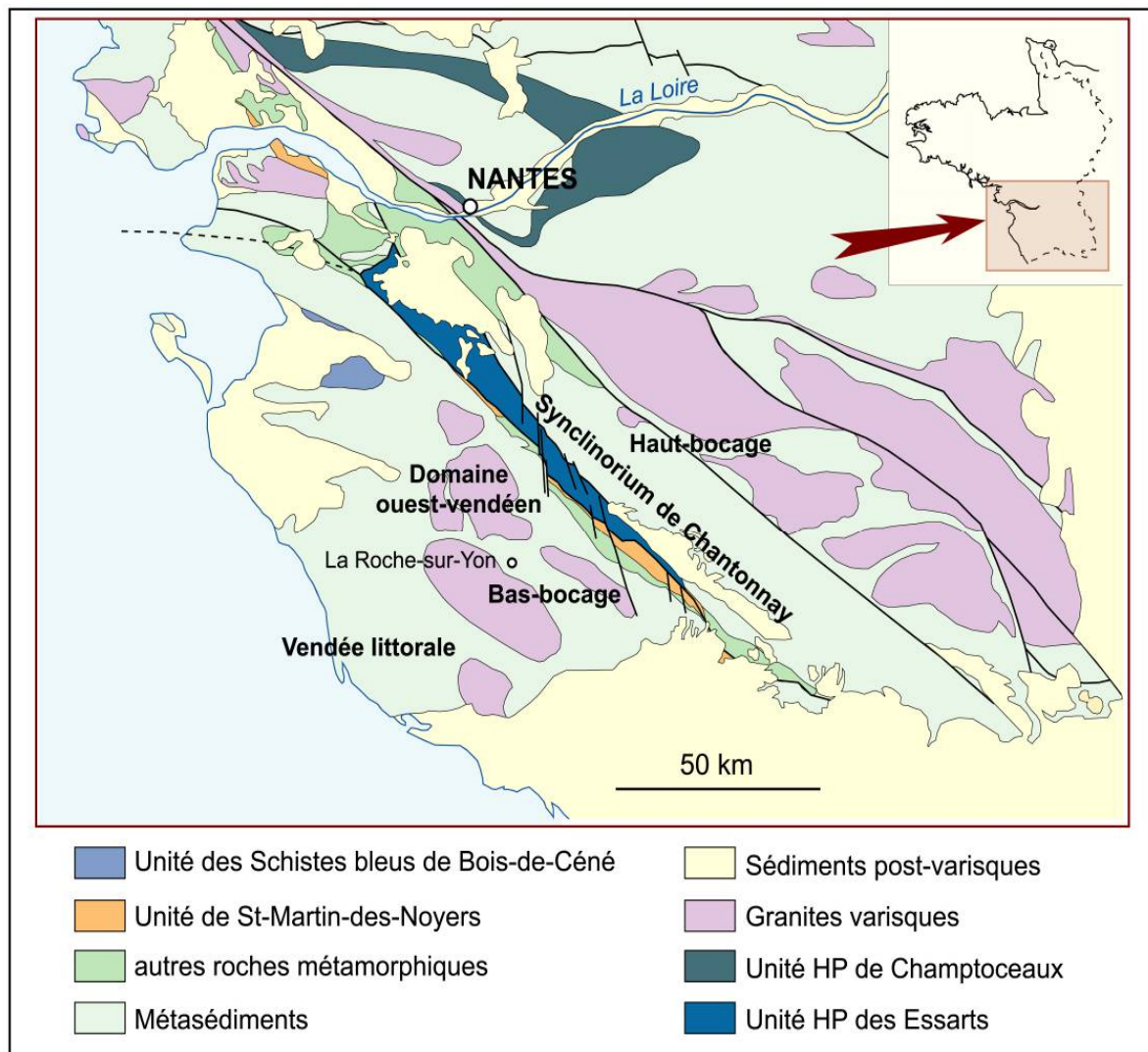


Figure 55 : Essarts : Carte géologique simplifiée du massif vendéen

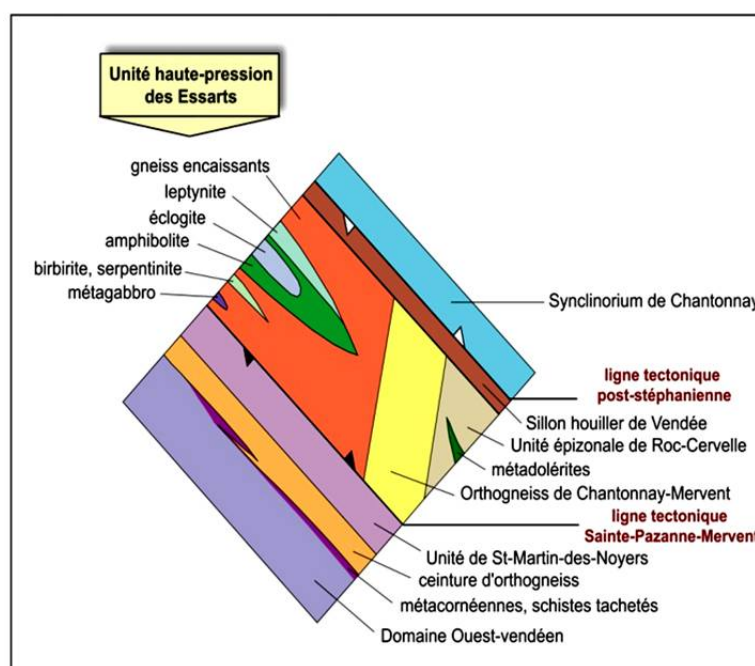


Figure 56 : Essarts : Carte synthétique de l'Unité des Essarts (d'après Godard)

Ces deux failles délimitent un couloir de près de 150 kilomètres de long pour quelques kilomètres de large qui comprend 3 unités métamorphiques distinctes : (1) l'unité à écoligites des Essarts, (2) l'orthogneiss de Chantonay-Mervent, (3) l'unité épizonale de Roc-Cervelle.

Les écoligites de l'unité haute-pression des Essarts et les roches associées forment des lentilles de plusieurs kilomètres de long qui sont pincées et faiblement boudinées au sein des gneiss environnants. Ce sont ces roches qui ont retenu notre intérêt lors de cette sortie.

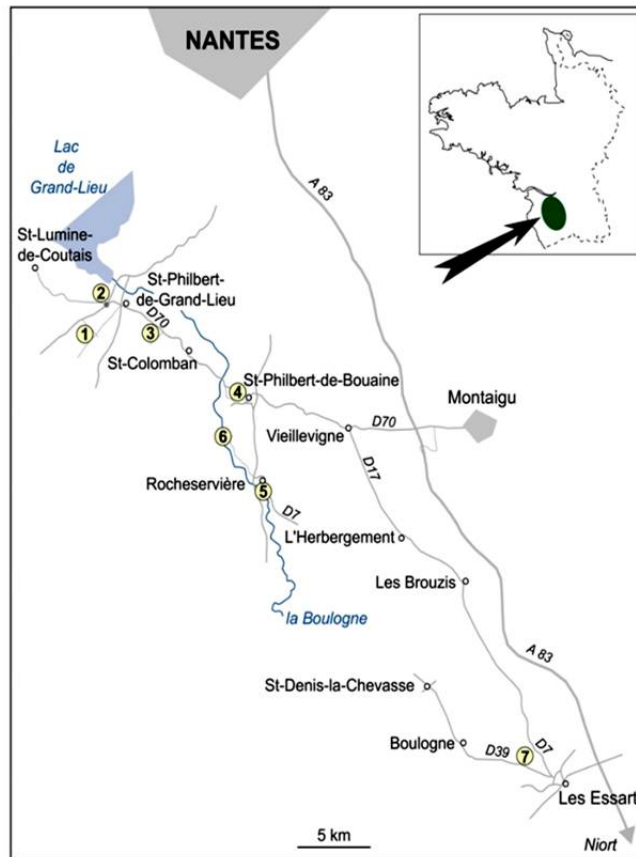


Figure 57 : Sud armorique : Le circuit et les différents arrêts

7.2.2. Parcours et les différents arrêts

Depuis l'église de Saint-Philbert-de-Grand-Lieu prendre au sud-ouest la direction de Touvois (D65) puis, toujours dans la ville, à droite la direction de la Marnie via le Breuil. Après environ 1500 mètres, on atteint un château d'eau installé à un carrefour. Stationner en bordure de la route qui part à droite.

Arrêt n°1- Château d'eau (Saint-Philbert-de-Grand-Lieu)

De ce point élevé et carte géologique à l'appui, il est possible de faire une lecture du paysage et de comprendre comment les diverses unités géologiques se marquent dans la topographie.

L'unité de haute pression des Essarts (Unité H-P) dans laquelle se rencontrent les écoligites est délimitée par deux grandes failles tardihercyniennes.

Elle se reconnaît aux reliefs qu'elle forme dans la topographie (Corcoué-sur-Logne, Rocheservière). Ces reliefs ont été réactivés récemment comme en témoignent les grabens remplis de sédiments tertiaires parmi lesquels se trouve le gisement fossilifère de la Marnière qui est redonien (Plio-pléistocène). Elle est bordée au sud par l'unité métavolcanique de Saint-Martin-des-Noyers à bimodalité volcanique basique (amphibolites) et acide (rhyolites à dacites) qui n'a pas subi le métamorphisme écolitique, tandis qu'au nord, elle s'appuie sur le sillon houiller de Vendée.

En cet endroit, la zone écolitique, large de 5 à 6 kilomètres, est masquée au nord-ouest par les sédiments récents du Lac de Grand-Lieu.

Continuer au nord-ouest la petite route jusqu'à la D 117. Prendre à droite vers Saint-Philbert-de-Grandlieu et, au rond-point suivant, prendre à gauche la D61 vers Saint-Lumine-de-Coutais.

Après 250 mètres stationner à droite au niveau de la Piltière.

Arrêt n°2- Manoir de la Piltière (Saint-Philbert-de-Grand-Lieu)

Si la reconnaissance des élogites de Vendée et de Loire-Atlantique est le fait de Rivière et de Dubuisson dans les années 1830, la première description pétrographique des élogites armoricaines est due à Alfred Lacroix (1891, 1893, 1913) et à Charles Baret (1882, 1898, 1900).

C'est d'ailleurs ce dernier, pharmacien nantais féru de pétrographie et de minéralogie, qui a découvert en 1900 ce remarquable gisement.

En cet endroit, connu sous le nom de la Compointrie (ou Compointerie), hameau situé à 800 mètres plus à l'ouest, les élogites sont remarquables. De ce fait, elles figurent dans de nombreuses collections soit brutes soit polies. Ces roches, dont l'étude approfondie a été effectuée en 1920-21 par Yvonne Brière, sont encore aujourd'hui heureusement visibles parmi les rocailles du manoir de la Piltière et dans les moellons des montants du portail et des murs du logis.

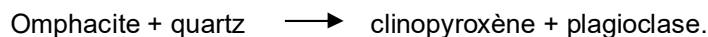
La propriétaire des lieux nous en a présenté avec fierté un échantillon poli taillé en forme d'obélisque.

Ces élogites sont des roches grenues essentiellement constituées d'omphacite (pyroxène) qui leur donne une couleur générale vert-clair très caractéristique, accompagnée de disthène bleu à blanchâtre et surtout de nombreux grenats roses de taille centimétrique. La matrice contient également de la zoïsite et de la hornblende magnésienne.

Elles offrent d'intéressantes structures de rétro-morphose, pour certaines bien visibles à l'oeil nu. Le grenat est systématiquement entouré d'une couronne sombre constituée d'amphibole secondaire développée à l'interface avec l'omphacite ; c'est une structure kélyphitique. Le disthène peut être partiellement remplacé ou bien montrer une couronne à micas (preiswerkite et margarite), selon la réaction



En lame-mince, l'omphacite paraît souvent décomposée en une symplectite à clinopyroxène et oligoclase, selon la réaction



NOTA

La preiswerkite et la margarite sodique sont des micas peu usuels, très rares dans la nature. Ils ont été observés tous les deux ensembles dans deux gisements à élogites : la Compointrie en France et Liset en Norvège. Ils correspondent à des produits de rétro-morphose dans des couronnes ou des symplectites autour du disthène. La rareté de ces deux micas n'est pas liée à des conditions de pression et température peu courantes ou extrêmes.

Elle semble plutôt correspondre à des compositions chimiques inhabituelles, apparaissant dans des systèmes saturés en eau, pauvres en silice, riches en sodium et aluminium, surtout, sinon exclusivement, pour des conditions de pression et température du faciès schistes verts ou du faciès amphibolite.

Ces élogites sont issues du métamorphisme de protolithes gabbroïques qui appartiennent à une suite tholéiitique. Ce sont plus précisément des leucogabbros troctolitiques qui ont des caractéristiques de cumulats. Ils pourraient représenter les fragments d'une vieille croûte océanique métamorphisée.

Des élogites identiques sont connues à Saint-Denis-la-Chevassse (Fig.3) dans une carrière abandonnée et des blocs erratique sont observables dans quelques autres gisements.



Figure 58 : Sud armorique : A signaler que dans le hameau de la Compointerie une petite rue dénommée Chemin de l'Eclogite renvoie à l'existence de cette roche dans le sous-sol. C'est aussi le point de départ d'un circuit de randonnée appelé " circuit de l'Eclogite ".

Poursuivre sur la D61 jusqu'au hameau de la Compointerie pour faire demi-tour et revenir vers Saint-Philbert-de-Grand-Lieu.

Passer devant l'église et prendre la direction de Saint-Colomban et Saint-Philbert-de-Bouaine par la D70. Après environ 3 kilomètres, prendre à droite une petite route qui mène à Malville et à une déchetterie. Après quelques centaines de mètres, en haut de butte, stationner à droite au niveau d'un chemin qui part dans les vignes.

Arrêt n°3- Malville (Saint-Philbert-de-Grand-Lieu)

Les vignes au nord-ouest de Saint-Colomban permettent de collecter, sous forme de blocs épars, des roches plutôt rares dans le Massif armoricain. Ce sont des péridotites totalement serpentinisées et silicifiées, transformées de ce fait en roches nommées **birbirites**.

Les birbirites sont des roches quartzitiques, brunes, plus ou moins riches en fer, dénommées ainsi par Duparc en 1927. Leur nom dérive de la rivière Birbir en Ethiopie. Elles résultent de l'altération météorique, de l'hydratation, de serpentinites ou de péridotites.

Lors de l'altération, la serpentine est déstabilisée, perdant ses oxydes et ses hydroxydes de magnésium ; il ne reste que la silice et le fer qui mènent à la silicification.

Elle est caractérisée par des textures microcristallines dans lesquelles de la calcédoine et de petits cristaux de quartz apparaissent le long de masses colloïdales de limonite.

Dans les birbirites de Saint-Colomban, le protolithe ultramafique (péridotite à grenat) peut être reconnu dans de rares minéraux reliques (serpentine, anthophyllite, pyrope) tandis que la serpentinitisation se lit dans une structure en " peau de serpent " résultant de la pseudomorphose de grains d'olivine.

L'altération se serait produite au Paléogène (Eocène), période d'intense altération météorique en Vendée, alors que les roches ultramafiques se trouvaient sous climat tropical et proches de la surface d'érosion yprésienne. On sait qu'à cette époque, les roches ont été affectées sur une épaisseur de plus de 10 mètres. C'est le cas pour les écolgites, les amphibolites et surtout les gneiss.

Revenir vers la D70 et aller à droite vers Saint-Colomban. Dépasser cette localité et poursuivre vers Saint-Philbert-de-Bouaine. 400 mètres après avoir franchi la Boulogne et être entré en Vendée, aller à droite vers la Gerbaudière.

Arrêt n°4- Carrière de la Gerbaudière (Saint-Philbert-de-Bouaine)

La carrière de la Gerbaudière, ouverte à proximité de Saint-Philbert-de-Bouaine, s'étend sur environ 30 hectares. Il s'agit d'un très grand boudin d'écolgites, l'un des plus grands gisements au monde, long de plusieurs kilomètres, que l'exploitation a largement mis au jour.

La carrière est allongée parallèlement à la lentille d'écolgite. On y extrait des roches massives pour granulat et accessoirement pour enrochement.

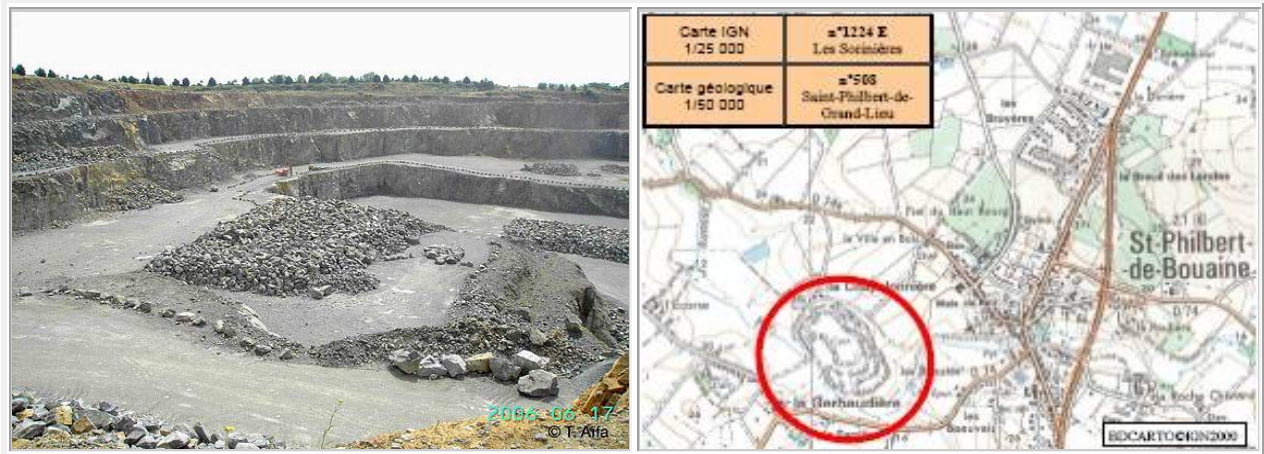


Figure 59 : Essarts : Carrière de gerbaudière, riche en élogites photo et localisation

Les différents fronts de taille et les gradins permettent d'observer les divers faciès des élogites qui sont ici des **élogites à quartz**, ainsi que leurs relations avec les gneiss de l'encaissant. Ces derniers sont des paragneiss (gneiss dérivés de roches sédimentaires) qui apparaissent sous forme de panneaux à l'intérieur des élogites sans que l'on puisse voir le contact entre les deux types de roches. Le rubanement et la foliation des gneiss sont parallèles à la foliation des élogites qui est ici subverticale.

L'élogite de la Gerbaudière apparaît constituée de cristaux de grenat rouge, souvent automorphes, dont la taille moyenne est de 4 à 5 millimètres dispersés dans une matrice foliée (déformation syn-élogitique) verdâtre consistant en quartz et principalement en omphacite. Zoïsite, clinozoïsite, rutile, ilménite, sulfures (pyrite bien visible), et calcite sont les minéraux accessoires.

A l'échelle de l'affleurement, elle montre fréquemment une structure rubanée dans laquelle se succèdent niveaux à grain grossier, niveaux à grain plus fin, riches en grenat, niveaux massifs à grain fin sans grenat. Ce rubanement a été transposé dans la foliation au moment de l'épisode de métamorphisme élogitique. Il est sans doute originel au protolithe de cette variété d'élogite qui est globalement un gabbro à olivine.

La roche offre les caractéristiques géochimiques d'un basalte de ride médio-océanique (MORB). Cette élogite pourrait donc représenter les fragments d'une vieille croûte océanique métamorphisée.

La déformation plastique de ce protolithe lors du métamorphisme en faciès élogite est soulignée par l'omphacite aplatie parallèlement au rubanement.

Au microscope, des minéraux inclus dans les cristaux de grenat (quartz, zoïsite, amphibole...) appartiennent clairement à une paragenèse plus ancienne, pré-élogitique suggérant que le protolithe était plus précisément une roche gabbroïque amphibolitisée et saussuritisée généralement non déformée.

Le métamorphisme responsable de la transformation du protolithe gabbroïque s'est produit à une température de l'ordre de 650-750°C et une pression avoisinant les 20kbar, soit à une profondeur d'environ 50-60km.



Figure 60 : Eclogite de St Philbert de Grand Lieu (dimensions des grenats 10-15 mm), n°263

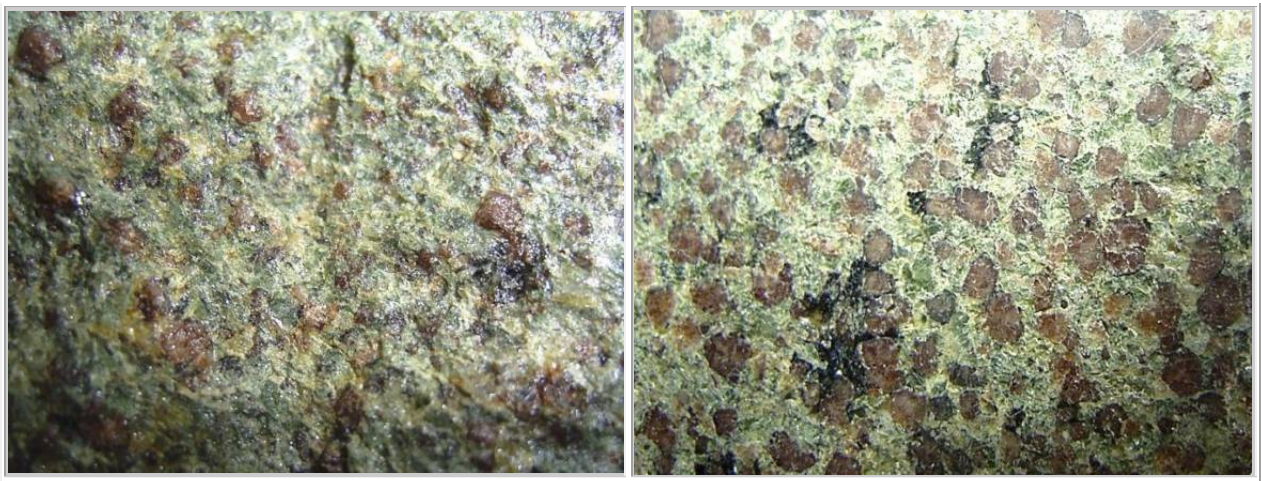


Figure 61 : Eclogite de St Philbert de Bouaine (85) (dimensions des grenats 1-1,5 mm), n°897
a) brut b) polie

A l'opposé, on y observe tous les stades de la rétomorphose qui conduit à de véritables amphibolites. Le grenat est entouré d'une couronne kélyphitique à amphibole, plagioclase, magnétite, chaque omphacite est auréolée d'un liseré de symplectite à clinopyroxène et plagioclase. Durant le métamorphisme rétrograde, la plus grande partie de l'éclogite a été transformée en amphibolite qui montre une paragenèse finale de hornblende vert sombre + plagioclase + quartz \pm épidote \pm grenat \pm sphène. Cette amphibolitisation affecte partout les bordures de la lentille d'éclogite. Elle se développe également à partir de fractures tardives séquantes sur la foliation au long desquelles circulent des fluides aqueux ; la roche se charge en amphiboles, devient noire.

Des datations effectuées sur les éclogites de la Gerbaudière fournissent un âge de refroidissement autour de 320 millions d'années (Carbonifère). Il apparaît également qu'elles ont été amenées en surface à la fin du Carbonifère (autour de 300 millions d'années) puisqu'elles se retrouvent en galets dans les dépôts carbonifères stéphaniens du sillon houiller vendéen.

La roche qui possède d'indéniables qualités ornementales a servi à la réalisation de divers monuments. Ainsi, la municipalité de Saint-Philbert-de-Bouaine a utilisé l'écolgite de la Gerbaudière (appelée Pierre de Bouaine) pour construire une fontaine sur la place du village (place des Halles juste au nord de l'église).



Figure 62 : Essarts: Fontaine en écolgite sur la place du village de St Philbert de Bouaine

On la trouve également dans une stèle à l'honneur de René-Just Haüy, célèbre minéralogiste "inventeur" des systèmes cristallins qui a décrit le premier l'écolgite, et sur la tombe du géologue Jackson. A noter que cette carrière, pour ses intérêts scientifiques et pédagogiques majeurs, figure à l'inventaire du patrimoine géologique de Vendée (fiche n°5) site web :

<http://www.vendee.fr/vendee/dossiers/default.asp?dsp=540>

Traverser la Gerbaudière pour rejoindre la D74. Aller à gauche vers Saint-Philbert-de-Bouaine. Dans la localité prendre à droite vers Rocheservière (D 937). Entrer dans Rocheservière pour prendre la direction de Mormaison (D7). A la sortie du village, après la gendarmerie, prendre à droite un chemin qui descend vers la Boulogne, au bout duquel existe une aire de pique-nique.

Arrêt n°5- Rive de la Boulogne (Rocheservière)

Les faciès gneissiques encaissants de l'écolgite affleurent au niveau de l'aire de pique-nique sous le sanctuaire de la vierge. Ce sont ici des paragneiss avec des pseudomorphoses sombres de cordiérite allongées parallèlement à la foliation. Ils affleurent au long de la Boulogne sur deux kilomètres selon une bande orientée Nord-Ouest – Sud-Est.

Revenir vers le centre de Rocheservière et prendre à droite en direction de la Roche Blanche une petite route qui longe la Boulogne. Dépasser la Garde, le Moulin Neuf. Peu après la Valotière, prendre à gauche, toujours en direction de la Roche Blanche. Après 150 mètres aller à gauche vers le Manoir de la Ruffelière.

Arrêt n°6- Manoir de la Ruffelière (Rocheservière)

Le manoir de la Ruffelière, près de Saint-Philbert-de-Bouaine, fut détruit en 1417 durant la guerre de 100 ans, reconstruit dans les années 1420 par Aliette de Polhay et Jehan de Goulaine, puis à nouveau incendié en 1794 durant la Guerre de Vendée (Aillery, 1914).

Bien que la plupart des gneiss environnant les écolgites sont foliés et montrent un métamorphisme rétrograde, il en est qui sont moins déformés. Les structures et les paragenèses anciennes y sont alors préservées et révèlent une histoire métamorphique précoce très complexe qui se lit aussi bien dans des orthogneiss (gneiss dérivés de roches magmatiques) que dans des paragneiss. Ces derniers sont réputés être les plus intéressants.

Ce sont en général des paragneiss coronitiques qui montrent des évidences d'un épisode de métamorphisme haute température-basse pression (migmatites à cordiérite) suivi d'un épisode de faciès écolgitique (grenat coronitique) (Godard, 1998). Ils sont identifiables dans quelques affleurements, comme à l'arrêt précédent, mais aussi dans les appareillages des constructions ce qui est le cas au manoir de la Ruffelière. Sur le sol de

la cour de ferme, la roche affleure, montrant une structure litée, rubanée avec développement de veines quartzo-feldspathiques (leucosome) qui évoquent clairement des migmatites. Il s'agit de l'encaissant gneissique des élogites, avec son double métamorphisme, de haute-température (paragenèse de migmatite à cordiérite), puis de haute-pression (couronnes réactionnelles de faciès élogite).

Cependant, ce qui retient l'attention, ce sont les murs de la propriété qui sont élevés avec une roche qui renferme de grandes taches sombres centimétriques de cordiérite pseudomorphosée.

La dalle principale sous le porche d'entrée de la cour du manoir qui a été polie par le passage des pieds durant des siècles, montre de spectaculaires pseudomorphoses dont certaines ont la forme de cordiérite pseudo-hexagonale.

Ces métapélites sont des migmatites à cordiérite dans lesquelles celle-ci est remplacée par des minéraux cryptocristallins. Elles gardent la mémoire de deux épisodes successifs de métamorphisme : le premier, de haute-température/basse-pression, qui a transformé les roches sédimentaires originelles en migmatites avec silicates d'alumine (cordiérite, sillimanite), le second, de haute-pression qui a vu leur remplacement par une paragenèse haute-pression à grenat, disthène, quartz, dont on voit aujourd'hui l'empreinte.



Figure 63 : Sud armorique : Métapélite

Revenir à Rocheservière et prendre la direction de Montaigu par la D753.

Dépasser Vieillevigne pour prendre, avant Montaigu, l'autoroute A83 en direction de Niort. Après environ 25 kilomètres sur l'autoroute, prendre la sortie n°5 vers les Essarts.

Rejoindre les Essarts. Dépasser le vieux château et, à hauteur de l'église, prendre sur la droite la D 39 vers Boulogne. 2 kilomètres après être sorti des Essarts, prendre à droite le chemin qui mène au Manoir de Grezay.

Arrêt n°7- Grezay (Les Essarts)

Comme au manoir de la Ruffelière, les murs des dépendances du manoir de Grezay offrent un échantillonnage pratiquement exhaustif des roches qui existent à proximité : ce sont des paragneiss coronitiques, des orthogneiss coronitiques, des métapélites et des métagranites. Toutes ces roches ont une signature de **croûte continentale**. A quelques centaines de mètres au sud des bâtiments, à droite du chemin ramenant à la route, une migmatite nébulitique par la suite métamorphisée sous les conditions du faciès élogitique affleure dans une petite carrière délaissée. Comme à la Ruffelière, des points sombres centimétriques correspondent à de la cordiérite poecilitique. La migmatite montre de nombreuses petites veines de leucosome qui elles aussi renferment de la cordiérite.

7.2.3. Les épisodes métamorphiques

Les méthodes modernes d'analyse avec notamment l'analyse d'images multispectrale de cartes d'éléments chimiques obtenues au microscope électronique à balayage permettent de reconstituer l'histoire de la roche et donc la succession des épisodes métamorphiques.

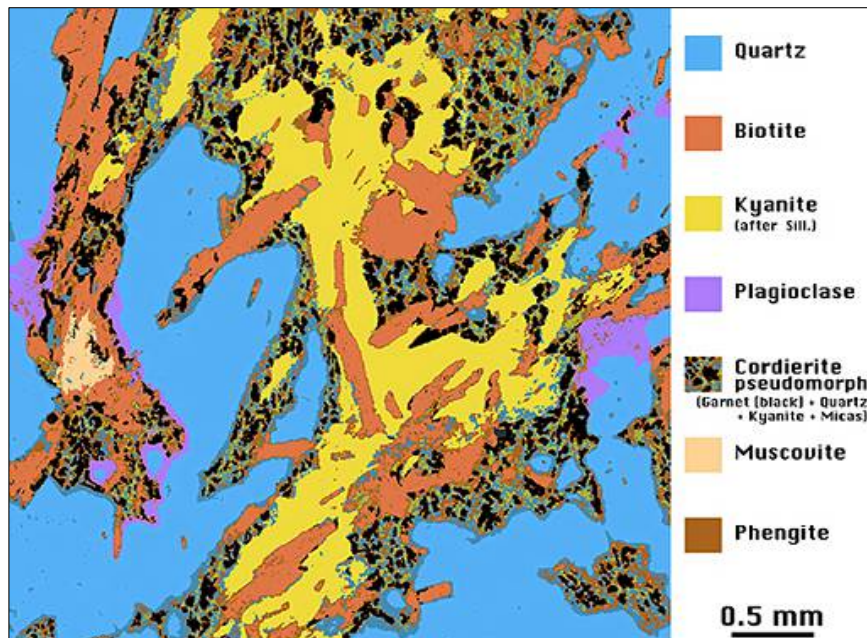


Figure 64 : Essarts : Exemple d'image produite par l'analyse multispectrale (in Godard, 2001)

Toutes ces roches montrent des évidences pétrologiques de deux épisodes métamorphiques :

1- Episode Haute-Température – Basse-Pression : HT-BP

Une paragenèse précoce, typique de conditions de HT-BP, consiste en biotite + grenat + quartz + plagioclase ± cordiérite ± feldspath potassique ± silicate d'alumine + ilménite. Le silicate d'alumine est actuellement du disthène, mais provient de la sillimanite de laquelle il montre la structure fibroblastique (fibrolite). La cordiérite est entièrement remplacée par des minéraux cryptocristallins qui constituent les taches sombres observées à la Ruffelière.

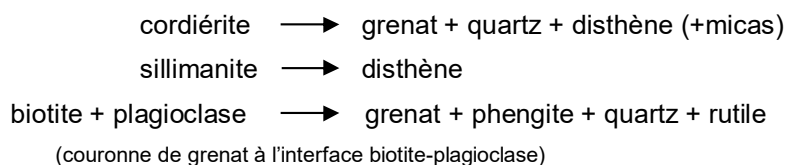
La biotite, le quartz et les anciennes sillimanites sont toujours séparés les uns des autres par les pseudomorphoses de cordiérite qui en plus entourent et isolent les sillimanites précoces. Une telle structure signifie que la cordiérite s'est développée aux dépens de la biotite, du quartz et de la sillimanite selon une réaction de migmatitisation bien connue : Biotite + quartz + sillimanite (± plagioclase) → cordiérite + produit de fusion (± grenat ± feldspath potassique).

Ce processus est connu pour intervenir autour de 3-7 kbar et 700-850°C, en fonction des fluides et de la composition minérale.

D'autre part la migmatitisation est évidente se reconnaissant dans la présence fréquente de leucosomes et de structures nébulitiques.

2- Episode de Haute Pression en faciès éclogite :

Pendant un second épisode, ces roches subissent un métamorphisme haute pression qui est souligné par plusieurs réactions métamorphiques (une quinzaine environ) parmi lesquelles on peut mentionner :



Ces réactions sont caractéristiques d'un métamorphisme HP qui est certainement contemporain de celui qui a donné les élogites voisines.

La séquence des événements métamorphiques peut s'expliquer par un seul trajet PTt (Pression-température-temps) partant de hautes-températures (paragneiss migmatitiques à cordiérite) pour aller vers la haute-pression (couronnes et pseudomorphoses de faciès élogite) mais pose des difficultés en terme de géodynamique.

Deux observations confortent l'hypothèse de deux trajets successifs :

- L'analyse des pseudomorphoses de cordiérite à la microsonde électronique indique des compositions qui sont compatibles avec des produits d'altération de ce minéral à savoir de la pinite qui est un agrégat polycristallin de chlorite + séricite, ceci à une température inférieure à 400°C.

La cordiérite a été altérée avant d'être remplacée par la pseudomorphose, c'est-à-dire avant le métamorphisme haute pression.

- L'association symplectique phengite + quartz qui remplace partiellement le feldspath potassique durant le métamorphisme élogitique s'est développée de façon préférentielle au long des perthites. Ceci signifie que l'exsolution des perthites s'est produite avant l'épisode de métamorphisme haute-pression.

De ce fait, les roches ont subi leur première rétro-morphose entre l'épisode de haute-température et l'épisode de haute-pression qui s'inscrivent dans deux cycles orogéniques, l'un pré-varisque, l'autre varisque.

7.2.4. Datation des épisodes métamorphiques

La datation des épisodes métamorphiques, réalisée sur monazite, place l'épisode de haute-température à l'Ordovicien supérieur, autour de 450 millions d'années, et l'épisode de haute-pression au Dévonien, autour de 400 millions d'années. Ces âges ne sont cependant pas " purs " et doivent donc être lus avec précaution.

7.2.5. Conclusion

Les élogites ont des caractères géochimiques de roches océaniques. La lignée tholéitique inclut des péridotites altérées (vraisemblablement à grenat), des élogites à disthène, des élogites à quartz, des élogites ferro-titanées et des ortho-leptynites dérivant de plagiogranites. La roche anté-élogitique était un gabbro amphibolitisé et saussuritisé dans lequel on décèle un métamorphisme et une altération océaniques. Le principal épisode de déformation ductile est contemporain des conditions élogitiques.

Une partie des gneiss encaissant les élogites a conservé la mémoire de deux épisodes métamorphiques. Ce sont des gneiss migmatitiques à cordiérite (premier épisode, de haute température) affectés par le métamorphisme élogitique (second épisode, de haute pression). Ces deux stades métamorphiques sont séparés par un épisode de rétro-morphose, de sorte que ces roches semblent avoir subi deux cycles orogéniques distincts, pré-varisque et varisque. Elles pourraient appartenir à une croûte continentale ancienne entraînée dans la même subduction éovarisque que les élogites qui elles seraient d'origine océanique.

L'unité de haute pression des Essarts apparaît ainsi constituée de terrains pré-varisques d'origine océanique probable (élogites) et continentales (ortho- et para-gneiss), impliqués dans la même convergence éovarisque.

Il reste néanmoins à expliquer comment on y trouve aujourd'hui juxtaposés des fragments de croûte océanique et des fragments de croûte continentale.

:

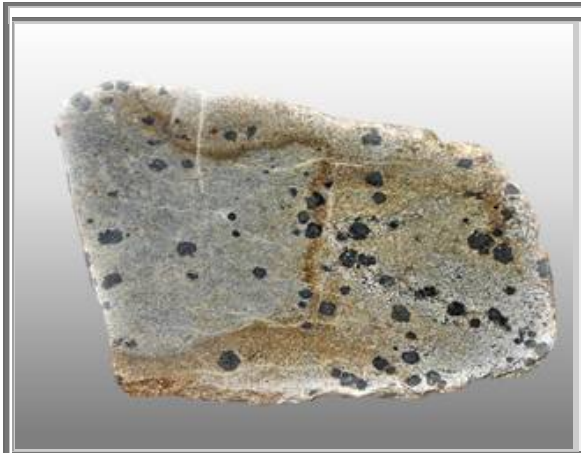
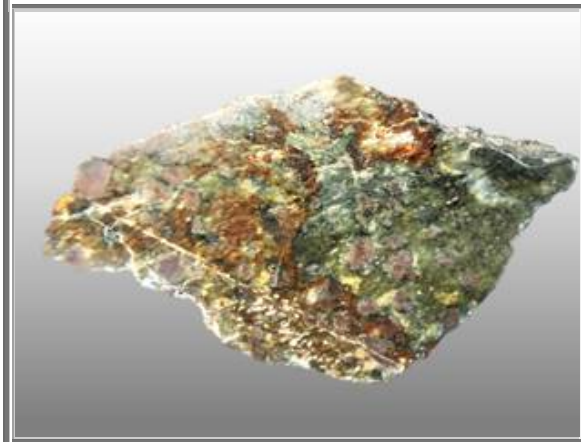


Figure 65 : Armorique : Eclogites de la région nantaise (dons G. Baudry)

**Eclogite
Rétromorphosée
La gagnerie de Bouvron
Bouvron (44)
15 cm
Collection : perso N°1110**



**Eclogite et Disthène
Travaux Rond Point nord déviation du bourg
Bouvron (44)
8 cm
Collection : perso N° 1111**



**Eclogite
Les roches bises
20 cm
Campbon (44)
Collection : perso N°1112**



**Eclogite
Les roches bises
20 cm
Campbon (44)
Collection : perso N°1113**

8. LES ECLOGITES DU LEON

Sur la commune de Plouvénez-Lochrist, sont présentes des lentilles d'écoligites qui ont été décrites pour la première fois par Lacroix (1891), puis étudiées par Chauris (1990), Cabanis et Godard (1987), Godard et Mabit (1998).

Moins contrastées que les écoligites vendéennes, leur rétromorphisation importante voire totale, leur confère cinquante nuances plus sombres.

Il existe également d'autres écoligites dans les environs, à dix kilomètres plus à l'ouest, sur la commune de Plouider, ainsi qu'un peu plus au sud au lieu dit "Lescoat-Bihan", situé à 1 km à l'Est de Lesneven, qui ont été étudiées par Ballèvre et al (1987).



Figure 66 : Léon : Eglise de Plouvénez-Lochrist

8.1 Domaine du Léon

La position du domaine de Léon dans le Massif Armoricaïn est toujours aujourd'hui sujet à discussion. Toutefois, certaines données comme la datation des événements tectoniques sont maintenant acquises. En outre, les études morphologiques et structurales du nord ouest de l'Europe, qualifierait le domaine du Léon comme une extension de la ride cristalline de l'Allemagne moyenne (massifs de l'Odenwald et du Spessart) au sein d'un grand domaine appelé Saxo-Thuringien.

En effet, plusieurs arguments accréditent cette théorie d'appartenance du domaine du Léon :

- La datation de l'orthogneiss de Plouvénez-Lochrist aux alentours de 390-400 Ma (Cabanis et al, 1979 ; Chauris et al, 1998) ne correspond pas aux âges des roches du massif Armoricaïn
- L'existence d'antiformes qui présentent un métamorphisme d'intensité similaire dont le gradient augmente de la base au sommet (Schneider, 1962 ; Weber, 1995)
- La découverte récente d'écoligites fortement rétromorphosées dans les gneiss d'Odenwald et dont les âges obtenus par la méthode Lu-Hf sont de 350-360 Ma (Will et Schmädicke, 2001).

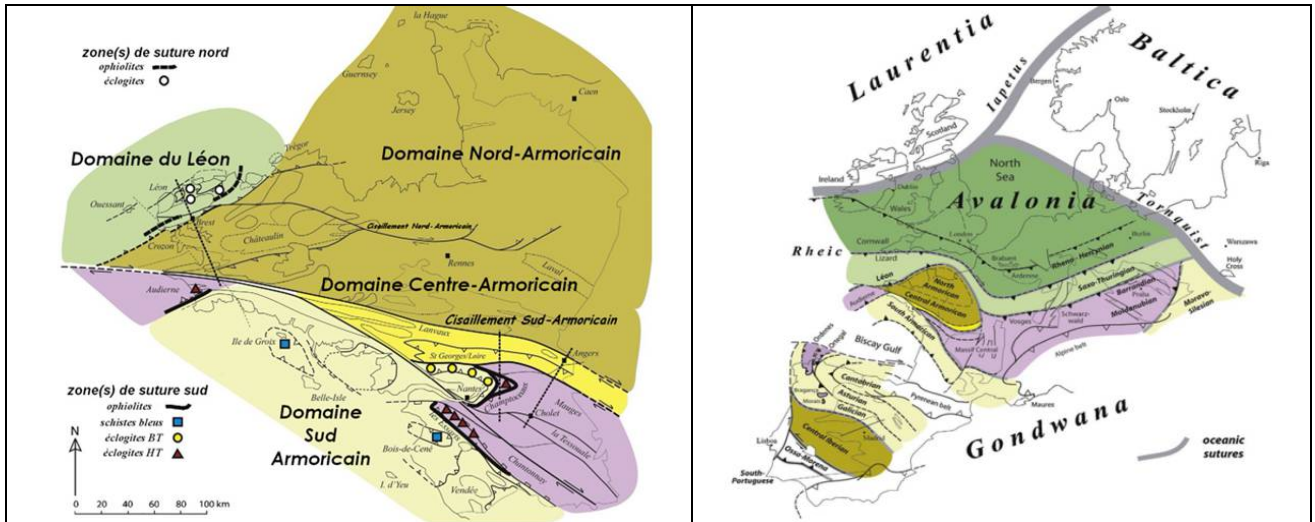


Figure 67 : Léon : Position, failles et zones de suture du Léon dans le Massif Armoricain Et dans la structure de l'Europe occidentale (Ballèvre et al, 2009)

8.2 Lentilles d'écoligites

Il a été comptabilisé plus d'une dizaine de lentilles écoligites dans la commune de Plouvénéz-Lochrist majoritairement situé au sud-ouest du village. Ces lentilles vont d'une dizaine à plusieurs centaines de mètres.

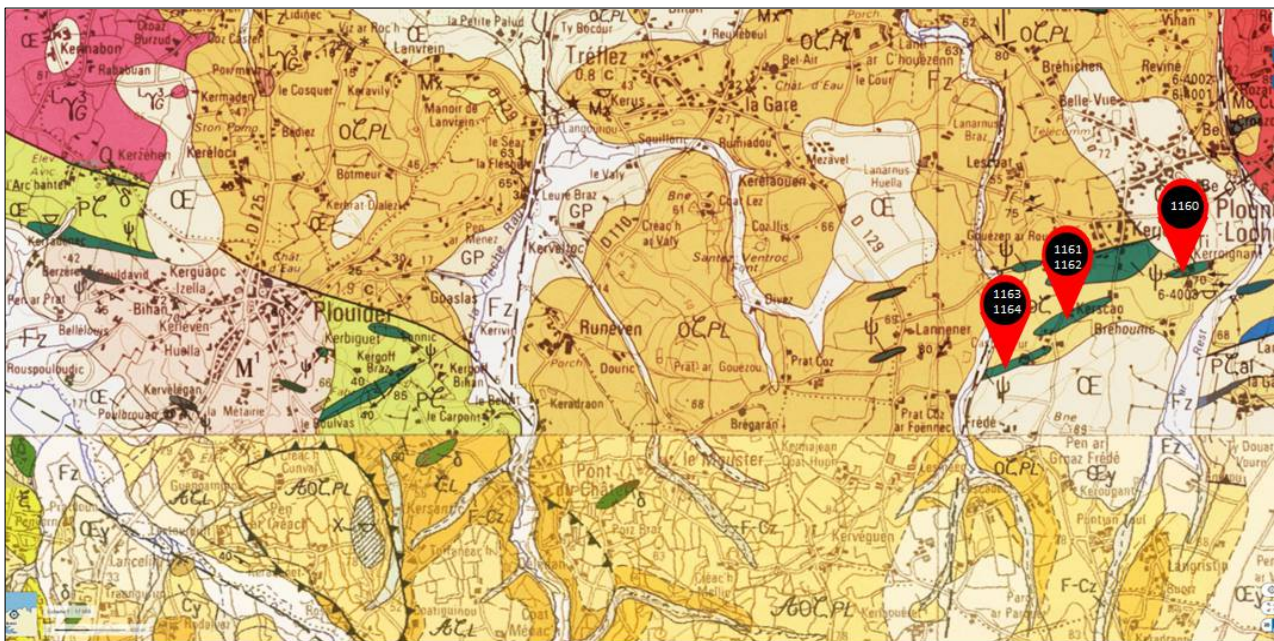


Figure 68 : Léon : Carte géologique et localisation des lentilles d'écoligites

Les repères correspondent aux lieux d'extraction des écoligites récoltées par G. Baudry et qui sont présentées ci-après

Les lentilles écoligites dans la commune de Plouvénéz-Lochrist sont étirées selon une direction OSO-ENE, dans les formations gneissiques tout ensuivant la foliation de ces derniers, voire même, on peut les retrouver en enclaves dans le granite de Kerméan.

Elles jalonnent vaguement le contact orthogneiss de Plouvénez et paragneiss de Lesneven.

Les lentilles les plus à l'ouest de Plouider et de Lesneven, sont quant à elles orientées ONO-ESE sans qu'il y ait de failles apparentes qui pourraient expliquer cette inclinaison de 30° entre les deux directions.

En 1989, ces roches élogitiques ainsi que les diorites de Plounevez, ont été exploitées, pour leur extrême dureté, à des fins d'enrochement côtier. En particulier, l'exploitation de la lentille de Kerjean, la plus importante de la région, a requis pas moins d'une cinquantaine de camions.

8.3 Etude pétrologique

Parmi les metabasites élogitiques du Léon, deux types majeurs sont distingués (Godard et Cabanis, 1985) :

- la première, de composition magnésienne est caractérisée par la présence de zoïsite et de disthène
- la seconde, de composition ferrifère, est caractérisée par la présence de quartz.

Les élogites sont en général fortement rétomorphosées, l'omphacite matricielle étant parfois totalement remplacée par des symplectites à diopside-plagioclase.

8.3.1. Pétrographie et minéralogie

Jean-Louis Paquette, Pascal Balé, Michel Ballèvre, et Yvon Georget (1987) ont étudié deux élogites du Léon, la première provenant du lieu-dit "Lescoat-Bihan", situé à 1 km à l'Est de Lesneven (celle-ci semble proche de notre échantillon n°1160 de Keroignant, Plounevez-Lochrist), et la seconde de "Kerscao" à Plounevez-Lochrist, d'où proviennent nos échantillons 1161 et 1162.

Première élogite

La paragenèse primaire du premier échantillon comprend :

grenat + omphacite + amphibole + (épidote + quartz + rutile)

Le grenat, de petite taille (2 à 3 mm de diamètre), contient de nombreuses inclusions de quartz, de rutile, d'amphibole brune à fort pléochroïsme ("pargasite") et de pyroxène vert pâle à vert vif (omphacite).

Les inclusions de pyroxène sont localisées dans la partie externe du grain de grenat : de faibles dimensions (50 - 200 µm), elles sont parfois abondantes et ne présentent pas en général d'orientation préférentielle. Dans la matrice, en raison du caractère statique des déstabilisations rétomorphiques, la forme et les dimensions des grains d'omphacite et de quartz sont identifiables sans difficulté. Les phases matricielles primaires comprennent, outre l'omphacite et le quartz, l'épidote et une amphibole de grande taille (1-2 mm), poeciloblastique et de couleur verte pâle ("hornblende").

Les transformations rétomorphiques se traduisent essentiellement par :

- (1) la croissance d'associations à amphibole + plagioclase + magnétite dans les fentes et au cœur du grenat,
- (2) le développement de couronnes réactionnelles fibroradiées à amphibole + plagioclase autour du grenat,
- (3) le remplacement de l'omphacite par des symplectites à pyroxène + plagioclase
- (4) l'apparition d'une couronne de plagioclase autour de l'épidote.

Les principales phases ont été analysées à la microsonde électronique. Le grenat contient des teneurs négligeables en spessartine, andradite et uvarovite, et peut être considéré comme une solution solide des trois pôles almandin, pyrope et grossulaire.

La composition moyenne du grenat est proche de Alm 55 - Pyr 20 – Gro 25. Aucune zonation significative n'a pu être mise en évidence.

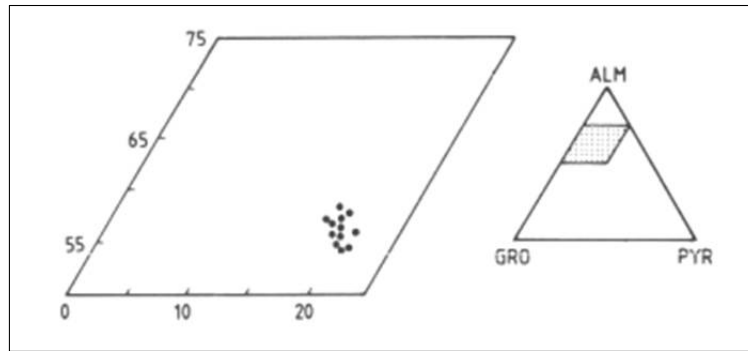


Figure 69 : Léon : Composition de grenats d'un échantillon d'éclogite de Lescoat-Bihan
Almandin 55%, Grossulaire 25% Pyrope 20%

Le pyroxène primaire n'a pu être analysé qu'en inclusion dans le grenat. Il se situe, dans la classification d'Essene et Fyfe (1967), dans le champ des omphacites, à la limite du champ des augites sodiques (60-70% de diopside). Les teneurs en jadéite sont d'environ 20-25 %, et celles en acmite en varient entre 5 et 15 %.

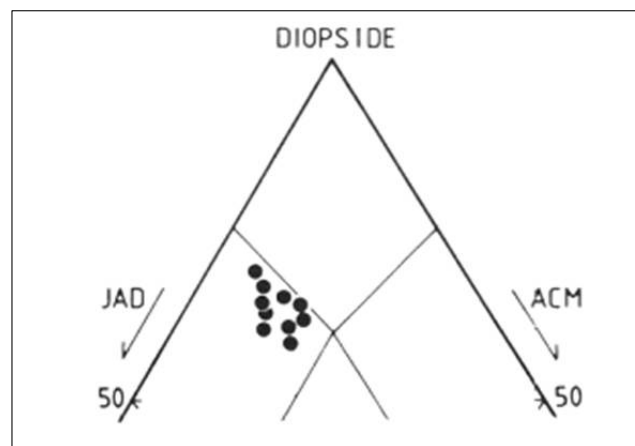


Figure 70 : Léon : Composition du pyroxène dans le diagramme diopside-jadéite-acmite
diopside 60-70%, jadéite 20-25%, acmite 5-15%

L'amphibole en inclusion est caractérisée par une forte teneur en TiO_2 (2-3 %) et une faible quantité de Fe^{3+} : il s'agit, dans la classification de Leake (1978), de ferroanpargasites. Les grandes amphiboles matricielles, qui ont été probablement partiellement rééquilibrées lors de la rétro-morphose, sont, par rapport aux précédentes, appauvries en TiO_2 (1,0-1,5 %) et enrichies en Fe^{3+} : dans la classification de Leake (1978), ce sont en général des hornblendes édénitiques.

L'épidote est relativement riche en Fe^{3+} (de 0,45 à 0,50 Fe^{3+} par formule unité sur la base de 12,5 oxygènes).

Composition des grenats éclogitiques de Plounévez-Lochrist

De son côté CHAURIS, sur les éclogites de Plouvénez-Lochrist a décelé une certaine zonation des grenats. Il a décomposé ces éclogites en trois catégories :

les éclogites à disthène.

les grenats sont limpides, on note quelques traces de rutile en inclusion. La zonation consiste en un enrichissement du grenat en pyrope au détriment du grossulaire, du cœur jusqu'à la surface. Cette évolution indique que le grenat s'est formé pendant la phase prograde du métamorphisme, lors de l'augmentation de pression.

La composition moyenne de la surface est : MgO : de 9 à 11 % - Fe_2O_3 : de 6 à 9 % - CaO de 11 à 14 %.

les éclogites sans disthène et sans (accessoirement) quartz :

le grenat est fortement zoné, le cœur est pauvre en Pyrope et riche en Grossulaire et Almandin, alors que la surface est quant à elle, riche en Pyrope.

La composition moyenne de la surface est : MgO : 9 % - Fe_2O_3 : 11 % - CaO 13 %.

les élogites à quartz amphibolisé :

les grenats ont une moyenne composition moyenne: Almandin (de 8 à 17 % Fe_2O_3), Pyrope (de 5 à 8 % MgO) et Grossulaire (de 10 à 13 % CaO).

Pour résumer, les grenats du district de Plounevez-Lochrist répondent à la solution solide : Almandin 55%, Grossulaire 25%, Pyrope 20%.

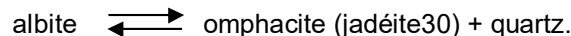
8.3.2. Conditions P-T du métamorphisme élogitique et histoire post-élogitique**Métamorphisme d'élogitisation**

La relative homogénéité des compositions chimiques des phases primaires suggère une bonne équilibration de la paragenèse élogitique, ce qui permet son utilisation à des fins géothermobarométriques. Les conditions P-T du métamorphisme élogitique ont été estimées selon les méthodes suivantes :

La température a été déterminée par l'échange Fe Mg_{-1} (grenat) \rightleftharpoons Fe Mg_{-1} (pyroxène) (cf livre géothermobarométrie)

La pression a été calculée à partir de la teneur en jadéite du pyroxène (Kushiro, 1969).

En présence de quartz mais en l'absence de plagioclase, les pressions calculées sont des pressions minimales. Les modèles de Holland (1983) et Gasparik (1985) ont été utilisés pour le calcul de l'équilibre :

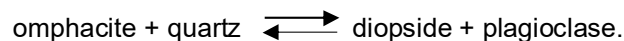


Ainsi, les conditions de l'élogitisation ont été définies comme étant des pressions minimales de l'ordre de 13-14 kbar à des températures de 650-700 °C.

Rétromorphisation

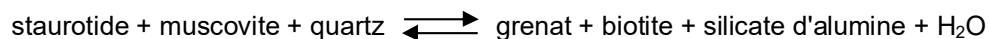
Si les conditions de l'élogitisation ont pu être déterminées avec une très bonne précision, en revanche, la dominance des équilibres locaux lors de la rétromorphose rend délicate l'estimation précise des conditions P-T durant cette phase de transformation (Ballèvre et Balé).

Néanmoins, celle-ci est avant tout caractérisée par une décompression, comme le montre l'apparition des symplectites à diopside (jadéite 5-10 %) + plagioclase (anorthite 15-20 %) suivant la réaction :



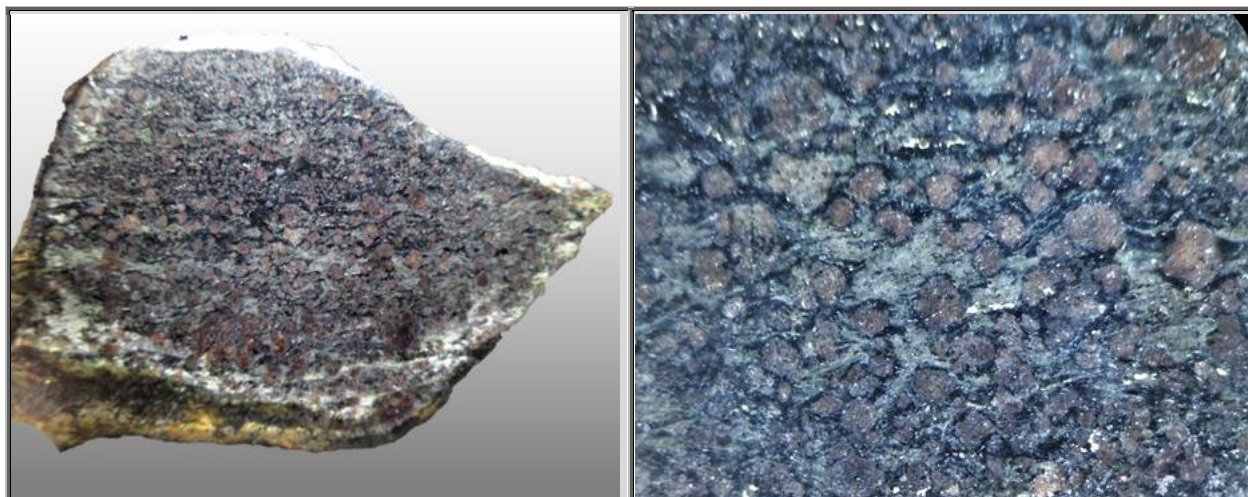
La transformation de l'omphacite en symplectite à diopside - plagioclase est classiquement observée lors de la rétromorphose des élogites dans les conditions du faciès amphibolite (Lacroix, 1891 ; Brière, 1920 ; Eskola, amphibolite 1921).

La rétromorphose des élogites est probablement contemporaine des associations observées dans l'encaissant métapélitique (quartz + plagioclase + muscovite + biotite + grenat + sillimanite). Ces dernières ont cristallisé à des températures supérieures à celles de la disparition de la staurotide suivant une réaction telle que :

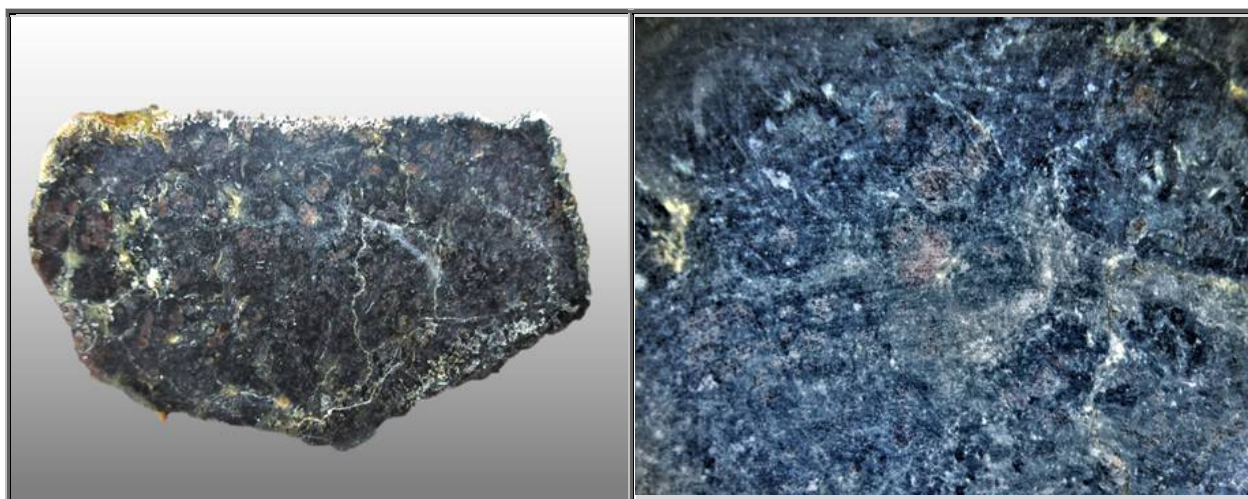


A ces températures, l'activité de H_2O dans les métapélites devait être élevée, en raison du développement local de la fusion partielle.

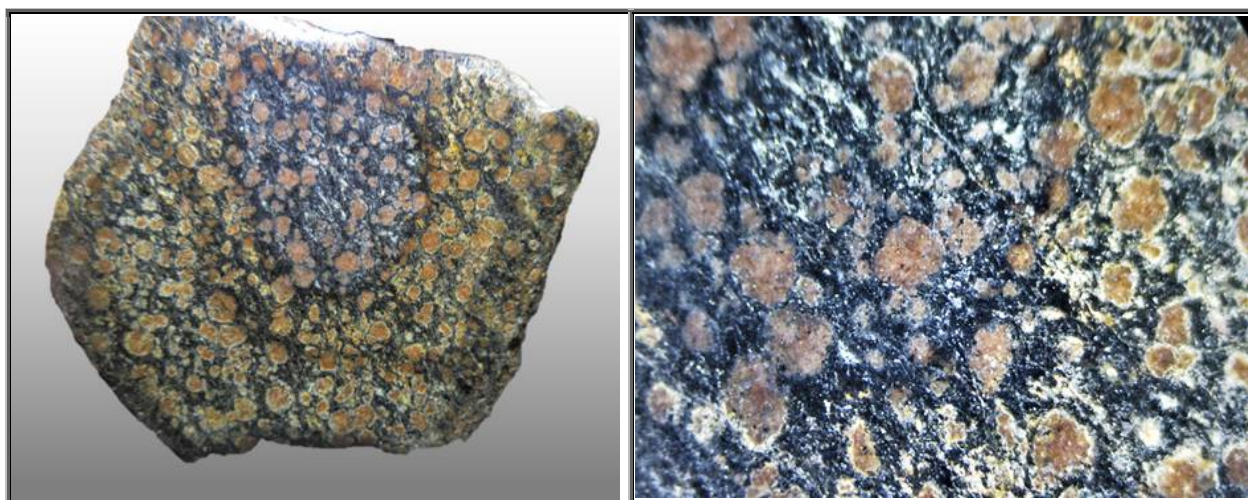
La présence dans les paragneiss de nodules silico-alumineux où le disthène est en grande partie remplacé par de la sillimanite fibrolitique lors de la rétromorphose, montre que le chemin P-T de cette rétromorphose, peut en première approximation, être assimilée à une décompression isotherme.



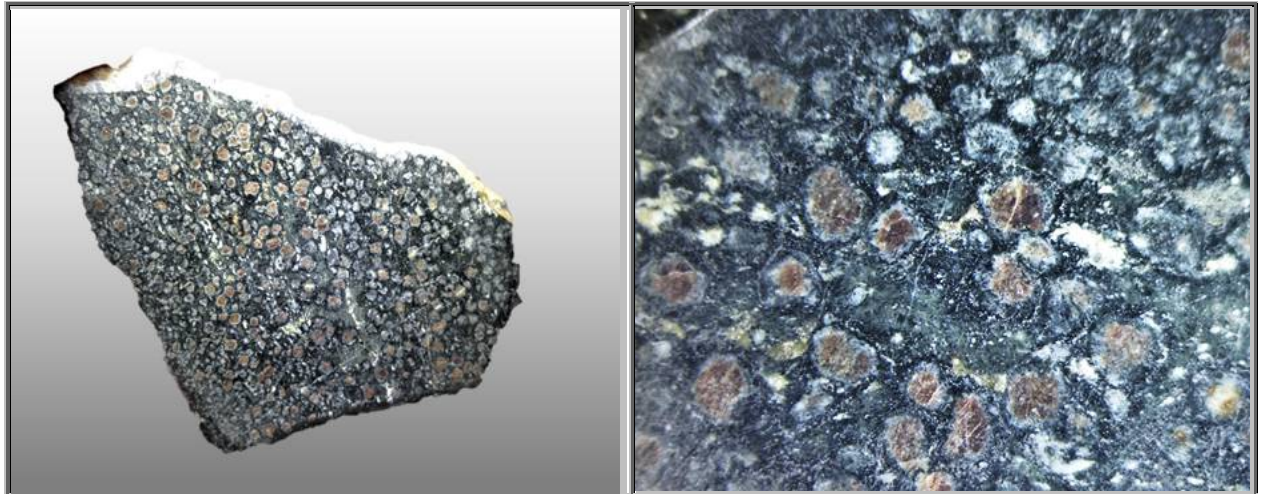
Keroignant, Plounevez-Lochrist, 100 mm, n°1160



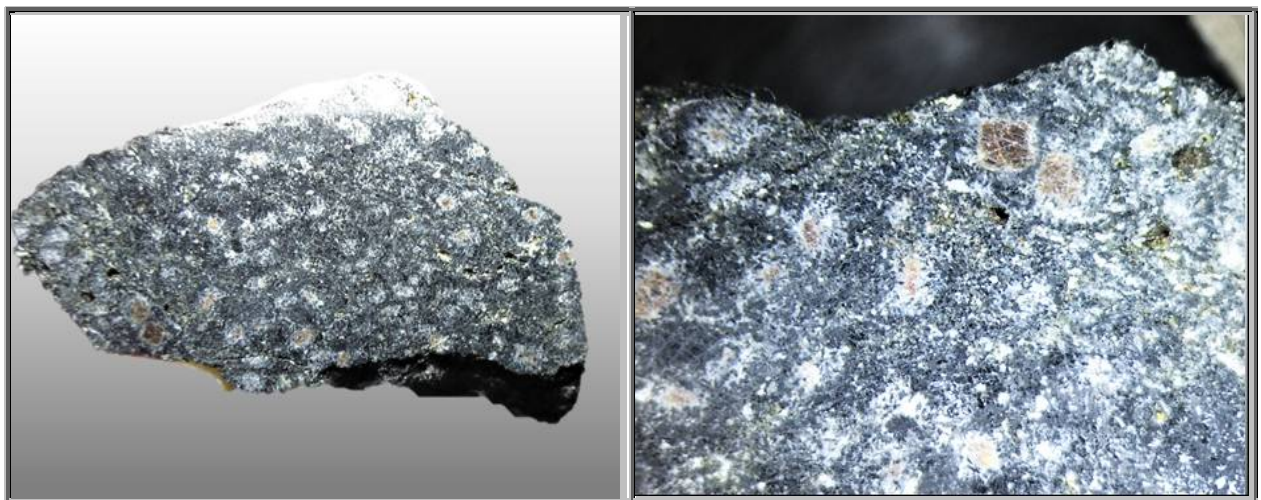
Kerscao, Plounevez-Lochrist, 100 mm, n°1161



Kerscao, Plounevez-Lochrist, 60 mm, n°1162



sud de castell fur - kerbalanan, Plounevez-Lochrist, 110 mm, n°1163



sud de castell fur - kerbalanan, Plounevez-Lochrist, 40 mm, n°1164

Figure 71 : Léon : Eclogite : Echantillons

8.4 Description

Echantillon 1160 :

Eclogite à quartz

Cet échantillon est semblable aux éclogites telles que l'on se les représente généralement, avec grenats et couronne de kélyphite dans une matrice d'omphacite.

Les grenats mesurent de 1 à 2 mm. Ils ne sont que légèrement kéliphitisés.

L'omphacite (jadéite) est très présente. Sa symplectisation n'est pas significative.

Echantillon 1161 :

Les grenats sont petits, 1 mm max mais semblent pourtant bien marqués, aux arêtes nettes.

La symplectisation est complète, toute l'omphacite semble être rétomorphosée en diopside très sombre.

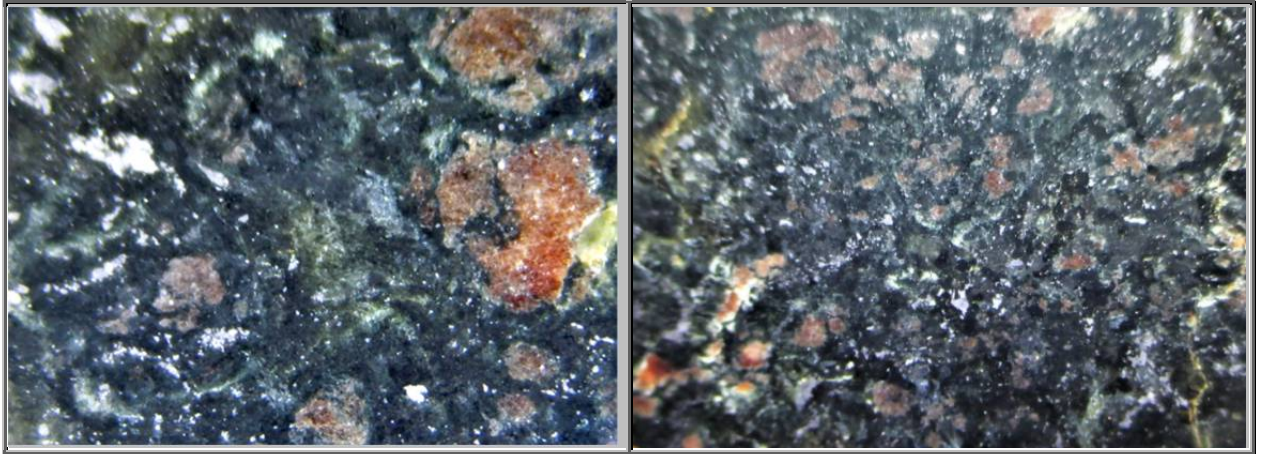


Figure 72 : Léon : Eclogite : Structure de l'échantillon 1161

Echantillon 1162 :

Les grenats mesurent de 1 à 2 mm.

La jadéite a été totalement rétro-morphosée en diopside très sombre.

Deux symplectisations différentes ont très clairement rétro-morphosé l'éclogite :

- La première symplectisation avec peu de formation de plagioclases. Ceux-ci sont situés principalement dans la matrice.
- La deuxième symplectisation, plus intense a formé beaucoup de plagioclases en périphérie des grenats dont les surfaces sont peu nettes.

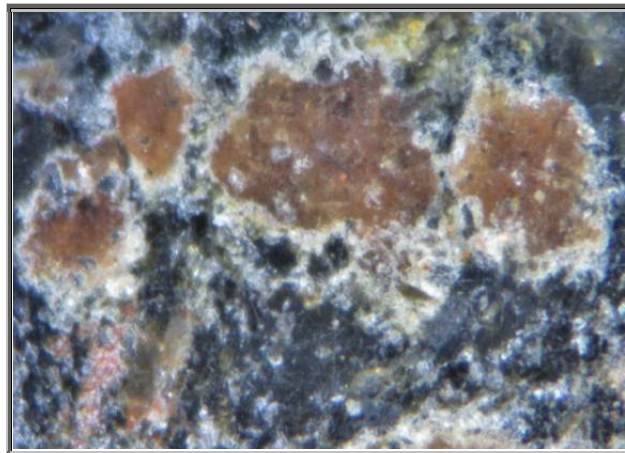


Figure 73 : Léon : Eclogite : Structure de l'échantillon 1162

Echantillon 1163 :

Deux symplectisations différentes ont marqué très clairement l'échantillon :

- La première symplectisation avec peu de formation de plagioclases, situés principalement dans la matrice.
- La deuxième symplectisation est plus intense et les plagioclases sont concentrés en périphérie des grenats.

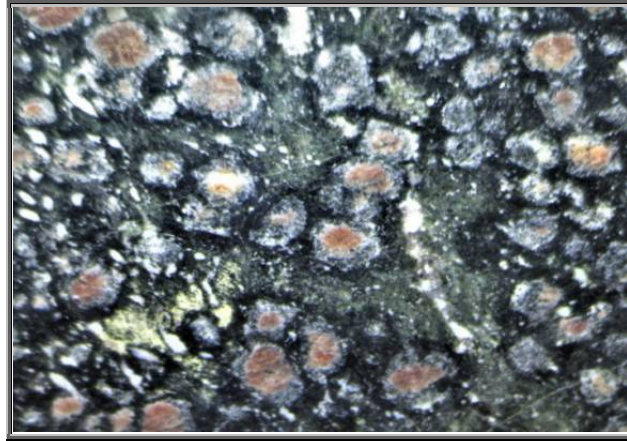


Figure 74 : Léon : Eclogite : Structure de l'échantillon 1163

Echantillon 1164 :

Les grenats ont quasiment disparus au profit de taches peu nettes, blanchâtres parsemées de cristaux noirs (biotite ou pyroxène).

8.5 Autres grenats de la région

Lors de la prospection sur Keroignant et les rives de l'Ar Rest, on a trouvé du grenat dans des blocs de pegmatites, dont certains affleurent au bord de la route, au sud du lieu dit.

Les grenats avoisinent les 5 millimètres de diamètre et sont de faciès icositétraédrique et d'une belle couleur rouge.

Il a également été trouvé des blocs graniteux avec de petites baguettes de schorl et de micro grenats icositétraédriques translucides, de couleur rose-rougeâtre. Ce granite est probablement lié à la carrière abandonnée de Pont ar Rest, sortie Est du Village de Plounévez-Lochrist, où cette roche plutonique à muscovite et tourmaline est encaissée dans des gneiss œillés et parcourue par un filonnet de quartz à tourmalines et sulfures.

Il a également été échantillonné des blocs composés presque uniquement de fines plaquettes de muscovite, avec de micro-grenats translucides, rouges à l'intérieur.

Pour finir il a été ramassé un galet de quartz blanc-jauni, avec, en inclusions, une multitude de grenats allant jusqu'à 3 millimètres, opaque gris noir, voir pour certains une translucidité brun-rougeâtre en périphérie.

9. LE PROJET ARMOR (Géofrance 3D -CNRS/BRGM)

Décidé dès l'année d'ouverture du Programme Géofrance 3D en 1995, le Projet ARMOR s'est déroulé en deux phases, la première dédiée au domaine Cadomien de Bretagne Nord (ARMOR 1; 1995-1998), et la deuxième au Domaines Hercyniens de Bretagne Centrale et Sud (ARMOR 2; Depuis 1999).

Les travaux placés sous la co-responsabilité de Jean-Pierre Brun (Géosciences Rennes) et Pol Guennoc (BRGM Orléans) ont été réalisés par une trentaine de chercheurs du BRGM, et de laboratoires Université-CNRS (Rennes, Nantes, Brest, Strasbourg, Paris ENS et IPGP, Nice). L'objectif était double: (1) sur un plan méthodologique, développer des techniques et méthodes d'analyse de la structure 3D de la croûte continentale, et (2) sur un plan géologique, de produire une synthèse 3D de la structure crustale du Massif Armoricaïn, Cadomienne d'abord et Hercynienne ensuite, à partir des données géologiques et géophysiques existantes et d'acquisitions nouvelles.

ARMOR 2: LA COLLISION HERCYNIENNE

Chercheurs: M. Ballèvre, J-P Brun, R. Capdevila, S. Fourcade, D.Gapais, J-J Peucat, G. Ruffet, J. De Poulpiquet, F. Moreau

Doctorants: C. Gumiaux et F. Le Hebel, (Rennes), V. Bosse (Nice; Co-encadrement Rennes)

En Bretagne Sud, les études pétrologiques et géochronologiques récentes, écolgites et schistes bleus (Champtoceaux: *Bosse et al 2000*; Groix: *Bosse et Ballèvre 2002*) et porphyroïdes de Belle-Ile, Estuaire de Vilaine et Vendée (*Le Hebel et al 2002*) permettent d'établir un âge de 370-360 Ma pour le métamorphisme de haute pression en Bretagne Sud et de 350 Ma pour la fin de leur exhumation.

L'acquisition et l'analyse d'un profil de sismique verticale NS (*Bitri et al RST 2002*) montrent que :

- 1) le complexe de Champtoceaux est chevauché vers le Nord pendant le fonctionnement du cisaillement Sud Armoricaïn
- 2) un décrochement majeur dit de Nort-sur-Erdre, caché par ce chevauchement, sépare le complexe de Champtoceaux de la Bretagne Centrale.

10. CONCLUSION

La synthèse des données structurales et cinématiques et Bretagne sud (Gapais et al RST 2002) aboutit à la mise en évidence de trois événements tectoniques majeurs :

- 1) un épisode précoce de chevauchement à vergence sud dominante associé au métamorphisme de haute pression entre 370 et 360 Ma,
- 2) un épisode d'exhumation des roches de haute pression en régime de chevauchement à vergence W dominante aux alentours de 350 Ma
- 3) un épisode tardif d'extension E-W en régime de convergence, synchrone du cisaillement Sud-Armoricaïn, entre 320 et 300 Ma.

L'imagerie de la lithosphère par sismologie passive (*Judenherc et al 2003*) montre, entre 90 et 180 Km sous la Bretagne Centrale, l'existence d'une anomalie positive de vitesse des ondes P, d'orientation NW-SE et s'interrompant au niveau de la faille de Nort-sur-Erdre. La restauration géométrique de leur distorsion et sectionnement par le décrochement Sud Armoricaïn (*Gumiaux et al RST 2002*) met en évidence un panneau de lithosphère plongeant vers le NE, interprétable comme un témoin profond de la zone de subduction-collision de la Chaîne Hercynienne.

A l'échelle Bretagne-Limousin, une restauration des déplacements sur les plus grandes failles décrochantes (Nort-sur-Erdre, Léon, et Cisaillement Sud Armoricaïn) permet (*Brun et al RST 2002*) de modéliser la géométrie initiale du domaine de métamorphisme de haute pression selon une bande orientée NW-SE. Cette même restauration appliquée, aux anomalies tomographiques profondes, abouti également, à l'échelle régionale à une bande d'orientation NW-SE. La mise en relation de ces reconstructions, géologiques et géophysiques, suggère l'existence d'une zone de subduction-collision avec un pendage d'environ 20° vers le NE.

Remarque:

L'ensemble de ces données nouvelles nous conduit à reconsidérer complètement nos conceptions antérieures géométriques et cinématiques de la collision Hercynienne.

Il est important de noter que l'acquisition de données sismiques et de sismologie passive y a joué un rôle déterminant.

En d'autres termes, l'imagerie géophysique, de la croûte et du manteau lithosphérique, est devenu aujourd'hui un outil indispensable de la géologie et le moyen d'accéder à une approche géologique de la dynamique de la lithosphère .

11. ECLOGITES MADE IN France

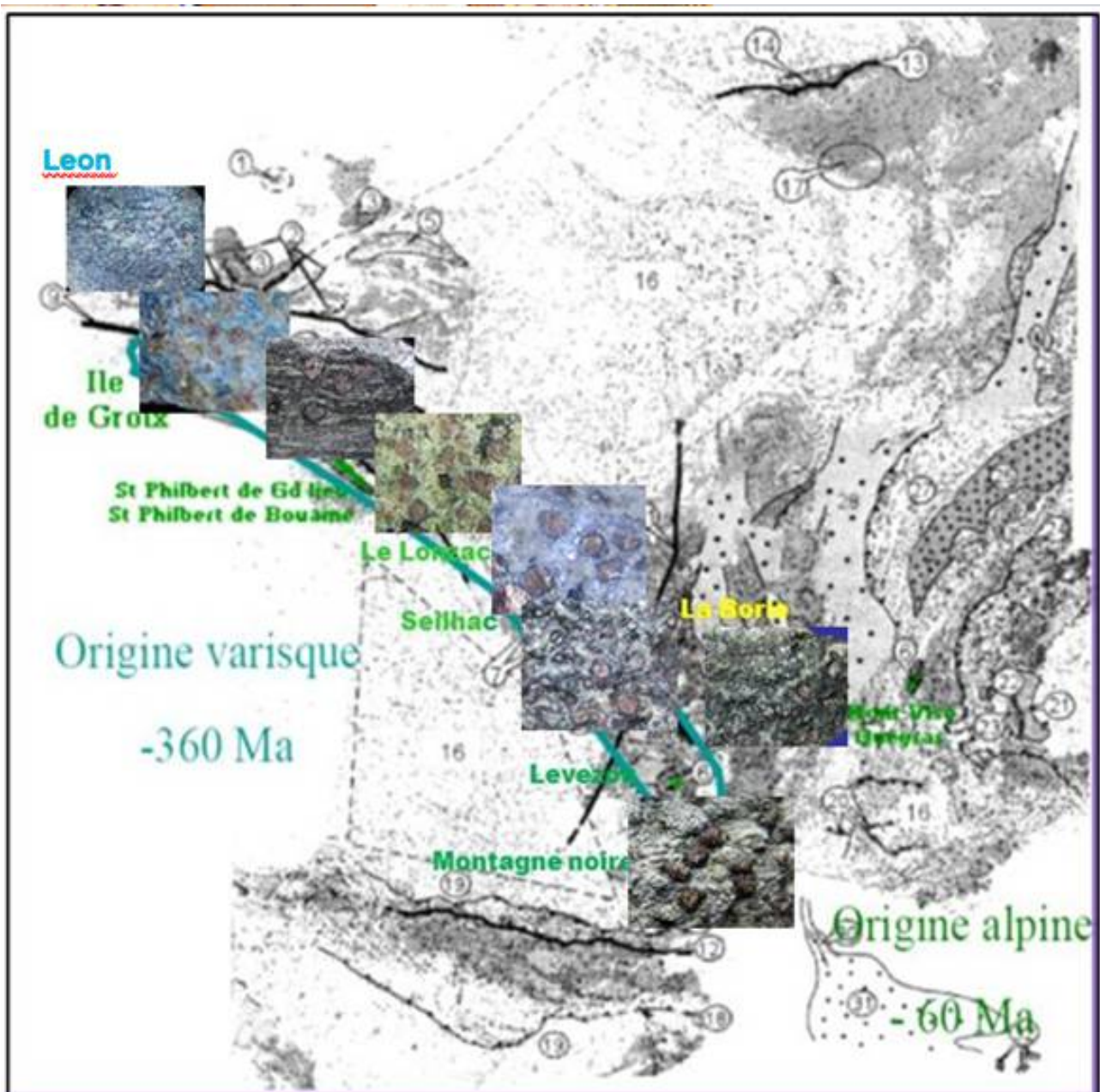


Figure 75 : Pièces perso d'éclogites françaises

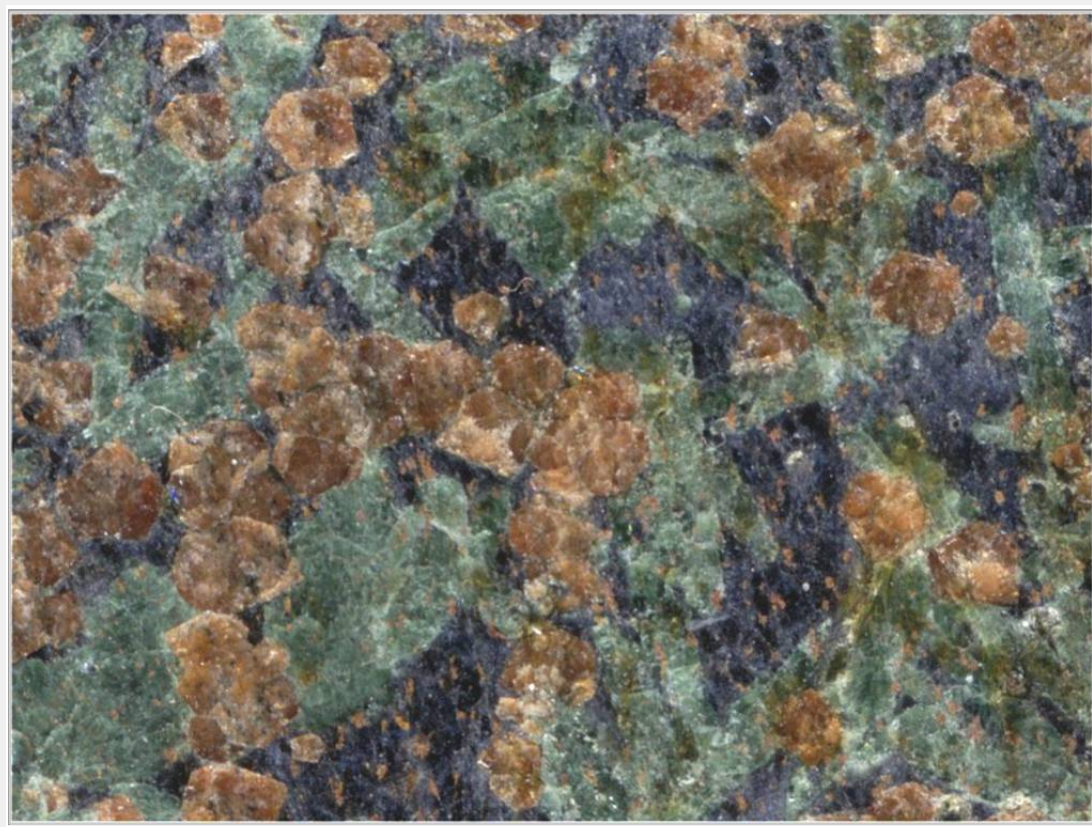


Figure 76 : Echantillon d'éclogite du Mont Viso, surface polie scannée : cristaux de grenat (rouge), de jadéite (vert) et de glaucophane (bleu nuit)



Figure 77 : Grenats dans amphibolite, Montagne noire, près de Salvetat, 180 mm (merci à G. Baudry)

REFERENCES ARMORIQUE

- (1) P. BOS, J.P. CLEMENT, C. CASTAING, D. CASSARS, P. MARTIN, Carte géologique, France (1/50 000) et notice explicative, feuille Rostrenen, Orléans, BRGM, 1997.
- (2) E. JEREMINE, P. PRUVOST, Observations géologiques et pétrographiques sur la région de Rostrenen, Bulletin du service de la carte géologique de France, 243, LIII, pp 1-9
- (3) E. JEREMINE, Note sur certains schistes métamorphiques à minéraux alumineux au contact du granite de Rostrenen (Côtes-du-Nord), Bulletin de Minéralogie Année 1954 77-1-3 pp. 538-544
- (4) S. LESIMPLE et E. MARCOUX, Le grenat almandin de Plélauff, Côtes d'Armor, Le Règne Minéral, 79, pp 12-16

REFERENCES SUD ARMORIQUE

- (1) Bradley R. HACKER, Geoffrey A. ABERS, Simon M. PEACOCK, Subduction factory – 1. Theoretical mineralogy, densities, seismic wave speeds, and H₂O contents, J. Geophysical research, vol. 108, n°B1, 2029, doi:10.1029/12001JB001127, 2003
- (2) Xavier LEPICHON, La subduction-Collision : Japon, Taiwan, Leçon 1 : Présentation du cours et discussion du texte http://www.cdf.u3mrs.fr/~lepichon/cours1_2001/cours1.html
- (3) Michel BALLEVRE, Le complexe métamorphique de Champtoceaux – des écolgites aux sédiments carbonifères- sortie de 08.10.2004 dans le val de Loire
- (4) C. CARTIER, M. FAURE and H. LARDEUX , Discussion on “A new model for the hercynian Orogen of Gondwana France and Iberia”, by D. SHELLEY ET G. BOSSIERE, J. of structural Geology, 2000,22, pp757-776, http://hal.archives-ouvertes.fr/docs/00/07/24/35/PDF/Cartier-JStructuralGeology_2002.pdf
- (5) Michel BALLEVRE, Denis GAPAIS, Peter R. COBBOLD,
- (6) Carine CARTIER, Michel FAURE, The Saint-Georges-sur-Loire olistostrome, a key zone to understand the Gondwana-Armorica boundary in the Variscan belt (Southern Brittany, France), Jean Pierre ANDRE, Regards sur la géologie du massif armoricain, Bull. Soc Et. Sci Anjou, 2002, t XVII, p163-180, http://ead.univangers.fr/~geologie/pages_membres/armoriquejpa.pdf
- (7) J.F. MOLINA and S. POLI, J. petrology, vol 39, n°7, pp 1325-1346, 1998 , http://www.oxfordjournals.org/our_journals/etroj/online/Volume_39/Issue_07/pdf/egb051_gml.pdf
- (8) B.R. HACKER and S.M. PEACOCK, Creation, Preservation and exhumation of UHPM Rocks, http://www.geol.ucsb.edu/faculty/hacker/viz/Hacker94_Creation_preservation_exhumation.pdf
- (9) L KORH Afifé, SSCHMIDT Susanne Th., POTEI Sébastien and BALLEVRE Michel., Garnet in mafic rocks of Ile de Groix (France) and its relationship to the tectonic units and whole rock composition, 4 th Swiss Goscience Meeting, Bern 2006 http://edsm.ch/fichiers/el%20korh_afife_SGM2006.pdf
- (10) L KORH Afifé, SCHMIDT Susanne Th., and BALLEVRE Michel, Zonation of garnet in the high pressure mafic rocks of the Ile de Groix, Brittany, France, 2 nd Swiss Goscience Meeting, lausanne 2004 http://geoscience-meeting.scnatweb.ch/sgm2004/abstracts_2004/EI-Korh_Schmidt_et_al.pdf
- (11) Jacqueline DESMONS and Witold SMULIKOWSKI, High P/T metamorphic rocks, recommendations on nomenclature
- (12) Conseil général de Vendée, Patrimoine géologie vendéen La Gerbaudière, St Philbert de Bouaine, fiche technique n°5, <http://www.vendee.fr/datas/Pdfs/geologie/fiche05.pdf>
- (13) LEHEBEL, <http://sgmb.univ-rennes1.fr/nouveautes/THESES/theseLEHEBEL.doc>
- (14) Jeroen Van HUNEN, Arie P. Van Den BERG, Nico J. VLAAR, On the role of subducting oceanic plateaus in the development of shallow flat subduction, tectonophysics, 352 pp 317-333, 2002
- (15) Documents : <http://www.geol.ucsb.edu/faculty/hacker/geo102C/lectures/part1.html>
- (16) Site Christian NICOLLET <http://christian.nicollet.free.fr>
- (17) *Le trajet des roches de la croûte océanique* www.tarbiya.ma/Ressources/tabid/80/DMXModule/533/Default.aspx?EntryId=392&Command=Core_Download
- (18) Société minéralogie et géologique de Bretagne, La sortie du 17.06.2006 en Loire-Atlantique et Vendée animée par Gaston GODDARD, <http://sgmb.univ-rennes1.fr/DOSSIERS/activites/textes/CRVENDEE.htm>
- (19) Société minéralogie et géologique de Bretagne, La sortie du 17.06.2006 en Loire-Atlantique et Vendée animée par Michel Ballèvre, <http://sgmb.univrennes1.fr/DOSSIERS/activites/textes/CRCHAMP.htm#comptesrenduschamp>

- (20) Bradley R. HACKER, Eclogite formation and the rheology, Buoyancy, Sismicity, and H₂O Content of Oceanic Crust, Geophysical Monograph 96, published by the American Geophysical union, pp337-346, 1996
- (21) Dominique ROSSIER, Entretiens sur le métamorphisme : Géodynamisme des hautes pressions – Le cas du Bas –Limousin : les éclogites rétroformées
<http://www.volcanogeol.eu/metamorphisme/v/meta50.htm>
- (22) Dominique ROSSIER, Entretiens sur le métamorphisme : Géodynamisme des hautes pressions – Le cas de l'île de Groix : glaucophanites et éclogites,,
<http://www.volcanogeol.eu/metamorphisme/v/meta50.htm>
- (23) Valérie BOSSE, les glaucophanites de l'île de Groix, PlanetTerre
<http://planet-terre.ens-lyon.fr/planetterre/XML/db/planetterre/metadata/LOM-glaucophanite-de-groix.xml>
- (24) Stéphane SCHWARTZ, Un métagabbro peut-il présenter en même temps glaucophane et chlorite ? PlanetTerre
<http://planet-terre.ens-lyon.fr/planetterre/XML/db/planetterre/metadata/LOM-metagabbro.xml>
- (25) SCHULZ Bernhard; TRIBOULET Claude; AUDRE Claude; PFEIFER Hans-Rudolf; GILG Albert, Two-stage prograde and retrograde Variscan metamorphism of glaucophane-eclogites, blueschists and greenschists from Ile de Groix (Brittany, France), International Journal of Earth Sciences, Volume 90, Issue 4, pp. 871-889 (2001).
<http://adsabs.harvard.edu/abs/2001IJEaS..90..871Sμ>
- (26) <http://adsabs.harvard.edu/abs/2001IJEaS..90..871Sμ>
- (27) R. PIERROT, L. CHAURIS, C. LAFORET et F. PILLARD, Inventaire minéralogique de la France, Morbihan, Editions du BRGM
- (28) Micaschistes à grenat de l'Hermitain
- (29) http://www.ac-poitiers.fr/svt/res_loc/Geol/Fiches/79-Fiches/79-hermitain.htm
- (30) Géologie des Sables d'Olonne
- (31) <http://www.qc.nantes.fr/peda/disc/svt/geol85/doc04.htm>
- (32) Les micaschistes de Sauveterre