



Groix, l'île au trésor : la mémoire des roches et des minéraux

Michel BALLEVRE et Valérie BOSSE

La Réserve Naturelle de l'île de Groix a pour premier objectif la protection des minéraux et des roches qui ont rendu célèbre cette île dans le (petit) monde des géologues mais qui attirent également le promeneur par leur beauté ou, mieux, attirent leur curiosité. Que nous apprennent ces roches et ces minéraux sur l'histoire de l'île ?

Dès la fin du 19^{ème} siècle, collectionneurs (tel le comte de Limur, autodidacte vannetais) et universitaires (au premier rang desquels Charles Barrois, Professeur à la Faculté des Sciences de Lille) avaient pris conscience de l'intérêt de Groix. Ils pouvaient en effet observer dans l'île une grande variété d'espèces minérales, dont quelques espèces rares ou, du moins, qui n'étaient à cette époque connues qu'en de rares localités. En 1883, de Limur et Barrois identifiaient la glaucophane, une amphibole bleu nuit ou bleu noir et le chloritoïde, dont les tablettes noires à reflet verdâtre ne passent pas inaperçues. L'abondance du grenat, bien que ce minéral soit en lui-même commun, était également remarquable [encadré Groix : l'île aux grenats]. Avec le progrès des techniques d'identification des minéraux, la liste des espèces s'est progressivement complétée pour atteindre de nos jours environ 60 espèces différentes.

Minéraux et roches de Groix : la mémoire d'une histoire

Ceci étant, plus que les minéraux eux-mêmes, ce sont leurs associations qui constituent la mémoire de l'histoire des roches. Pour comprendre ce point, il faut avoir à l'esprit trois données.

1. Tout d'abord, les roches de l'île de Groix appartiennent toutes à une catégorie par-

ticulière, à savoir les roches métamorphiques. Par métamorphisme, on entend un processus de transformation d'une roche en réponse à une variation (en général une augmentation) de la pression et de la température. Ainsi, un sédiment argileux (une argilite) se transforme en schiste ou micaschiste par augmentation de la taille des minéraux (invisibles dans l'argilite, millimétriques à centimétriques dans le micaschiste) et par apparition de certains minéraux (tels le grenat et le chloritoïde) au détriment d'autres minéraux.

Suivant la composition de la roche de départ, le processus métamorphique aboutit à une grande variété de roches. Il nous suffit pour le moment de retenir qu'un sédiment argileux se transforme en un schiste ou un micaschiste, mais qu'une lave basaltique peut se transformer en un schiste vert (souvent appelé prasinite, du grec *prasinos*, vert), un schiste bleu (également appelé glaucophanite, en raison de l'abondance de la glaucophane, du grec *glauco*, bleu-vert et *phanein*, paraître) ou encore une éclogite (du grec *eclogae*, choix).

Les géologues ont établi ce point parce qu'ils ont comparé les compositions chimiques des roches métamorphiques avec celles de roches non métamorphiques et ils ont alors établi que les schistes et les micaschistes ont la même composition qu'un sédiment argileux, alors que les schistes verts, les schistes bleus et les éclogites ont la même composition qu'une lave basaltique.

2. Ce point acquis, il restait à comprendre pourquoi une roche de composition donnée (un basalte par exemple) peut se transformer tantôt en schiste vert, tantôt en schiste bleu, tantôt en éclogite. Ou, pourrions-nous également dire, pourquoi une argilite donne parfois un schiste, parfois un micaschiste. Et là, il fallut faire appel à de longues années de travaux expérimentaux qui, commencés dans les années 1920, se poursuivent encore dans les laboratoires universitaires.

Lorsque quelques grammes de basalte sont expérimentalement soumis à de fortes pression et température, ils recrystallisent, mais la nature et la composition des minéraux dépendent de la pression et de la température auxquelles ils sont soumis. A faibles pression et température (vers 4 kbar et 400°C), apparaissent des minéraux tels que l'albite, la chlorite, l'épidote et l'actinote, c'est-à-dire ceux des schistes verts. A 12 kbar et 500°C, la glaucophane et le grenat se développent, l'albite, la chlorite et l'actinote ayant disparu. Voici donc le basalte transformé en schiste bleu. Enfin, à partir de 600°C et 16 kbar, la jadéite prend la place de la glaucophane, le grenat existant toujours mais ayant changé de composition.

Ces variations de nature et de composition des minéraux sont progressives et dépendent de la composition chimique de la roche. En retour, si l'on connaît la composition chimique d'une roche, la nature et la composition des minéraux qu'elle contient, alors il est possible de déterminer (à 50°C et quelques kbar près) à quelle pression et quelle température cette roche s'est transformée.

3. Dernier point à comprendre avant tout examen des minéraux et des roches sur le terrain, les roches métamorphiques sont non seulement portées à des pressions et températures élevées, mais sont aussi soumises aux forces qui résultent du mouvement de plaques. De ce fait, elles se déforment plastiquement, c'est-à-dire de façon permanente, comme de la pâte à modeler. Cette déformation se traduit dans les roches de Groix par plusieurs phénomènes, tels que le plissement, le boudinage (la rupture de certains niveaux plus difficiles à déformer dans une matrice plus facile à déformer), et surtout la schistosité (ou foliation), ce débit en plans parallèles des roches, résultant du fait que les minéraux sont tous préférentiellement disposés dans un plan.

Les données de terrain

Ainsi outillés de quelques concepts simples, parcourons l'île de Groix avec notre carnet et notre loupe. Le sentier littoral permet un examen complet de toutes les côtes de l'île et certaines randonnées au cœur de l'île révéleront également quelques zones où affleurent des roches. Nous constaterons ainsi que l'île comprend deux parties distinctes.

Dans la **moitié orientale** (de Locmaria à la Pointe des Chats et de celle-ci à Port-Lay ; **unité supérieure**, voir plus loin), affleurent essentiellement de beaux micaschistes argentés à grenat et/ou chloritoïde, dans lesquels s'observent des niveaux (d'épaisseur décimétrique) ou des lentilles (de taille métrique) de schistes bleus, en général à grenat, parfois partiellement transformés en schistes verts. Dans ce secteur de l'île, et en particulier dans la Réserve Naturelle, affleurent également quelques roches basiques à pyroxène jadéitique (éclogites). En outre, l'association grenat-glaucophane-lawsonite, d'identification aisée sur le terrain en raison de la présence des pseudomorphoses de lawsonite [cf encadré], est seulement présente dans la moitié orientale de l'île.

Dans la **moitié occidentale** de l'île (de Port Melin à Pen Men, puis de là à Port-Saint-Nicolas et à Locqueltas ; **unité inférieure**, voir plus loin), la roche dominante est un micaschiste à grain fin, de couleur gris plomb, en raison de l'abondance du graphite. Certains niveaux sont si riches en graphite qu'ils en deviennent noirs et parfois même tachent les doigts (par ex. à Port Mélin, au pied du barrage). Dans ce secteur de l'île, les basaltes sont transformés en schistes verts, mais contiennent parfois des niveaux de schistes bleus, dont le litage millimétrique présente de belles figures de plissement. Le grenat est rarissime dans ces roches.

Ces observations, répétons-le, ne nécessitent aucun outil autre que la patience et la loupe. Comment les interpréter? Comme pour toutes les roches métamorphiques, nous devons procéder en deux étapes, la première s'intéressant à ce qu'étaient les roches avant le métamorphisme, la seconde à la signification de la déformation et du métamorphisme.



Logo de l'île de Groix, la précision concernant les grenats s'applique avant tout à la seule moitié orientale...

Volcanisme et sédimentation dans un bassin océanique

Nous savons déjà que les métabasites (schistes verts, schistes bleus et éclogites) dérivent de roches de composition basaltique, puisqu'ils ont la même composition chimique. Etant donné l'intensité de la déformation et du métamorphisme, il est impossible de savoir a priori si ces roches étaient à l'origine des coulées basaltiques, des filons doléritiques ou encore des intrusions gabbroïques. Toutefois, l'absence de certaines textures, ainsi qu'une analyse détaillée de leur composition chimique, montrent que ces roches dérivent de basaltes ou de dolérites, émis pour la plupart d'entre eux au niveau d'une ride médio-océanique (comme celle parcourant de nos jours l'Atlantique ou le Pacifique). D'autres laves ont une composition semblable à celles émises par les volcans des îles océaniques (comme Hawaii).

Quant aux micaschistes, nous savons, en raison de leur composition chimique, qu'ils dérivent d'argilites. Sur le terrain, la présence d'une stratification (d'un litage sédimentaire d'échelle centimétrique à décimétrique) n'est toutefois qu'exceptionnellement perceptible, étant alors parallèle à la schistosité. Là encore, un

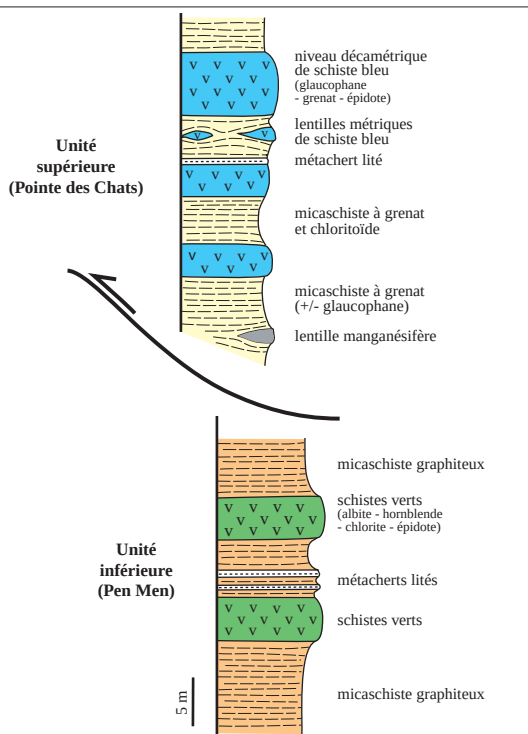
examen attentif des analyses chimiques révèle que les argilites dérivent de l'érosion d'un relief essentiellement constitué de granites, c'est-à-dire d'une croûte continentale.

De ce fait, il est raisonnable de penser que les argilites se sont déposées dans un bassin océanique, directement sur un substratum basaltique, ou ont été recoupées par des filons (dykes ou sills) de dolérites. Les deux cas de figure sont à l'évidence possibles. Etant donnée la composition chimique des roches sédimentaires, qui indique une alimentation en matériaux détritiques à partir d'une source continentale, on déduit que le domaine océanique devait être de taille réduite.

Ajoutons que, dans les deux parties de l'île, existent de fins niveaux (un à quelques centimètres d'épaisseur) de quartzites lités, c'est-à-dire d'une roche métamorphique essentiellement constituée de quartz et de grenat. Celui-ci, invisible à l'œil nu, donne à la roche une couleur rosée caractéristique. Le fin litage (millimétrique) de ces roches montre qu'il s'agit de métacherts, c'est-à-dire d'un sédiment siliceux, constitué par l'accumulation de squelettes siliceux, probablement celui d'organismes marins microscopiques, les radiolaires. En bref, les quartzites lités sont des radiolarites métamorphisées.



La roche est constituée par l'alternance de niveaux bleu-cendre (glauconophane) et jaune-verdâtre (épidote) sur lesquels ressortent en relief des grains rouges (grenat) et une veine de quartz (blanc). La composition de cette roche est celle d'un basalte, mais celui-ci a recristallisé lorsqu'il a été enfoui dans une zone de subduction. Durant cet épisode, la roche a été intensément déformée. Stanverec, unité supérieure.



Empilement des roches de l'île (voir aussi schéma 3D p. 16 et carte p. 20).

Que signifie le graphite des micaschistes? D'une part, rappelons-nous que le graphite est du carbone pur, hélas sous sa forme hexagonale (sa forme cubique est le diamant!). Le graphite résulte de la transformation de la matière organique durant la diagenèse puis le métamorphisme. Un micaschiste graphiteux est donc un sédiment argileux dans lequel la teneur en matière organique était élevée, c'est-à-dire que de nombreux organismes vivants (en particulier des microorganismes planctoniques) s'y accumulaient puis s'y décomposaient après leur mort. D'autre part, le fait que les micaschistes soient graphiteux dans la partie occidentale de l'île et qu'au contraire les niveaux graphiteux soient rarissimes dans sa partie orientale, peut faire l'objet de deux explications.

1 - Les sédiments des deux parties de l'île peuvent ne pas avoir le même âge, des sédiments pauvres en matière organique s'étant déposés au-dessus de sédiments riches en matière organique.

2 - Autre possibilité, les deux types de sédiments peuvent avoir le même âge, mais s'être déposés dans des portions distinctes du bassin océanique, l'une pauvre en oxygène, permettant la préservation de la matière organique, l'autre riche en oxygène, favorisant la dégradation de la matière organique.



À Locmaria (unité supérieure), la coupe de la falaise littorale montre, de bas en haut, des schistes bleus à grenat (anciens basaltes), un niveau clair d'environ 0.30m d'épaisseur d'un métachert rosé, lité (anciennes radiolarites ?), puis, sous la végétation, des micaschistes à grenat et chloritoïde (anciennes argilites). Cette succession peut donc être interprétée comme un dépôt sédimentaire, au fond de l'océan, déposé au-dessus d'une coulée de lave.

L'intensité de la déformation et du métamorphisme rendent quasi-illusoire la préservation de fossiles dans les micaschistes ou les métacherts, de sorte que l'âge de la sédimentation est difficile à déterminer. Deux indices devraient cependant nous aider. D'une part, la présence (certes supposée) de radiolarites nécessite que ces organismes vivaient au moment du dépôt. Or les radiolaires sont inconnus au Précambrien, apparaissent au Cambrien et se diversifient considérablement à l'Ordovicien. Les cherts sont donc probablement des sédiments paléozoïques. D'autre part, la richesse en matière organique des argilites est une caractéristique des sédiments d'âge ordovicien ou silurien du Massif armoricain, comme de bien d'autres régions d'Europe occidentale. Ceci est également compatible avec une sédimentation durant le Paléozoïque inférieur (Ordovicien-Silurien, soit vers 480-420 millions d'années).

Dernier point remarquable des roches gressées : la présence de nodules manganésifères, parfois métriques, souvent décimétriques, au sein des micaschistes, contenant des minéraux arséniés, c'est-à-dire contenant un élément rare, l'arsenic. Sans préjuger des études en cours sur ces roches par Guy Cornen (Université de

Groix : l'île aux grenats

Groix mérite sans aucun doute son qualificatif d'île aux grenats, ce minéral étant particulièrement abondant dans les roches de l'île. Mais que savons-nous au juste de ce minéral ?

Comment identifier le grenat ? Sur le terrain, avec une loupe, l'identification du grenat ne pose aucun problème. Les grains font en général de un à quelques millimètres de diamètre, et n'atteignent qu'exceptionnellement quelques centimètres de diamètre. Chaque grain présente idéalement 12 faces planes losangiques (un dodécaèdre dans le langage des minéralogistes), et une couleur rouge ou lie-de-vin. L'altération met le grenat en relief à la surface des roches, que ce soit dans les micaschistes ou les schistes bleus. Il n'existe quasiment aucune possibilité de confusion.

Quelle est la composition chimique du grenat ? Le grenat appartient à la vaste famille des silicates, que caractérise l'association d'un atome de silicium avec quatre atomes d'oxygène, c'est-à-dire le radical $[\text{SiO}_4]^{4-}$. Cette association laisse quatre charges négatives, qui sont compensées par divers cations. Dans le grenat, il s'agit d'ions ayant trois charges positives (l'aluminium Al^{3+}) ou deux charges positives (le fer Fe^{2+} , le manganèse Mn^{2+} , le magnésium Mg^{2+} ou le calcium Ca^{2+}). De la sorte peuvent se former un grenat purement ferreux (l'almandin $\text{Fe}_3\text{Al}_2[\text{SiO}_4]_3$), purement manganésifère (la spessartine $\text{Mn}_3\text{Al}_2[\text{SiO}_4]_3$), purement magnésien (le pyrope $\text{Mg}_3\text{Al}_2[\text{SiO}_4]_3$) ou purement calcique (le grossulaire $\text{Ca}_3\text{Al}_2[\text{SiO}_4]_3$). En réalité, le fer peut être partiellement remplacé par du manganèse, ou du magnésium, voire du calcium : la formule générale du grenat devient $(\text{Fe}, \text{Mn}, \text{Mg}, \text{Ca})_3\text{Al}_2[\text{SiO}_4]_3$. A de rares exceptions près, aucun grenat groisillon n'est proche d'un pôle pur : tous sont des mélanges en proportions variables entre ces pôles purs. Qui plus est, le grenat change de composition du cœur vers la bordure des grains. Aussi est-il vain de vouloir attribuer un nom précis à un grenat particulier, la connaissance de sa composition et de ses variations de composition requérant une analyse très fine avec l'aide de la microsonde électronique.

Que signifie la présence du grenat ? En lui-même, le grenat est stable dans un vaste domaine P-T (à partir de 350°C et 4 kbar environ et jusqu'au-delà de 1000°C

et 100 kbar). L'association du grenat à d'autres minéraux est plus significative. Le géologue tire avantage de ces associations, à deux titres. Tout d'abord, le grenat peut apparaître, dans les mêmes conditions de P et de T, dans un grand nombre de roches de composition distincte. Il présente alors dans ces différentes roches des compositions distinctes. Ainsi le grenat d'un schiste bleu est-il toujours plus riche en Ca que celui d'un micaschiste, parce que le sédiment est en général pauvre en Ca, alors qu'un basalte contient toujours une proportion significative de Ca. Quelques roches de Groix sont particulièrement riches en manganèse, et le grenat y est alors proche d'une spessartine pure. Ensuite, la variation de composition d'un grenat constitue en fait un précieux enregistrement des modalités de sa croissance, et en particulier de l'évolution des conditions P-T durant sa croissance. On peut ainsi montrer que la plupart des grains de grenat croissent pendant l'augmentation de pression et de température associée à l'enfouissement des roches dans la zone de subduction, parce que le grenat, du cœur vers la bordure, s'appauvrit en manganèse et s'enrichit en magnésium. Le grenat est donc bien souvent le meilleur sinon l'unique témoin de cette étape de l'histoire de Groix.

Par ailleurs, le grenat – au contraire de la glaucophane – résiste relativement bien à l'altération, c'est-à-dire aux processus chimiques qui, sous l'effet de l'eau de pluie, dissolvent les minéraux en laissant un résidu (hydroxydes de fer ou d'aluminium). Quand les vagues, à l'assaut du littoral, désagrègent les roches, le grenat est préférentiellement concentré dans le haut des plages, avec d'autres minéraux de forte densité (comme la magnétite et l'ilménite). Ainsi se forment les sables rouges, si caractéristiques des plages groisillonnes.

Pour finir, rappelons que le grenat est parfois utilisé en joaillerie. Il faut pour cela que des portions significatives des grains soient dépourvues de fractures et aussi pauvres que possible en inclusions, sans quoi le grain ne peut être ni taillé ni poli. Aucun minéral ayant ses caractéristiques, une gemme dans le langage des joailliers, n'a jamais été trouvé à Groix. Que cela ne nous empêche pas de nous émerveiller devant la beauté de leurs formes et de leurs coloris dans la nature !

Nantes), il semble clair que nous ayons là les témoins de l'hydrothermalisme océanique, ces circulations d'eaux chaudes se traduisant au fond de l'océan par l'émission de panaches («fumeurs»). Les nodules manganésifères sont donc un élément de notre patrimoine géologique qu'il importe de protéger avec soin car de telles occurrences sont rarissimes. Si besoin était, une justification supplémentaire de l'intérêt d'une Réserve Naturelle à l'île de Groix !

Déformation, métamorphisme et subduction

Où les roches de Groix ont-elles été métamorphisées ? Ce point, mystérieux s'il en fut (il était impensable de répondre à cette question au début du XX^{ème} siècle), est maintenant éclairci. Le raisonnement tient en deux étapes.

Tout d'abord, les valeurs estimées pour la pression indiquent la profondeur à laquelle les roches de Groix furent enfouies. Si une roche subit une certaine pression (par exemple 1 kbar), c'est qu'en profondeur elle est soumise au poids des roches surimcombantes. Des calculs au demeurant fort simples montrent qu'une pression de 1 kbar correspond à la force exercée par une colonne d'environ 3 km de roche. Ainsi sait-on que les roches de la partie orientale de Groix subirent une pression d'environ 20 kbar, c'est-à-dire furent enfouies à environ 60 km de profondeur. Les roches de la par-

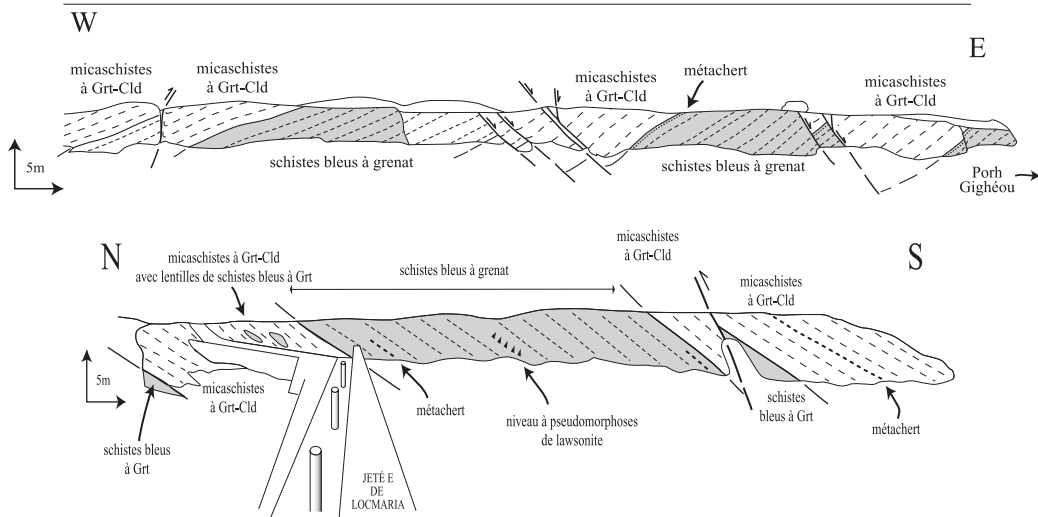
tie occidentale de l'île enregistrent une recristallisation à une pression plus faible, de l'ordre de 12-15 kbar, c'est-à-dire à environ 40 km de profondeur.

Ensuite, les miniers puis les géologues ont établi que la température augmente en profondeur avec une intensité variable suivant les régions, de l'ordre de 30°C par km dans une croûte continentale d'épaisseur normale, comme en Bretagne de nos jours. Pour atteindre des températures d'environ 400-450°C à 40 km de profondeur (ou 450-500°C à 60 km de profondeur), il faut que le gradient géothermique soit particulièrement faible (environ 7-10°C par km).

Depuis que le fonctionnement de la Terre a été compris en termes modernes, les géologues ont établi que les seules régions où un gradient géothermique aussi faible est observé sont les zones de subduction, c'est-à-dire lorsqu'une plaque océanique disparaît en profondeur en s'enfonçant sous une autre plaque, océanique ou continentale. Les roches métamorphiques de Groix sont donc les témoins du fonctionnement d'une zone de subduction.

Trois hypothèses

Ayant établi deux points fondamentaux (volcanisme et sédimentation dans un bassin océanique, puis subduction de cet océan), nous pouvons aborder un troisième aspect de la mémoire des roches groisillonnes. Quelle est l'origine de la différence entre les deux parties de l'île que nous avons notée sur le terrain ? Trois



Coupe géologique de la falaise littorale à Locmaria (unité supérieure).
Légende : Grt = Grenat ; Cld = Chloritoïde)

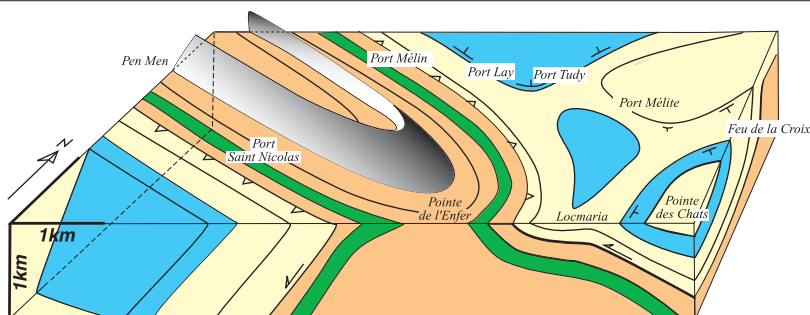


Schéma 3D de l'île. Au SO de port Saint-Nicolas, l'unité supérieure se trouve en mer.

interprétations de cette différence sont possibles.

Une rétromorphose inégale

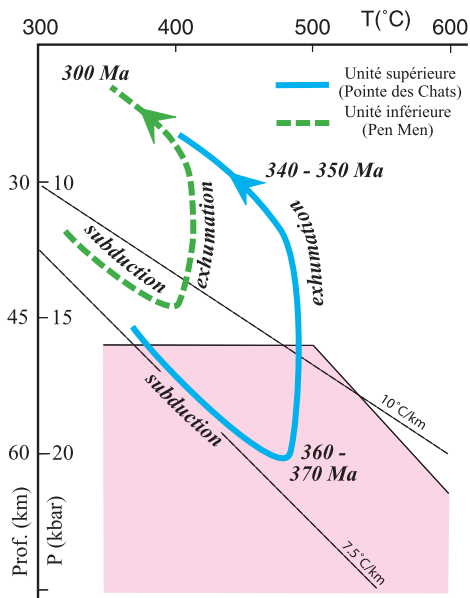
Selon une première hypothèse, toutes les roches auraient été subductées à grande profondeur, transformées en micaschistes à grenat (s'il s'agissait d'un sédiment) ou en schiste bleu à grenat (si la roche initiale était un basalte). Pendant leur retour vers la surface, les roches tendent à se rééquilibrer à des pressions et des températures décroissantes (les géologues appellent ce

processus la rétromorphose – le retour vers l'état initial-) mais cette rééquilibration n'est possible que si de l'eau est disponible. En l'absence d'eau, les associations de haute pression sont préservées. Au contraire, en présence d'eau, les minéraux de haute pression sont remplacés par des minéraux de basse pression. La structure globale de l'île pourrait donc être expliquée par un gradient d'infiltration de l'eau dans la pile de roches métamorphiques.

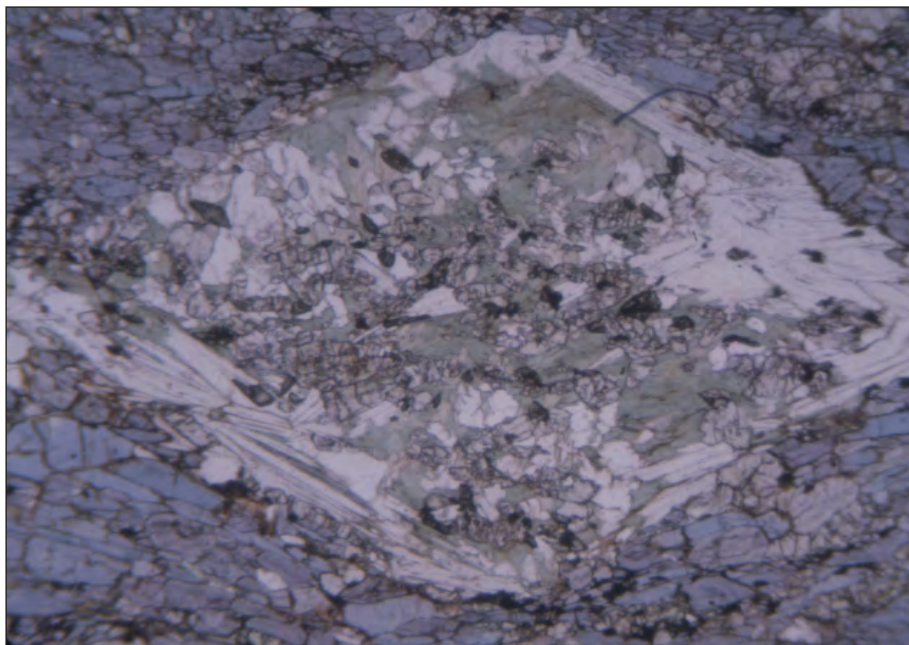
Cette première hypothèse se heurte cependant à plusieurs objections. Tout d'abord, il faudrait expliquer pourquoi le front d'infiltration de l'eau dans la pile métamorphique coïncide à peu près avec la limite entre les micaschistes avec et sans graphite. Ensuite, des études préliminaires de Bernard Schulz (Université de Freiberg), utilisant la composition isotopique de l'oxygène des minéraux et des roches de Groix, suggèrent qu'il n'y a pas eu de circulation d'eau importante à l'échelle de l'île. Tout au plus y eut-il des redistributions locales, à l'échelle de l'affleurement, par exemple durant l'ouverture d'une veine, qui collecte le fluide en provenance de son voisinage immédiat (quelques centimètres, au plus quelques mètres). Dans ces veines cristallisent alors du quartz, de l'albite, de la chlorite et parfois de la magnétite. En dehors de ces structures, aucune percolation d'eau ne semble avoir été décelée.

Un gigantesque pli

La deuxième hypothèse admet que la partie orientale de l'île a été enfouie à plus grande profondeur que la partie occidentale et tente d'expliquer la géométrie actuellement observée par un gigantesque pli. En effet, les mesures des plans de schistosité montrent que la moitié orientale de l'île est située au-dessus de la moitié occidentale de l'île. Une telle géométrie est anormale, car elle signifie que les roches les plus métamorphiques (celles où



Histoire Pression-Température des deux parties de l'île : les traces subduction-exhumation montre le "chemin Pression-Température" parcouru au cours du temps par chaque unité. La surface rose indique la zone où les conditions de température et de Pression permettent la formation du grenat, de la glaucophane et de la lawsonite.



Au microscope, une pseudomorphose de lawsonite est constituée d'un agrégat de minéraux, la forme extérieure de l'agrégat respectant la forme initiale de la lawsonite. Cet agrégat résulte de la réaction entre la glaucophane (en matrice, bleue) et la lawsonite (aujourd'hui totalement disparue) pour former de la chlorite (plages verdâtres), de la paragonite (paillettes incolores) et de l'épidote (grains grisâtres).

la pression et la température ont été les plus élevées) sont situées au-dessus de roches moins métamorphiques. Cette superposition anormale pourrait résulter d'un plissement à grande échelle de l'empilement de roches métamorphiques. Autrement dit, après leur enfouissement à grande profondeur, un pli de quelques kilomètres d'amplitude se serait produit, renversant la séquence métamorphique dans le flanc inférieur, dit inverse, du pli. L'érosion ayant ultérieurement fait disparaître le flanc de pli où la succession est normale, nous observerions à Groix seulement le flanc inverse du pli.

Cette hypothèse est tout à fait raisonnable, dans la mesure où des exemples de tels plis couchés sont parfaitement établis dans certaines chaînes de montagne, comme les Alpes. Elle implique que le flanc inverse du pli conserve une succession métamorphique continue, c'est-à-dire que, même amincie, les pétrologues devraient retrouver tous les intermédiaires entre les roches de relativement basse pression (environ 12-15 kbar) et celles de relativement haute pression (environ 20 kbar). Etablir ce point est, même à l'aide des techniques perfectionnées dont disposent actuellement les scientifiques (la modélisation thermody-

namique), une gageure. La différence de température entre les deux parties de l'île est faible (de l'ordre de 50°C, tout au plus 100°C), et l'évaluation précise de la pression (à 1 ou 2 kbar près, niveau de précision requis dans notre cas) dans une roche métamorphique est difficile. Toutefois, l'hypothèse d'un gigantesque plissement est à écarter car les données de terrain parlent en faveur d'une discontinuité entre les deux parties de l'île plutôt que d'une continuité.

Une faille chevauchante

Une troisième hypothèse consiste donc à imaginer que les roches de la moitié orientale de l'île, initialement enfouies à plus grande profondeur que celles de la moitié occidentale de l'île, sont venues tardivement se superposer aux secondes. Un tel phénomène s'appelle un chevauchement et c'est, à dire vrai, le mécanisme par lequel se construisent les chaînes de montagne. Il n'est donc pas surprenant qu'il puisse être identifié à Groix.

Un argument essentiel en faveur de cette hypothèse est constitué par la distribution des pseudomorphoses de lawsonite, celles-ci étant limitées à la partie orientale de l'île. Une telle répartition peut avoir deux causes. Ou elle témoigne d'une

La lawsonite à Groix : l'histoire d'un fantôme

S'il est un minéral groisillon qui continue de susciter des interrogations, ce n'est pas le grenat mais la lawsonite. Son histoire vaut la peine d'être rapportée ici avec quelques détails, car elle illustre à merveille le travail d'enquête auquel se livrent les pétrologues, ces spécialistes de la description des roches.

Ce minéral a été identifié pour la première fois par F.L. Ransome, en 1895, dans les schistes bleus californiens. F.L. Ransome le dédia alors à son directeur de thèse, professeur de minéralogie à l'Université de Californie, A. Lawson. La lawsonite forme des cristaux prismatiques à section losangique qui, lorsqu'ils sont limpides, présentent une magnifique couleur violette pâle. Aussitôt identifiée en Californie, la lawsonite fut reconnue par trois minéralogistes, S. Franchi (1897) sur le versant italien des Alpes et P. Termier (1904) et A. Lacroix (1910) dans des échantillons du Queyras (un Parc Régional) et de Corse. A. Lacroix n'était d'ailleurs pas sans connaître les minéraux de Groix, auxquels il consacra plusieurs publications. Petit à petit, au fil des années, on s'aperçut que la lawsonite était largement répandue dans le monde, toujours associée à la glaucophane, le minéral symptomatique du faciès des schistes bleus. Les premières données expérimentales sur la lawsonite confirmèrent d'ailleurs sa stabilité à haute pression et faible température, c'est-à-dire justement là où le gradient géothermique est faible, c'est-à-dire dans les zones de subduction. La glaucophane et la lawsonite devinrent alors emblématiques de ce métamorphisme. La lawsonite, de formule $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_7(\text{OH})_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$, est proche chimiquement du pôle calcique des plagioclases (à savoir l'anorthite, de formule $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$), la différence essentielle étant que la lawsonite est hydratée alors que l'anorthite est anhydre.

Il revient à F. Ellenberger (1960) d'avoir remarqué en Vanoise (un Parc National) des agrégats prismatiques de section losangique, observés dans une région où par ailleurs la glaucophane est fréquente. Par un double raisonnement, F. Ellenberger déduisit avec perspicacité que ces agrégats étaient des fantômes de lawsonite. Les pétrologues (ou du moins la plupart d'entre eux) ne croient pas aux fantômes (ou pseudomorphoses) : ils appellent ainsi un agrégat

dont la forme est celle d'un autre minéral que celui qui constitue l'agrégat. Ce phénomène résulte d'une réaction chimique qui transforme un premier minéral en un second, ce dernier conservant seulement la forme du premier. Comment alors identifier le fantôme ? Deux tactiques sont possibles : mesurer la forme de l'agrégat, qui est celle du minéral initial, puis identifier la réaction qui a produit le minéral ayant remplacé le fantôme. Ainsi F. Ellenberger eut-il le bonheur de découvrir que les fantômes sont ceux de lawsonite, parce que les angles entre les faces des agrégats correspondaient à ceux de la lawsonite, et parce le fantôme était constitué de zoïsite, un minéral dont on avait établi expé-



A la surface de cette roche, un schiste bleu dans lequel existent des grains millimétriques de grenat, l'érosion met en relief des prismes losangiques, qui sont des fantômes de lawsonite.

érimentalement qu'il remplaçait la lawsonite à basse pression ou haute température.

Alors qu'il étudiait l'évolution géologique de la Bretagne méridionale, J. Cogné ne manqua pas de venir visiter l'île de Groix. Le travail de J. Cogné et de ses collaborateurs (D. Jeannette et M. Ruhland), en 1966, qui visait essentiellement à étudier la déformation des roches, nécessitait de patientes observations de terrain. Ils remarquèrent alors des agrégats prismatiques de section losangique qu'ils attribuèrent à la lawsonite. La seule référence pour eux était justement le travail de F. Ellenberger. Ainsi débuta la saga (réminiscence de l'occupation de l'île par les Vikings ?) de ce minéral à Groix, dont

c'était en outre la première mention dans la chaîne hercynienne. Un géologue belge, C. Félix (1972), vint alors à l'appui de J. Cogné, en mesurant soigneusement les angles entre les faces des pseudomorphoses ($115 \pm 2^\circ\text{C}$, et $64 \pm 2^\circ\text{C}$) et en montrant qu'ils étaient compatibles avec ceux de la lawsonite. C. Félix a également recherché quelles pouvaient être les réactions de disparition de la lawsonite.

Certains géologues restaient toutefois sceptiques. Car, de lawsonite « fraîche » (entendez non pseudomorphosée), nul n'en a jamais vu à Groix. Et la communauté géologique se divisa peu ou prou en deux familles : les géologues hercyniens ne croyaient pas beaucoup (à l'exception sans doute de L. Chauris, qui dressa un premier inventaire des localités groisillonnes de ce minéral pseudomorphosé dans *Penn Ar Bed*), ou du moins pas fermement, à cette hypothèse. Quant aux géologues alpins, la question leur semblait ne plus devoir être posée, tant il leur paraissait évident que ces agrégats losangiques étaient ceux de défunctes lawsonites. Il faut dire que les géologues hercyniens, qui arpentaient si patiemment les vieilles montagnes, où la lawsonite est si rare, ne fréquentaient guère les géologues alpins, habitués aux vaillantes randonnées dans une montagne jeune, où la lawsonite (et ses pseudomorphoses) est si fréquente. Par ailleurs, comme le remarquaient C. Audren et C. Triboulet (1993), la présence de lawsonite (alléguée) dans des roches où l'épidote est abondante posait problème, car ces deux minéraux étaient censés s'exclure mutuellement. On venait en effet de subdiviser le domaine P-T des schistes bleus en deux parties, l'une à basse température où la glaucophane coexiste avec la lawsonite, l'autre à haute température où la glaucophane coexiste avec l'épidote. Et Groix appartenait à l'évidence au second ensemble, comme tout promeneur avisé peut le constater. En outre, certaines estimations de la pression et de la température dans les roches de Groix semblaient exclure que la température ait été suffisamment basse pour que la lawsonite ait été stable.

Si la communauté géologique était divisée quant à la nature des pseudomorphoses, fallait-il alors rechercher un autre coupable que la lawsonite ? C'est en effet ce que pensent G. Bossière et D. Shelley (1999), pour lesquels, à l'aube du nouveau millénaire, les pseu-

domorphoses pourraient être celles d'un plagioclase calcique. Cette hypothèse implique que les roches de Groix furent certes enfouies à grande profondeur au moment du développement de la glaucophane mais qu'elles se sont tardivement réchauffées pendant leur exhumation, sur leur chemin de retour vers la surface.

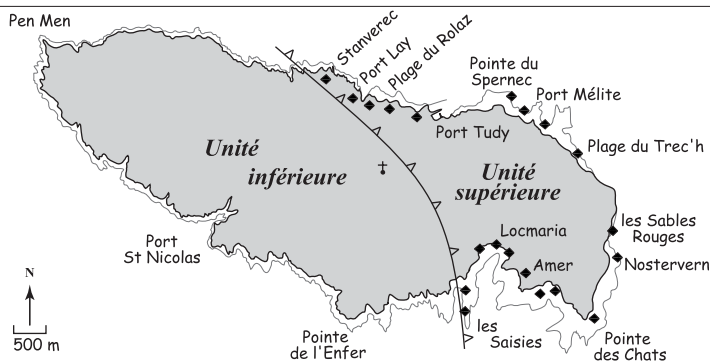
Ce sont toutes ces discussions que, du moins espérons-le, résout notre travail (en collaboration avec P. Pitra et M. Bohn). Nous ne pouvons ici entrer dans le détail des analyses et des calculs, mais soulignerons quelques conclusions de ce travail.

1. Les pseudomorphoses sont bien celles de lawsonite, parce que l'on a identifié clairement leur forme (analyse des angles interfaciaux par Félix) et la réaction de destruction qui conduit au fantôme (la lawsonite réagit avec la glaucophane pour former de l'épidote, de la chlorite et un mica, la paragonite).

2. Aucune relique de lawsonite n'est observée parce que la réaction de destruction libère de l'eau, les réactions de déshydratation étant toujours énergétiquement faciles, donc complètes.

3. La lawsonite coexiste avec l'épidote parce que cette dernière est stabilisée par le fer ferrique (Fe^{3+}). C'est seulement dans les roches dépourvues de fer ferrique, c'est-à-dire où tout le fer est divalent, que lawsonite et épidote (en toute rigueur : clinozoïsité) sont mutuellement incompatibles.

En conclusion, puissent les visiteurs de la Réserve Naturelle se souvenir que les fantômes qu'ils côtoient, fort nombreux en ces lieux, sont cependant d'une rareté plus grande encore que la glaucophane à l'échelle de la chaîne hercynienne. Sur toute l'étendue que cette chaîne de montagnes érigée il y a 300 millions d'années (des Appalaches à la Bohême), la lawsonite n'est connue que dans deux autres localités : au Portugal d'une part, en Galice (à l'ouest de la Corogne) d'autre part. Ce dernier gisement est d'ailleurs comparé par les géologues espagnols (J.I. Gil Ibarguchi, qui visita à plusieurs reprises notre île) à Groix. Une preuve de plus que Galice et Bretagne étaient, avant l'ouverture océanique dans le Golfe de Gascogne il y a environ 100 millions d'années, proches l'une de l'autre.



Répartition des pseudomorphoses de lawsonite (losanges) dans des schistes bleus à glaucophane-grenat de l'île de Groix.

variation des conditions P-T du métamorphisme, qui permettrait le développement de la lawsonite seulement dans la partie orientale de l'île ; ou les roches des deux parties de l'île ont des compositions chimiques différentes et la lawsonite ne pourrait alors croître que dans les metabasites d'un certain type, seulement présents dans la partie orientale de l'île. Les analyses chimiques des roches excluent en fait cette seconde hypothèse (des roches de composition semblables sont connues dans les deux parties de l'île), et c'est donc bien une différence de conditions P-T que révèle la répartition de la lawsonite. Autre observation, la limite de répartition des assemblages à grenat-glaucophane-lawsonite est indistinguable de la limite séparant les micaschistes graphiteux des micaschistes non graphiteux. Cette coïncidence est difficile à expliquer, si ce n'est en considérant que les métasédiments non graphiteux appartiennent à une unité distincte des métasédiments graphiteux.

De la zone de subduction à la chaîne de montagne

L'histoire géologique des roches groisillonnes peut donc être résumée comme suit.

1. Volcanisme et sédimentation prirent place pendant un épisode de divergence des plaques, dans un domaine océanique de faible dimension, probablement au Paléozoïque inférieur (480-420 Ma).
2. La convergence des plaques conduisit à la subduction de ce domaine océanique, subduction pendant laquelle se développa la déformation ductile (schis-

tosité, plis, boudins, ...) et le métamorphisme (croissance de la glaucophane, etc ...). Certaines roches (la portion orientale de l'île) furent enfouies à des profondeurs élevées (environ 60 km), celles à laquelle l'association grenat-glaucophane-lawsonite devient stable. D'autres roches (la portion occidentale de l'île) ont été enfouies à des profondeurs moindres (environ 40 km), ne permettant pas l'apparition de cette association. Cette étape est, selon les données géochronologiques récentes obtenues par Valérie Bosse, Gilbert Féraud et Jean-Jacques Peucat (des universités de Clermont-Ferrand, Nice et Rennes, respectivement), âgée d'environ 370-360 millions d'années.

3. La convergence des plaques se poursuivant, les roches les plus profondément enfouies (**unité supérieure**) sont venues se superposer (c'est-à-dire chevaucher) aux roches moins profondément enfouies (**unité inférieure**). Cette étape est responsable de l'organisation globale actuelle de l'île, caractérisée par le fait que les micaschistes à grenat-chloritoïde et les schistes bleus sont situés au-dessus des micaschistes graphiteux (sans grenat) et des schistes verts. Les données géochronologiques, obtenues par les mêmes auteurs, permettent d'établir que cette superposition eut lieu aux environs de 350-340 Ma, c'est-à-dire au début du Carbonifère. Le résultat a été un épaississement de la croûte, que traduit la formation d'un relief: la chaîne hercynienne.

4. Dès qu'elle est constituée en tant que relief, la chaîne hercynienne est instable. Soumise à l'érosion, ses matériaux sont transportés par des rivières et déposés dans des bassins marécageux où prospéraient les premières forêts, lesquelles

Histoire géologique de l'île de Groix

		Âge	Histoire géologique de Groix	Histoire géologique de la chaîne hercynienne
Permien		300 Ma	 Mouvement extensif sur failles normales (fragiles) (300 Ma ?)	Ré-équibration de la croûte épaissie (effondrement gravitaire de la chaîne hercynienne)
Carbonifère	Sup.	318 Ma		
	Inf.	360 Ma	 Chevauchement (ductile) de l'unité orientale (Pointe des Chats) sur l'unité occidentale (Pen Men) (350-340 Ma)	Exhumation des roches métamorphiques durant la collision continentale
Dévonien		416 Ma	 Transformation des basaltes et dolérites en schistes bleus et des argilites en micaschistes (360-370 Ma)	Enfouissement des roches volcaniques et sédimentaires à grande profondeur dans une zone de subduction
Silurien		444 Ma	 Coulées/sills de basaltes/dolérites et sédimentation des argilites et des cherts (radiolarites?)	Ouverture océanique
Ordovicien		488 Ma		
Cambrien		542 Ma		

vont se transformer en charbon. Par ailleurs, la croûte épaissie se réchauffe, et s'effondre sous son poids. Cet épisode se traduit sur le terrain par de nombreuses failles normales, de faible rejet, qui tendent à disloquer les couches. Ces failles normales sont facilement observables dans la Réserve Naturelle, à proximité de la tombe viking. Leur âge ne peut cependant y être rigoureusement établi. C'est seulement par comparaison avec les travaux en cours (par Denis Gapais, de l'Université de Rennes) dans d'autres secteurs du Massif armoricain, comme la presqu'île de Quiberon, que cet événement peut être compris.

A l'issue de ce dernier épisode, l'océan a disparu, la montagne est aplanie: une autre histoire commence. ■

Quelques références utiles

AUDREN C. et al. 1993 - Carte géologique de la France au 1:250000, Feuille Ile de Groix. BRGM, Orléans.

BALLEVRE M., BOSSE V. & FERAUD G. 2003 - Groix, une île fossile. *Pour la Science*, mars 2003, p. 72-79.

TROMPETTE R. 2003 - Une planète singulière: la Terre. Editions Belin, Paris, 304 p.

Toutes les photos sont de Michel Ballèvre.

Michel BALLEVRE est Professeur à l'Université de Rennes 1. **Valérie BOSSE** est Maître de Conférences à l'Université de Clermont-Ferrand.