

en abondance du fer et surtout du manganèse, et pourraient provenir de minéralisations hydrothermales associées au volcanisme sous-marin. Il ne fait donc aucun doute que les roches de l'île de Groix reflètent dans leur diversité les processus volcaniques et sédimentaires ayant lieu dans l'océan à quelques milliers de mètres de profondeur.

Pour autant, il est impossible de reconnaître à Groix une section complète de plaque océanique, telle qu'elle est observée dans les Alpes ou en Oman par exemple. On n'y trouve ni péridotite ni gabbro. En outre, on n'a identifié aucune lave sous-marine solidifiée, dont la coulée aurait une forme caractéristique de coussins. Les basaltes métamorphisés de Groix dérivent plus probablement de filons recoupant ou s'insinuant au sein des sédiments. En outre, les roches de l'île de Groix sont constituées à plus de 90 pour cent de sédiments, dans lesquels sont intercalées les roches d'origine volcanique.

Quelles péripéties géologiques ont-elles abouti à cette situation hors du commun ? Dans une première hypothèse, il pourrait s'agir d'un bassin océanique étroit, qui aurait reçu en abondance des sédiments détritiques en provenance de l'érosion des continents adjacents. Dans ce bassin, les laves basaltiques se seraient épanchées à la surface des sédiments ou insinuées entre les couches sédimentaires. Le golfe de Californie est un exemple actuel de ce type de processus. Dans une seconde hypothèse, l'île de Groix représenterait un fragment d'un prisme d'accrétion dans lequel sont incorporés des morceaux de plaque océanique ainsi que des sédiments détritiques d'origine continentale. Un analogue actuel de l'île de Groix serait alors la bordure pacifique des îles de l'archipel japonais, où se forme depuis une centaine de millions d'années un prisme d'accrétion lié à la subduction de l'océan Pacifique sous le Japon.

La composition raconte l'histoire

À quelle profondeur ont recristallisé les micaschistes et les schistes bleus ? Quelle était la température à cette profondeur ? Quels minéraux étaient à l'équilibre à un moment donné dans la roche, et quels minéraux se sont succédé dans le temps ? Pour répondre à ces questions, les géologues procèdent en trois étapes. Tout d'abord, ils examinent les roches au microscope optique, ce qui permet d'identifier les minéraux (tous ne sont pas visibles à l'œil nu), et de savoir dans quel ordre ils sont apparus au cours du temps dans la roche. Dans le cas de roches déformées, on détermine ainsi si les minéraux qu'elles contiennent sont antérieurs ou non à la déformation. Par exemple, le grenat et la glaucophane sont des minéraux précoces, contemporains des déformations qu'ont subies les roches où ils sont emprisonnés, car ils sont eux aussi déformés. On en déduit que ces minéraux ont été en partie remplacés par de la chlorite et de l'albite seulement après que la roche a cessé de se déformer.

La deuxième étape est celle de la détermination de la composition chimique des minéraux, car celle-ci varie également en fonction de la pression et de la température. La microsonde électronique (avec laquelle on étudie le rayonnement émis après bombardement d'électrons) permet une analyse de la composition, et fournit une image de la répartition des constituants des grains (voir la figure 5). Dans le grenat par exemple, la teneur en manganèse est élevée au cœur des grains, puis s'appauvrit progressivement du cœur vers la périphérie. Dans le grenat également, les concentrations en fer et en magnésium augmentent du cœur vers la périphérie, tandis que les teneurs en calcium diminuent. Ces variations résultent de la combinaison de deux mécanismes. Quand un germe cristallin se forme, certains éléments,

4. ÉVOLUTION DES ROCHES
présentes dans la plaque océanique lors de leur enfouissement dans la zone de subduction. On distingue trois types de roche au départ : le basalte, l'argilite et la radiolarite. À mesure que la pression augmente, des minéraux différents apparaissent.

PRESSION ↓	ROCHES ORIGINELLES		
	LAVE	SÉDIMENTS	
	BASALTE (OLIVINE ET PYROXÈNE DANS UNE PÂTE VITREUSE)	ARGILITE (CRISTAUX MICROSCOPIQUES D'ARGILE ET GRAINS DE SABLE)	RADIOLARITE (COQUILLES DE RADIOLAIRES)
	ROCHES MÉTAMORPHIQUES		
	SCHISTE VERT ACTINOTE : $Ca(Fe, Mg)_5Si_8O_{22}(OH)_2$ CHLORITE : $(Fe, Mg)_{10}Al_4Si_6O_{20}(OH)_{16}$ ÉPIDOTE : $Ca_2FeAl_2Si_3O_{12}(OH)$ ALBITE $NaAlSi_3O_8$	MICASCHISTE MUSCOVITE $Al_3Si_3O_{10}(OH)_2$ CHLORITE	MÉTACHERT ROCHE ESSENTIELLEMENT CONSTITUÉE DE QUARTZ
4 à 8×10^8 pascals			
8 à 12×10^8 pascals 16 à 18×10^8 pascals	SCHISTE BLEU GRENAT : $(Fe, Mg)_3Al_2Si_3O_{12}$ GLAUCOPHANE $Na_2(Fe, Mg)_3Al_2Si_8O_{22}(OH)_2$ ET ÉPIDOTE	MICASCHISTE MUSCOVITE GRENAT CHLORITOÏDE : $(Fe, Mg)_2Al_4Si_2O_{10}(OH)_4$	
>15 à 20×10^8 pascals	ÉCLOGITE GRENAT PYROXÈNE $NaAlSi_2O_6$	MICASCHISTE MUSCOVITE GRENAT DISTHÈNE : Al_2SiO_5	

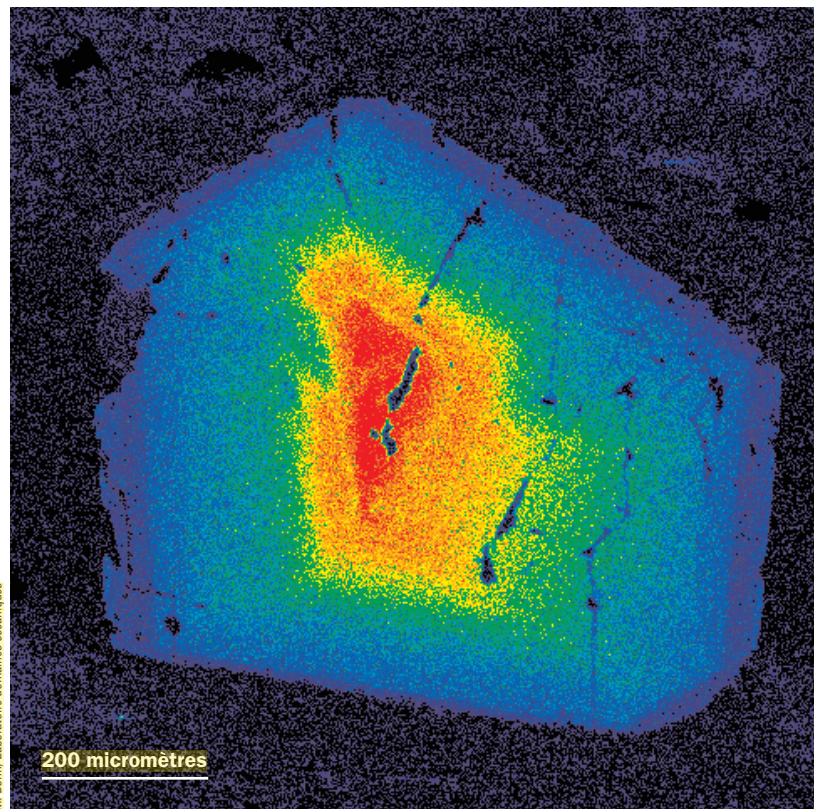
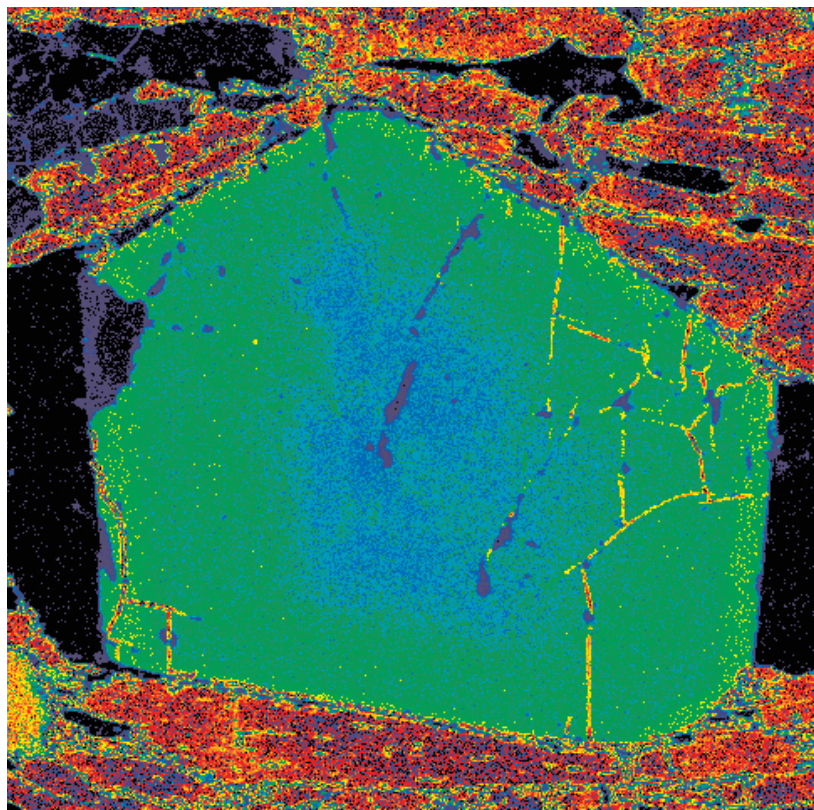
tel le manganèse, s'y concentrent, et la matrice s'appauvrit en ces éléments. Le grenat doit en outre partager la quantité de fer et de magnésium disponible dans la roche avec d'autres minéraux, par exemple la glaucophane. La quantité relative de fer et de magnésium dans chaque espèce minérale dépend de la pression et de la température. Comme ces deux paramètres varient au cours du temps – puisque la roche est enfouie dans la zone de subduction à des profondeurs de plus en plus importantes –, l'évolution de la quantité relative de fer et de magnésium du cœur vers la périphérie du grenat constitue un enregistrement de l'histoire de la subduction.

Lors de la troisième étape, on calcule, d'après les propriétés thermodynamiques des minéraux, déterminées expérimentalement, à quelles conditions de pression et de température ces minéraux ont cristallisé. Dans le cas présenté ci-dessus, on a montré que le début de la croissance du grenat a eu lieu entre 8 et 10×10^8 pascals et à 400°C , tandis que sa croissance s'est achevée vers 18×10^8 pascals et 500°C . Autrement dit, les roches de l'île de Groix sont passées de quelque 25-30 kilomètres à 55-60 kilomètres alors que leur température augmentait seulement de 100°C . Ce gradient thermique, extrêmement faible (environ 3 à 5°C par kilomètre), doit être comparé au gradient normal, observé par exemple aujourd'hui dans le Bassin parisien, qui est de l'ordre de 30°C par kilomètre. C'est justement ce faible gradient qui est – nous l'avons vu – caractéristique des zones de subduction, là où une plaque froide s'enfonce dans le manteau chaud.

Que se passe-t-il quand ces roches reviennent vers la surface, où nous les observons aujourd'hui ? En théorie, les roches devraient tendre vers un nouvel équilibre cristallographique. Par exemple, le grenat devrait disparaître, remplacé par des minéraux stables à des pressions et à des températures inférieures, tel la chlorite. Dans certaines roches, on observe bien le remplacement du grenat par la chlorite, mais cette transformation est souvent incomplète. Deux interprétations sont possibles. La première tient à la vitesse des réactions : si la remontée des roches vers la surface est rapide, les réactions n'ont pas le temps de se développer, et la composition des minéraux sous haute pression est figée par le refroidissement. Selon la seconde interprétation : contrairement au grenat, la chlorite est un minéral hydraté, contenant environ 12 pour cent d'eau, de sorte que sa croissance nécessite un apport d'eau, celle que contiennent les pores microscopiques de la roche ne suffisant pas. Or les roches ont été déshydratées durant leur enfouissement. En l'absence d'eau, le réajustement minéralogique ne peut avoir lieu durant l'exhumation des roches enfouies. Pour ces deux raisons (vitesse de refroidissement et absence d'eau), les schistes bleus sont encore visibles à Groix.

L'énigmatique exhumation

Si l'on comprend à peu près les mécanismes qui assurent la préservation des schistes bleus pendant leur remontée vers la surface, on comprend moins bien quel est le mécanisme responsable de cette remontée, un processus que les géologues nomment exhumation. Dès qu'une chaîne de montagnes est créée, elle est immédiatement soumise à l'érosion. Dès lors, le matériel emporté par les rivières sédimente dans les bassins continentaux ou marins qui bordent la chaîne de montagnes. Celle-ci, délestée d'une partie



M. Bohn, Laboratoire domaines océaniques

5. LE GRENAT a enregistré l'histoire de la roche environnante lors de la subduction. Ces images obtenues à la microsonde électronique par Marcel Bohn, du Laboratoire domaines océaniques (CNRS – IFREMER), montrent (en haut) que le cœur du grenat est pauvre en magnésium (en bleu) par rapport à la périphérie du même grain (le vert correspond à une concentration supérieure). Inversement, les teneurs en manganèse diminuent dans le même grenat du cœur vers la périphérie (en bas). Ces hétérogénéités chimiques reflètent les variations de pression et de température qu'a subies le grenat lors de sa croissance.

de son poids, remonte comme un navire qu'on aurait déchargé. Ainsi affleurent progressivement des roches qui étaient auparavant enfouies. Pour la plupart des géologues, l'érosion n'explique cependant pas, à elle seule, l'exhumation des schistes bleus. D'autres mécanismes s'ajoutent à l'érosion, par exemple la « régurgitation » de blocs rigides qui, en raison de leur faible densité, cessent de s'enfoncer plus profondément dans le manteau, ou encore l'extrusion des roches entre deux continents en collision (comme la pâte dentifrice expulsée d'un tube comprimé).

Si les roches de l'île de Groix témoignent de l'existence d'une ancienne zone de subduction, il nous reste à estimer quand cette zone de subduction a effectivement fonctionné. Un premier élément de réponse serait de connaître l'âge des anciennes coulées de basalte qui forment aujourd'hui les schistes bleus, ou l'âge du dépôt des argiles formant aujourd'hui les micaschistes, où des restes fossilisés d'organismes pourraient être conservés. En raison des intenses phénomènes de déformation et de recristallisation qu'ont subis ces roches, notre enquête est restée jusqu'à présent vaine : aucun fossile n'a été identifié, et aucun minéral précoce des anciens basaltes n'a été conservé. En revanche, grâce aux minéraux métamorphiques, il nous est possible de connaître l'âge de l'enfouissement de ces roches. En effet, les miné-

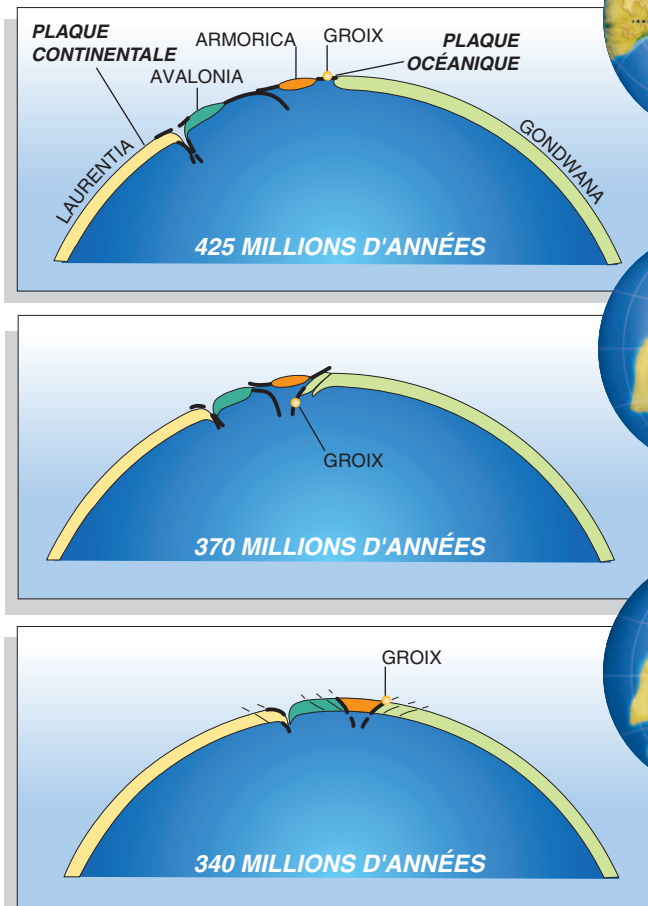
raux incorporent lors de leur cristallisation des éléments radioactifs (éléments-pères) qui, au cours du temps et à vitesse constante, se désintègrent en produisant des atomes généralement stables (éléments-fils) accompagnés de rayonnement (alpha, bêta et gamma). Si le minéral reste isolé de perturbations postérieures à sa cristallisation, la quantité d'éléments-fils formés est à chaque instant proportionnelle à la quantité d'éléments-pères non désintégrés. Cette dernière quantité diminue de moitié en un laps de temps appelé la période, caractéristique de l'élément considéré. En mesurant aujourd'hui les concentrations en éléments-pères et en éléments-fils dans le minéral, il nous est possible de connaître l'âge de sa cristallisation.

Les géochronomètres datent les minéraux

Il en est ainsi des micas, qui contiennent du potassium dont l'un des isotopes, le ^{40}K , est radioactif et se transforme en ^{40}Ar avec une période de 1,25 milliard d'années. D'autres géochronomètres peuvent être utilisés dans les roches de l'île de Groix, tel le rubidium 87 qui se désintègre en strontium ($^{87}\text{Rb} - ^{87}\text{Sr}$) avec une période égale à 48,8 milliards d'années, dans les micas et dans l'épidote, ou le samarium 147 qui se désintègre en néodymium ($^{147}\text{Sm} - ^{143}\text{Nd}$) avec une période de 100 milliards d'années, dans le grenat. Le choix d'un géochronomètre ou d'un autre est essentiellement fonction de la composition des minéraux métamorphiques (le chronomètre K - Ar ne peut être utilisé que dans les minéraux contenant du potassium), de la température à laquelle le système est isolé de l'extérieur (c'est-à-dire au-dessous de laquelle les échanges d'éléments-fils avec l'extérieur deviennent infiniment lents, de sorte qu'ils sont stockés dans le minéral), et de l'âge approximatif de l'échantillon.

Des analyses réalisées sur de nombreux échantillons et avec divers géochronomètres ont été effectuées depuis de nombreuses années sur les schistes bleus de Groix. Les résultats et les interprétations qui en découlent ont évolué avec les techniques employées, celles-ci devenant de plus en plus précises et permettant des analyses à des échelles de plus en plus petites.

Contrairement à certaines hypothèses qui faisaient des schistes bleus les témoins d'une subduction précambrienne (il y a plus de 540 millions d'années), il a été tout d'abord établi dans les années 1970 qu'ils s'étaient formés au Paléozoïque supérieur (entre 300 et 400 millions d'années) pendant la formation de la chaîne hercynienne. Par la suite, les résultats obtenus à l'aide des géochronomètres ont confirmé ces conclusions en donnant des âges également compris entre 300 et 400 millions d'années. En collaboration avec Jean-Jacques Peucat, du Laboratoire géosciences Rennes, deux d'entre nous (Valérie Bosse et Gilbert Féraud), avons réduit cet intervalle de temps grâce aux géochronomètres $^{87}\text{Rb} - ^{87}\text{Sr}$ et $^{40}\text{K} - ^{40}\text{Ar}$ utilisés sur des schistes bleus et sur des schistes verts. Les âges obtenus dans les schistes bleus se situent entre 360 et 370 millions d'années, tandis que les schistes verts sont



6. LA SUBDUCTION de Groix est survenue au Paléozoïque supérieur. L'île était originellement une portion du plancher de l'océan séparant la microplaque Armorica du Gondwana (en haut). Ces deux continents se rapprochant, Groix a été enfouie sous Armorica vers - 370 millions d'années (au milieu). L'île a été exhumée il y a 340 millions d'années (en bas).