

L'île de Groix: un témoin exceptionnel de l'histoire géologique hercynienne de l'Europe

Claude AUDREN ^{1,†}, Tahar AÏFA ^{1,*}, Bernhard SCHULZ ^{2,°},
Claude TRIBOULET ³

¹ Géosciences-Rennes, CNRS UMR6118, Université de Rennes 1, Bât.15, Campus de Beaulieu, 35042, Rennes cedex, France, *e-mail: tahar.aifa@univ-rennes1.fr

² Laboratoire de Géologie et de Minéralogie, Université d'Erlangen, Allemagne, °actuellement à Institute of Mineralogy, University of Mining and Technology, Brennhausgasse 14, D-09596 Freiberg, Saxony, Allemagne

³ Laboratoire de Pétrologie Minéralogique, Université Pierre et Marie Curie, CNRS URA736, 4, Place Jussieu, 75252 Paris, France

RESUME: L'île de Groix, située au Sud de la Bretagne, est reconnue pour ses affleurements de schistes bleus. Ces séries sont constituées de formations sédimentaires et océaniques qui représentent un lambeau de la subduction liée à l'histoire pre-varisque. Au cours du Carbonifère les schistes bleus, probablement d'âge Silurien, étaient affectés par la dernière phase hercynienne (D2+D3). L'axe du plissement est connu pour décrire une forme de S à l'envers entre les îles de Groix et Belle-île. Cette forme est soigneusement contrôlée par des données de plongées sous-marines.

Les minéraux comme le glaucophane, le grenat, l'amphibolite bleue-verte ont enregistré des chemins pression (P) - température (T) complets ou partiels en fonction de leurs conditions structurales d'affleurement (niches). Les minéraux magnétiques qui leur sont associés (magnétite et titanomagnétite pour l'essentiel) ont conservé des directions d'aimantation rémanente primaires ou secondaires, enregistrant ainsi des rotations ductiles totales ou partielles au cours du déplacement de l'île de Groix de l'hémisphère sud vers l'hémisphère nord. L'anisotropie de susceptibilité magnétique a permis quant à elle d'enregistrer la totalité de la rotation ductile qui croît du nord-ouest au sud-est de l'île.

AVERTISSEMENT : Claude Audren nous a quitté depuis 2002, un article de lui dans ce bulletin ne manquera pas de surprendre nombre de géologues. Cela mérite donc une explication.

Claude était un géologue de terrain, d'une race en voie de disparition en Bretagne. Son terrain, c'était le Morbihan, principalement le littoral, et tout particulièrement les îles de Belle-Ile-en-Mer et de Groix. Il était un infatigable pédagogue toujours prêt à guider ceux qui le souhaitent, expliquant longuement, aidé de ses classeurs plastiques insensibles aux grains bretons et riches d'innombrables illustrations de toutes sortes venant à l'appui du discours. Claude était aussi de l'aventure de la réserve naturelle François Le Bail depuis la première heure et il a contribué à la renaissance de la SGMB.

Dans ses cartons à sa disparition, se trouvait un article de synthèse de ses idées sur la géologie de Groix, écrit pour un document destiné à un « large public ». Diverses raisons ont fait que le projet n'a pas abouti. Nous avons longuement hésité mais il nous a semblé que nous lui devions cette publication posthume. D'autres idées s'imposent sur la géologie de Groix et Claude n'est plus là pour participer à la discussion. Mais sa vision qui intègre diverses approches qui ont fait l'objet de publications partielles dans les revues scientifiques les plus reconnues, est originale et mérite d'être donnée. Le bulletin de la SGMB est là dans son rôle de conserver cette mémoire des travaux régionaux.

Ces résultats montrent que la direction de linéament initiale entre les îles de Groix et Belle-île a subi une rotation horaire voisine de 90°. Cette courbure locale dans l'axe du pli D2-D3 est à l'origine du processus de poinçonnement prédit par le modèle de suture sud-armoricaine proposé. Les données thermobarométriques montrent deux pics de métamorphisme à 396 Ma et 340 Ma, attribués à l'exhumation puis à la résidence des schistes bleus en profondeur, contrôlés respectivement par la remontée en latitude de l'Afrique (poinçon Gondwana-Laurasie) puis sa rotation horaire en accord avec les résultats paléomagnétiques, à savoir les composantes d'aimantation rémanente combinées aux données de l'anisotropie de susceptibilité magnétique.

Mots clés: Groix, schiste bleu, grenat, métamorphisme, magnétisme, minéral, hercynien, géodynamique.

The Ile de Groix: an exceptional witness of the Hercynian geological history of Europe

ABSTRACT: The island of Groix, located south of Brittany, is famous for its blueschist outcrops. These series are made up of oceanic and sedimentary formations which represent a remnant of subduction related pre-variscan history. During Carboniferous times the blueschists, probably of Silurian age, were affected by Late (D2+D3) Hercynian folding. The folding axis is known to depict an inverted S shape between Groix and Belle-Ile islands. This shape is carefully documented by skin diving data. Minerals like glaucophane, garnet, blue-green amphibolite have recorded complete or partial pressure (P) - temperature (T) paths in relationship with structural outcrop conditions (niches). Associated magnetic minerals (mainly magnetite and titanomagnetite) have preserved their primary or secondary directions of magnetization, hence recording ductile complete or partial rotations during the drift of the Ile de Groix from the Southern hemisphere towards the Northern hemisphere. Anisotropy of magnetic susceptibility makes it possible to record the total amount of the ductile rotation which increases from the North-West to the South-East of the island. These results show that the initial linear trending between Groix and Belle-Ile islands is bent by around 90° in a clockwise rotation. This local curvature in the D2-D3 fold axis is at the origin of the impingement process, predicted by the proposed model of the south Armorican suture. Thermobarometric data show two metamorphic peaks at 396 Ma and 340 Ma, attributed to the exhumation and residence of blueschists at depth, controlled respectively by the South-North drift of Africa (Gondwana-Laurasia indentation) and its clockwise rotation in agreement with the paleomagnetic results, namely components of remanent magnetization combined with anisotropy of magnetic susceptibility data.

Keywords: Groix, blueschist, garnet, metamorphism, magnetism, mineral, Hercynian, geodynamics.

1- Introduction : un siècle de recherches

L'île de Groix est célèbre pour ses minéraux, et dès 1883, à la suite du Comte De Limur (1884), Barrois (1883a, 1883b) la comparait à un "*véritable écrin*" contenant des "*gemmes*" remarquables par leur variété, leur beauté et leur rareté. L'identification et la description des espèces minérales représentaient à cette époque le premier stade des recherches sur les roches de l'île, et représentent encore un de ses pôles dont l'intérêt a été renouvelé par la découverte de minéraux manganésifères particuliers.

Le second stade des recherches, relancées par Cogné (1960) dans les années 1950-1965, correspond à l'analyse pétrographique des associations minérales corrélée à l'analyse géométrique des déformations successives. L'objectif essentiel était le premier décryptage de l'histoire métamorphique et structurale de l'île dans le contexte du massif armoricain et de la chaîne hercynienne de l'Europe de l'Ouest.

Le troisième stade des recherches, dans les années 1970-1985, porte l'empreinte d'une révolution conceptuelle majeure dans les sciences géologiques: la théorie de la tectonique des plaques et son application aux chaînes de montagne anciennes. Un tel cadre géodynamique, immédiatement explicatif mais surtout prédictif, a donné une spectaculaire cohérence aux nouveaux résultats obtenus à Groix, 1) sur la déformation des roches (découverte des plis en "fourreau" et modélisation analogique de leur genèse) (Quinquis et al., 1978), 2) sur l'étude physico-chimique du métamorphisme et les premières estimations des conditions pression-température de formation des roches (Bernard-Griffiths et al., 1986 ; Perchuk, 1991), 3) sur les relations entre les minéraux du métamorphisme et les microstructures produites par les déformations successives (Barrientos, 1992 ; Triboulet, 1992 ; Triboulet et al., 1992), 4) sur l'âge du métamorphisme obtenu par les méthodes de la géochronologie (âge radiométrique donné par l'étude de certains isotopes contenus dans les minéraux (Peucat et Cogné, 1977 ; Peucat, 1986 ; Bosse et al., 2000), 5) sur la cartographie géologique et la structure du plateau continental submergé de la Bretagne méridionale et singulièrement le plateau continental situé autour de Groix et de Belle-île-en-mer (Lefort et Vignerresse, 1992).

L'état actuel des connaissances constitue le quatrième stade des recherches (années 1990-2001) qui correspond à l'établissement des premiers "*chemins*" pression-température enregistrés par les "*schistes bleus*" et obtenus par les méthodes de la géothermobarométrie (calcul des pressions et des températures suivant les lois de la thermodynamique, voir par exemple Perchuk (1991)). Les variations successives de pression et de température illustrées par ces "*chemins*" permettent d'argumenter les deux stades de l'histoire d'une chaîne de montagne (ici, la chaîne hercynienne): la *collision* ou construction de la chaîne par empilement de nappes aboutissant à un épaississement de la

croûte continentale, et *l'exhumation* ou destruction de la chaîne par érosion combinée à l'écroulement de celle-ci sous l'effet de son propre poids (England et Richardson, 1977).

Ce n'est enfin que très récemment (Aïfa et al., 1995, Lefort et al., 1998 ; Lefort et al., 2001) que l'étude du paléomagnétisme (champ magnétique fossile enregistré par certains minéraux contenus dans les roches) et de l'anisotropie de susceptibilité magnétique (capacité des minéraux d'enregistrer des fabriques magnétiques) a mis en évidence les déplacements indépendants de Groix par rapport au continent au cours de l'histoire de la chaîne hercynienne.

Penn ar bed a publié en 1970 un volume spécial sur les "*minéraux de Basse-Bretagne*" dans lequel Le Bail (1970) décrivait en détail les minéraux de l'île de Groix, ainsi que leurs principaux gisements. La carte géologique de l'île de Groix (Audren et al., 1993), publiée par le BRGM à l'échelle du 1/25000^{ème} et accompagnée d'une notice détaillée, fournira au lecteur une partie des données scientifiques nécessaires à la compréhension de l'histoire géologique (compliquée mais passionnante) proposée dans cet article.

L'aspect patrimonial concernant la protection des sites géologiques remarquables, est développé dans un article rédigé par Audren (1999).

Le lecteur doit être conscient que les recherches sur la géologie de l'île de Groix sont internationales et concurrentielles. Les résultats publiés sont parfois contradictoires et entretiennent de vigoureuses controverses sur le terrain, dans les laboratoires et lors des congrès à moins qu'ils ne s'ignorent cordialement. De ce point de vue, le contenu de cet article ne reflète que les travaux des quatre auteurs et ne constitue, en aucun cas, une aimable et consensuelle synthèse géologiquement correcte.

2- Le cadre géologique

Située à une dizaine de kilomètres au large des côtes lorientaises, l'île de Groix représente la partie émergée d'un ensemble de roches métamorphiques particulières connues sous le nom de "*schistes bleus*" (Figure 1). Cet ensemble de 50 km de long sur 8 à 10 km de large affleure sous 5 à 40 m d'eau, entre les îles de Glénan au nord-ouest, la presqu'île de Quiberon au sud-est et Belle-île-en-mer au sud-sud-est. Ses limites sont des discontinuités de socle détectées par des méthodes géophysiques (sismique, magnétisme, gravimétrie) et interprétées comme des failles sub-verticales en ce qui concerne les limites ouest et sud-ouest, et comme une faille chevauchante en ce qui concerne sa limite nord-est (Lefort et Vignerresse, 1992).

L'étude du plateau continental par carottages et plongées sous-marines a permis de réaliser une carte structurale et lithologique relativement précise autour de l'île de Groix (Lefort et al., 1982).

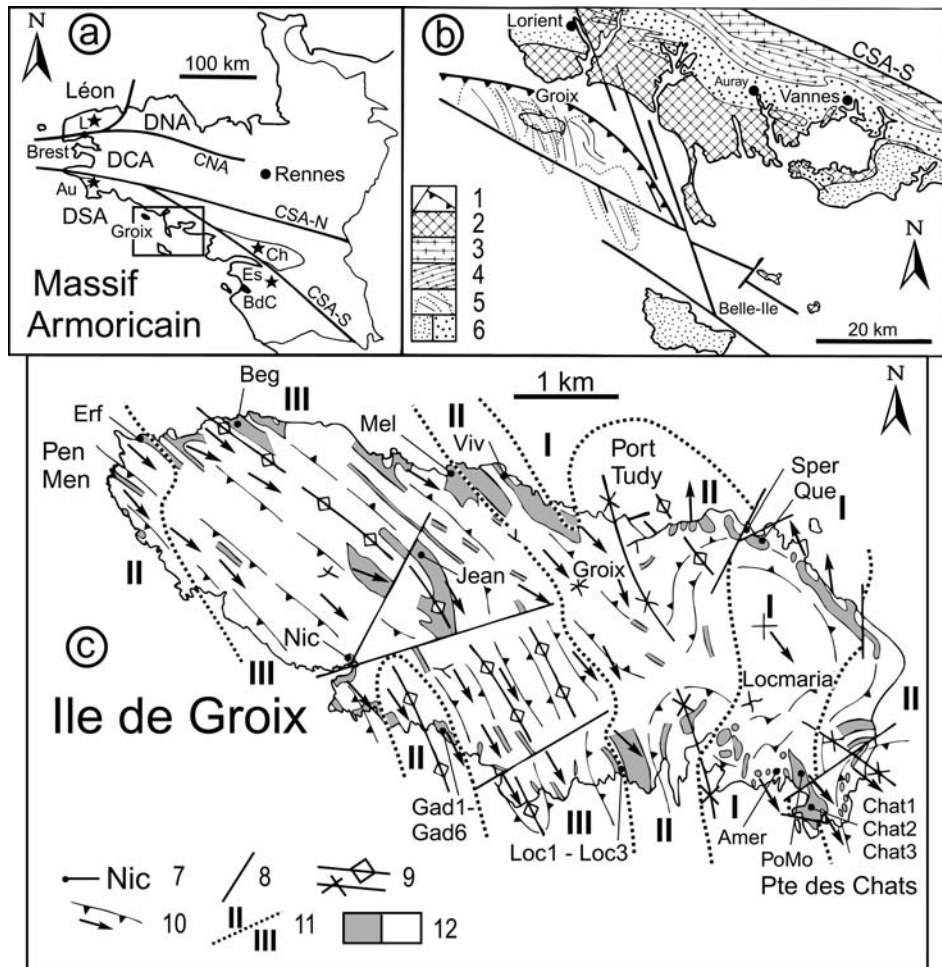


Figure 1. Géologie régionale du Massif Armoricain (modifié d'après Schulz et al., 2001). (a) Subdivision tectonique et présence de roches à haute pression (étoiles) séparée de l'île de Groix. AU: Baie d'Audierne, BdC: Bois de Cené, Ch: Champtoceaux, Es: Essart, L: Lesneven, DCA: Domaine Centre Armoricain, DNA: Domaine Nord Armoricain, DSA: Domaine Sud Armoricain, CNA: Cisaillement Nord Armoricain, CSA-N: Cisaillement Sud Armoricain (branche nord), CSA-S: Cisaillement Sud Armoricain (branche sud). (b) Carte géologique du Domaine Sud Armoricain. (c) Géologie structurale de l'île de Groix (compilée de Audren et al., 1993) et localisation des échantillons: Amer: Anse d'Amer, Beg: Beg Melen, Chat: Pointe des Chats, Gad: Gadoeric, Erf: Erfons, Jean: Fontaine de St. Jean, Loc: Locqueltas, Mel: Port Melin, Nic: Port St. Nicolas, PoMo: Port Morvil, Que: Quedoul, Sper: Spernac, Viv: Les Viviers. 1. Faille, chevauchement, 2. Granites 340-300 Ma, 3. Leucogranite 340 Ma, 4. Granite d'anatéxie 376 Ma, 5. Schistes bleus, zones de linéation, 6. Micaschistes, migmatites, 7. Site d'échantillonnage, 8. Faille, 9. Antiforme, synforme F2, 10. Foliation S1, linéation L1, 11. Zones métamorphiques I - III, 12. Métabasites, micaschistes.

Figure 1. Regional geology in the Armorican Massif (modified from Schulz et al., 2001). (a) Tectonic subdivision and occurrences of high-pressure rocks (stars) apart from the Ile de Groix. AU: Baie d'Audierne, BdC: Bois de Cené, Ch: Champtoceaux, Es: Essart, L: Lesneven, DCA: Central Armorican Domain, DNA: North Armorican Domain, DSA: South Armorican Domain, CNA: North Armorican Shear Zone, CSA-N: South Armorican Shear Zone (northern branch), CSA-S: South Armorican Shear Zone (southern branch). (b) Geological map of the South Armorican Domain. (c) Structural geology in the island of Groix (compiled from Audren et al., 1993) and sample locations: *Amer*: Anse d'Amer, *Beg*: Beg Melen, *Chat*: Pointe des Chats, *Gad*: Gadoeric, *Erf*: Erfons, *Jean*: Fontaine de St. Jean, *Loc*: Locqueltas, *Mel*: Port Melin, *Nic*: Port St. Nicolas, *PoMo*: Port Morvil, *Que*: Quedoul, *Sper*: Spernec, *Viv*: Les Viviers. 1. Fault, thrust, 2. Granites 340-300 Ma, 3. Leucogranite 340 Ma, 4. Anatectic granite 376 Ma, 5. Blueschists, lineation zones, 6. Micaschists, migmatites, 7. Sampling site, 8. Fault, 9. F2 antiform, synform, 10. S1 foliation, L1 lineation, 11. Metamorphic zones I - III, 12. Metabasites, micaschists.

Cette carte montre que les "*schistes bleus*" sont en contact vers le nord-est, avec des matériaux de nature très différente mais tout à fait identiques aux matériaux constituant les séries volcano-sédimentaires et volcaniques de Belle-île-en-mer (Figure 1b). Ce contact anormal est un plan de faille faiblement incliné vers le sud-ouest, qui matérialise le chevauchement des "*schistes bleus*" de l'île de Groix sur les séries de Belle-île-en-mer. La coupe géologique présentée montre ainsi que les "*schistes bleus*" et leur partie émergente l'île de Groix, forment ce que l'on appelle une "*klippe*" de 1 km d'épaisseur environ, et qu'ils sont *allochtones*, non seulement sur les séries de Belle-île, mais aussi sur les séries du Pouldu qui affleurent sur le continent. Ceci signifie que les "*schistes bleus*" ne se sont pas formés là où on les observe actuellement et qu'ils ont été déplacés de leur région source, non encore identifiée, à la suite de la formation de la chaîne hercynienne.

Les roches métamorphiques de l'île de Groix constituent, de ce fait, une relique précieuse ayant conservé la mémoire d'évènements géologiques précoces qui se sont déroulés dans une partie à présent inaccessible de cette chaîne.

Les progrès de la géochimie isotopique, de la pétrologie du métamorphisme, de la modélisation analogique et de l'analyse de la déformation permettent d'interroger de manière plus approfondie les divers composants de cette mémoire ancienne. C'est ainsi que la mémoire chimique des roches totales permet d'envisager l'origine des matériaux, que la mémoire chimique des minéraux permet d'envisager les conditions physiques de leur formation et que la mémoire isotopique permet d'envisager leur âge radiométrique. La mémoire chimique des minéraux couplée à la mémoire structurale permet également d'envisager les conditions physiques d'acquisition des déformations successives. Enfin, la mémoire magnétique enregistrée par certains minéraux (oxydes de fer magnétiques) contenus en abondance dans les "*schistes bleus*", permet de remonter aux champs magnétiques fossiles qui existaient lors de leur formation.

3- Des micaschistes contenant des glaucophanites

L'île de Groix est principalement constituée de micaschistes variés et de gneiss albitiques (roches "acides") de teinte claire contenant des niveaux continus ou discontinus d'amphibolites (roches "basiques") reconnaissables à leur teinte sombre. Des veines de quartz de toute taille constituent un réseau dense et complexe étroitement associé aux structures. Ces veines peuvent représenter entre 25% et 50% du volume des affleurements de certains micaschistes.

Les micaschistes et les gneiss représentent plus de 80% des affleurements dans l'intérieur de l'île et dans les falaises (Müller et al. , 1995). L'abondance relative de telle ou telle espèce minérale intervenant dans la composition minéralogique, détermine un certain nombre de variétés caractéristiques sans qu'il soit possible d'en restituer une cartographie cohérente et significative. On distinguera ainsi des micaschistes à grenat, à chloritoïde, à chlorite et muscovite, à albite, etc... Des niveaux centimétriques de quartzites rubanés, de quartzites graphitiques et de quartzites à grenat s'y intercalent très irrégulièrement.

Les amphibolites représentent moins de 20 % des affleurements et apparaissent actuellement interstratifiées dans les micaschistes. Les niveaux continus dépassent rarement 50 mètres d'épaisseur (moitié ouest de l'île) et les niveaux de moindre épaisseur sont en général disloqués et isolés (boudins) par les déformations successives (moitié est de l'île). Le minéral caractéristique des amphibolites est une amphibole sodique de couleur bleu foncé (Leake, 1978): le glaucophane qui a donné à la roche le nom de "schistes bleus" (Figures 2a,b). Le glaucophane peut former une roche à lui tout seul (glaucophanite) ou être accompagné de minéraux comme le grenat (rouge), l'épidote (jaune), la phengite (mica blanc), l'albite (blanc), le pyroxène (vert jaune), etc... L'association pyroxène + grenat + glaucophane caractérise les "éclogites " qui représentent les roches dont le degré de métamorphisme est le plus élevé de l'île. L'abondance d'une amphibole alumineuse de couleur verte: l'actinote, caractérise les "schistes verts " ou "prasinites " qui représentent les roches dont le degré de métamorphisme est le plus faible de l'île mais dont la signature magnétique est relativement élevée. Un niveau de "serpentine", isolé par des failles dans l'anse de Tréhor, a pour origine une péridotite provenant d'une partie plus profonde de la croûte terrestre.

L'alternance à toutes les échelles de micaschistes et de niveaux d'amphibolites résulte vraisemblablement de l'interférence de processus sédimentaires, volcaniques et magmatiques. Ces processus ont produit des roches diverses dont la physionomie primaire a été profondément modifiée par le métamorphisme et dont la disposition originelle a été fortement perturbée, sinon totalement détruite, par les déformations ultérieures. Si l'on ne peut espérer reconstituer une colonne lithologique initiale complète, on peut, tout au moins, identifier certains composants en considérant leur composition chimique.

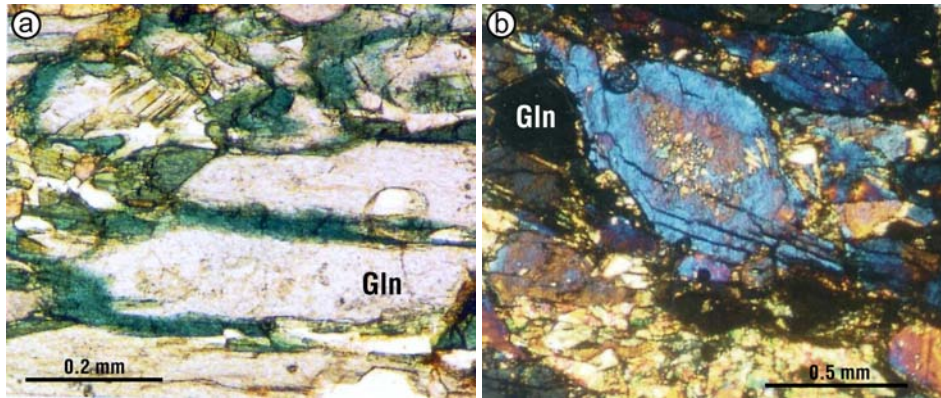


Figure 2. (a) Glaucophane (Gln) bordé par de l'amphibole bleu-vert dans une éclogite à glaucophane de la zone I, localisation : Amer, île de Groix (lumière polarisée). (b) glaucophane zoné dans un schiste bleu de la zone II de l'île de Groix, localisation: Pte des Chats (Photos: B. Schulz).

Figure 2. (a) Glaucophane (Gln) rimmed by blue-green amphibole in a glaucophane-eclogite from zone I, location Amer, Ile de Groix, Brittany (crossed nicols). (b) Zoned glaucophane in blueschist from zone II in the Ile de Groix, location: Pte des Chats (Photos: B. Schulz).

4- Tectonique des plaques et chimie des roches

Le concept de la tectonique des plaques implique qu'une chaîne de montagne se produise par *collision* de deux masses continentales (croûte continentale) initialement séparées par une aire océanique reposant sur un plancher (croûte océanique). Le déplacement relatif de ces plaques entraîne la fermeture de l'océan par *subduction* de la croûte océanique et sa disparition totale sous la croûte continentale. Dans le cas de l'île de Groix, une partie du plancher océanique a échappé à son inéluctable disparition sous la croûte continentale en passant par dessus celle-ci: on dit qu'il y a *obduction*.

La subduction peut être considérée comme un stade précoce de l'édification d'une chaîne de montagne, et à ce stade, on sait que la composition chimique globale de certaines roches, notamment volcaniques et magmatiques, est fonction de leur localisation par rapport à cette zone. Il est donc possible de retrouver, pour une roche ancienne dont la composition chimique globale est connue, la place qu'elle devait occuper avant la formation de la chaîne de montagne dans laquelle elle a été incorporée. Appliquée aux roches métamorphiques de l'île de Groix, cette démarche a montré que les amphibolites s'étaient formées à partir de basaltes océaniques et que les micaschistes s'étaient formés à partir de matériaux variés d'origine continentale. On doit alors admettre que la série lithologique initiale s'est construite par le mélange de matériaux d'origine océanique et continentale. Cette série comprenait des sédiments pélitiques ou grauwakeux (micaschistes et gneiss), contenant des niveaux riches en alumine (micaschistes à chloritoïde et à

grenat), en carbone (quartzites graphitiques), interstratifiés avec des sédiments résultant de la désagrégation de roches basiques (basaltes) et ultra basiques (péridotites). Ce matériel basique correspondait au fragment de l'ancien plancher océanique dont les produits de démantèlement par l'érosion se sont sédimentés en alternance avec des apports continentaux.

5- Le métamorphisme

La série lithologique décrite précédemment est transformée en roches métamorphiques exceptionnelles dans le massif armoricain et dans la chaîne hercynienne de l'Europe de l'Ouest.

L'étude du métamorphisme peut schématiquement se ramener à la détermination de la température (T) et de la pression (P) qui conditionnent l'existence des espèces et des associations d'espèces minérales. La détermination de P et de T a pour base la connaissance de la composition chimique des minéraux. Deux démarches complémentaires sont suivies:

- à partir d'une composition donnée, on essaie de reconstituer expérimentalement un minéral ou un assemblage de minéraux pour en définir les champs de stabilité.

- à partir de la composition mesurée de minéraux ou d'assemblages de minéraux constituant une roche métamorphique, on étudie les variations de la teneur de certains éléments chimiques. Ces variations sont sensibles soit à la température (géothermomètres) soit à la pression (géobaromètres). On peut ainsi calculer les valeurs de P et T selon les lois de la thermodynamique, pour un échantillon de roche donné. En fonction de ces valeurs on peut également estimer la profondeur à laquelle s'est formé cet échantillon de roche à l'intérieur de la croûte terrestre.

Comme la plupart des phénomènes géologiques, le métamorphisme varie en intensité dans l'espace et dans le temps. Les roches métamorphiques de l'île de Groix, et singulièrement les amphibolites, ont remarquablement conservé la mémoire d'une zonation spatiale et d'une zonation temporelle au cours des deux épisodes successifs d'un métamorphisme polyphasé.

Un premier épisode M1 de haute pression, basse à moyenne température (Figure 3), a transformé les matériaux basiques en amphibolites à glaucophane (Figure 2a) et en schistes verts, les péridotites en serpentinites et les matériaux acides en gneiss et micaschistes à grenat et chloritoïde.

Un second épisode M2 a déstabilisé partiellement les minéraux formés au cours de l'épisode précédent en donnant des minéraux de même nature mais stables à des pressions et des températures différentes des précédentes (Figure 3): amphibole bleu-vert et verte (Figure 2b), chlorite, épidote.

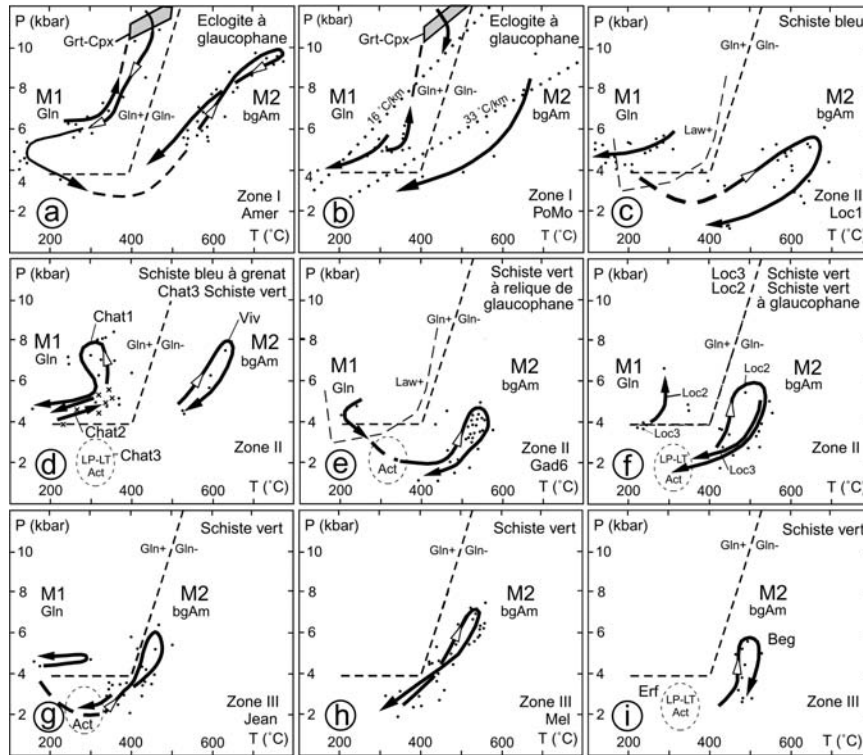


Figure 3. Trajets pression (P) - température (T) varisque du métamorphisme M1 et M2 dans les metabasites de l'île de Groix (modifié d'après Schulz et al., 2001). Données à partir d'échantillons sélectionnés individuellement dans les zones métamorphiques I, II et III. Les *Flèches* indiquent le trajet P-T à partir des orientations de la zonation d'amphibole dans le glaucophane (Gln) de M1 et des amphibolites bleue-vertes (bgAm) des assemblages minéralogiques de M2 (Triboulet, 1978). Les *lignes tiretées en gras* sont les connections déduites des trajets M1 et M2. La thermobarométrie en a, c, e, g et h est détaillée en Figures 7c,d, 8d-f et 9c,d de Schulz et al. (2001). En d le trajet P-T pour M1 dans l'échantillon Viv est supprimé. L'évolution métamorphique pendant M1 et M2 est caractérisée par des trajets P-T prograde et rétrograde plus ou moins complets. Croissance (Gln+) et diminution (Gln-) du glaucophane d'après Maresch (1977). Champ de stabilité de la lawsonite (Law+) comme présenté dans Spear (1993). Cpx: clinopyroxène, Grt : grenat.

Figure 3. Variscan Pressure (P) - Temperature (T) paths of M1 and M2 metamorphism in the Groix island metabasites (modified from Schulz et al., 2001). Data from selected individual samples in metamorphic zones I, II and III. *Arrows* indicate P-T paths derived from amphibole zonation trends in glaucophane (Gln) of M1 and blue-green amphibolites (bgAm) of M2 mineral assemblages (Triboulet, 1978). *Bold broken lines* are inferred connections of M1 and M2 paths. Thermobarometry in a, c, e, g and h is detailed in Figures 7c,d, 8d-f and 9c,d of Schultz et al. (2001). In d the P-T path for M1 in sample Viv is omitted. The metamorphic evolution during M1 and M2 is characterized by more or less complete prograde and retrograde P-T paths. Growth (Gln+) and consumption (Gln-) of glaucophane after Maresch (1977). Stability field of lawsonite (Law+) as presented in Spear (1993). Cpx: clinopyroxene, Grt: garnet.

5a- La mémoire spatiale du métamorphisme

La succession des minéraux ou des assemblages de minéraux dans l'espace définit une zonation spatiale: ce sont les *isogrades* ou limites d'iso-intensité du métamorphisme qui se représentent directement sur une carte. La construction des isogrades a été, historiquement, la première méthode de représentation des gradients de métamorphisme (intensité croissante ou décroissante).

Le **premier épisode de métamorphisme M1** se caractérise par des assemblages minéralogiques qui définissent *trois types principaux de faciès pétrographiques* correspondant aux trois zones I, II, III, délimitées sur la carte par des lignes courbes assimilables à des isogrades (Figure 1c). Ces trois zones se répartissent d'ouest en est suivant la disposition II/III/II/II, avec une récurrence de la zone II au vallon de Quéhello-Gadoéric.

Zone I: faciès éclogite à glaucophane pour lequel l'assemblage le plus fréquent est: omphacite (clinopyroxène calco-sodique) + glaucophane + grenat + épidote + albite + mica blanc + quartz. Dans les micaschistes et gneiss, l'assemblage équivalent est à grenat + chloritoïde + mica noir (stilpnomélane). La pression maximale enregistrée est de 10 à 12 Kbar et la température de 400 à 500 °C (Figures 3a,b).

Zone II: faciès schistes à glaucophane + grenat, sans clinopyroxène, pour lequel trois types d'assemblages existent à Groix: amphibole bleu-vert + glaucophane + grenat, amphibole bleu-vert + amphibole verte (actinote) + chlorite + grenat + épidote, amphibole bleu-vert + mica blanc (paragonite) + glaucophane + épidote. Dans les micaschistes, l'assemblage équivalent est à grenat + chlorite. La pression maximale enregistrée est de 8 Kbar et la température voisine de 400 °C (Figures 3c à f).

Zone III: faciès schistes verts à amphibole verte (actinote) + glaucophane + épidote + chlorite + amphibole bleu-vert. Dans les micaschistes, l'assemblage équivalent est à chloritoïde + chlorite. La pression maximale enregistrée est de 3 Kbar et la température voisine de 300 °C (Figures 3g à i).

Le **second épisode de métamorphisme M2** ne produit pas de zonation pétrographique particulière à l'échelle de l'île. Il se manifeste dans chacune des zones du premier épisode M1 par la formation de *minéraux de même nature*, mais dont la *composition chimique a cependant varié* dans les limites des mêmes champs de stabilité que les minéraux précédents.

Dans la **zone I**, le métamorphisme M2 est caractérisé par une pression maximale enregistrée de 8 Kbar et une température supérieure à 600 °C (Figures 3a,b).

Dans la **zone II**, le métamorphisme M2 est caractérisé par une pression maximale enregistrée de 6 Kbar et une température de 600 °C (Figures 3c à f).

Dans la **zone III**, le métamorphisme M2 est caractérisé par une pression maximale enregistrée de 5 Kbar et une température de 500 °C (Figures 3g à i).

On notera que l'association de certaines espèces minéralogiques suffit à déterminer un faciès pétrographique. Les autres espèces, très nombreuses, décrites par Le Bail (1970), peuvent coexister dans les trois zones sans modifications notables, ou se retrouver dans des fissures tardives.

5b- La mémoire temporelle du métamorphisme

La succession des minéraux ou des assemblages de minéraux dans le temps constitue un enregistrement plus ou moins complet et continu de l'évolution métamorphique depuis le stade initial jusqu'au stade final actuel. Cette zonation temporelle est représentée dans un diagramme Pression (P Kbar) - Température (T °C) par une courbe plus ou moins complexe qui traduit les variations de P et T au cours du temps. Cette courbe est connue sous le nom de "*chemin Pression Température*" et constitue, pour une roche donnée, l'enregistrement d'une partie essentielle de l'histoire géologique de la chaîne de montagne à laquelle elle appartient. Une "lecture" géodynamique littérale de la courbe est ainsi possible. La *collision*, entraînant *l'enfouissement des masses rocheuses*, est identifiée à la partie ascendante de la courbe lorsque la pression et la température augmentent: c'est le chemin prograde. L'*exhumation* est identifiée à sa partie descendante lorsque la pression et la température diminuent: c'est le chemin rétrograde.

La jonction entre les parties ascendantes et descendantes définit l'apex de la courbe ou "*pic du métamorphisme*" qui correspond à la pression et à la température maximales atteintes par les roches au cours du cycle géologique *collision-exhumation* (cycle de Wilson).

Les cristaux de glaucophane (Figure 2) ont, en particulier, exceptionnellement conservé la mémoire des variations de leur composition chimique ou zonation du début (cœur du minéral) à la fin (périphérie du minéral) de leur cristallisation (Holland et Richardson, 1979). À l'échelle du cristal l'analyse de cette zonation se fait à l'aide de la *microsonde électronique* qui permet de connaître la composition chimique d'un volume de 2 microns-cube de matière. Il a été dit précédemment que l'utilisation de géothermobaromètres appropriés permettait de passer des variations de composition chimique aux valeurs de pression et de température successives subies par un minéral du début à la fin de sa cristallisation et donc de construire un *chemin pression-température*. De tels chemins ont été construits dans les trois zones de métamorphisme I, II, III, et ont permis de reconstituer la totalité de l'histoire métamorphique et géodynamique de l'île de Groix. La surprise vient du fait que

chaque zone a enregistré un chemin différent pour M1 et M2, ce qui, en d'autres termes, signifie que chaque point de l'espace a sa propre évolution dans le temps. Le chemin le plus significatif est enregistré par les éclogites à glaucophane de l'Amer (côte sud de Locmaria) (Figure 3a), et sera donc pris comme exemple chronologique synthétique (Figure 4).

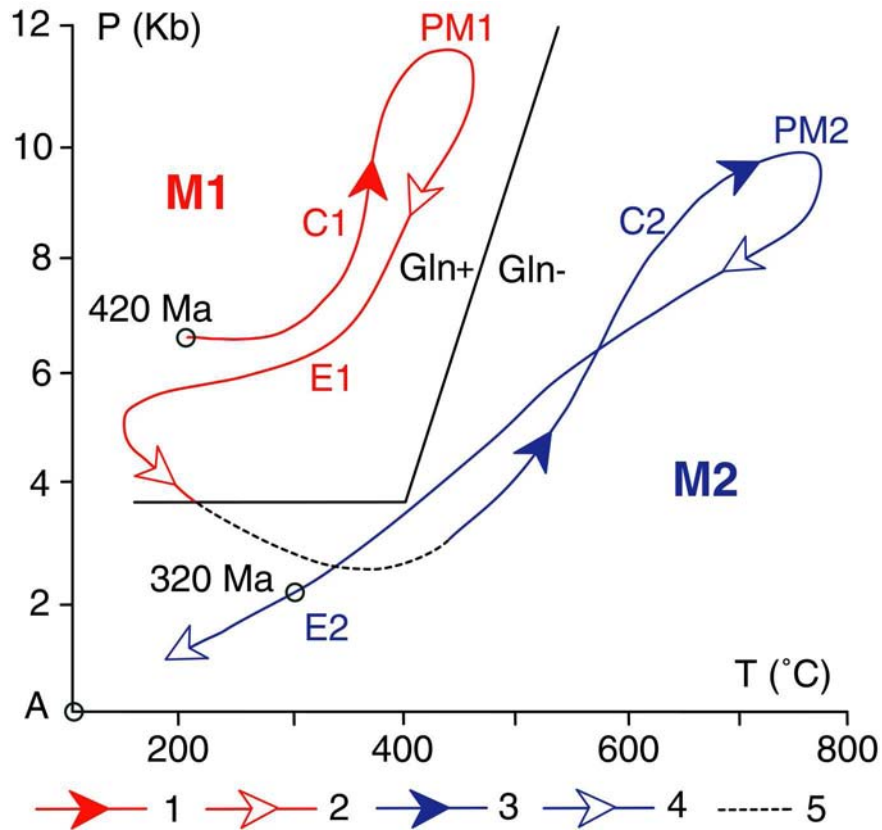


Figure 4. Chemin P-T synthétique enregistré par les éclogites à glaucophane de l'Amer, Zone I (chemin le plus complet). Chemins prograde (1,3) et rétrograde (2,4) des métamorphismes M1 et M2 respectivement. (5) chemin de transition entre M1 et M2. 1^{ère} (C1) et 2^{nde} (C2) phase de collision et exhumations partielle (E1) et complète (E2). PM1, PM2: pics des métamorphismes M1 et M2 respectivement. Zones de disparition (Gln+) et de stabilité (Gln-) du glaucophane. 420 Ma, 320 Ma: début et fin des événements. A : actuel

Figure 4. P-T synthetic path recorded within the glaucophane-eclogite at l'Amer, Zone I (the most complete path). Prograde (1,3) and retrograde (2,4) paths of M1 and M2 metamorphisms respectively. (5) Transition path between M1 and M2. 1st (C1) and 2nd (C2) phase of collision and partial (E1) and complete (E2) exhumations. PM1, PM2: M1 and M2 metamorphic peaks respectively. Disappearance (Gln+) and stability (Gln-) zones of glaucophane. 420 Ma, 320 Ma: beginning and end of the events. A: present.

On voit que ce chemin est composé de deux courbes séparées dont la "lecture" géodynamique littérale est la suivante: à une première phase de collision (C1) suivie d'une exhumation partielle (E1) succède une seconde phase de collision (C2) suivie d'une exhumation totale (E2). Une "lecture" au niveau des "*pics du métamorphisme*" montre que la première phase de collision (C1) correspond à des conditions pression-température (PM1) très différentes des conditions (PM2) de la seconde phase (C2) (Schulz et al., 2001). En fait, il semble que le processus de collision "normal" de la chaîne de montagne se soit considérablement ralenti, voire interrompu, provoquant une première exhumation. Cette première exhumation ne va pas, non plus, jusqu'à son terme car elle est interrompue par la reprise du processus de collision, mais dans des conditions différentes. Une seconde exhumation complète ou "normale" s'en suit qui permet alors aux schistes bleus d'atteindre leur niveau d'affleurement actuel. Ce sont principalement les variations de profondeur d'enfouissement qui conditionnent la naissance, la vie et, heureusement pour le géologue, la survie de ces roches peu ordinaires. On peut ainsi considérer qu'à la fin de la première exhumation (E1), les schistes bleus restent en "*résidence*" à une certaine profondeur qui correspond aux conditions pression-température dans lesquelles le glaucophane est stable. Ils n'atteignent donc pas encore la surface où ils risquaient de disparaître précocement. Le temps de "*résidence*" a été suffisamment long pour qu'ils puissent nous parvenir dans l'état remarquable de préservation qu'on leur connaît.

5c- L'âge du métamorphisme

La géochronologie appliquée aux roches de l'île de Groix a donné des âges radiométriques compris entre 420 et 320 millions d'années (Peucat et Cogné, 1977 ; Peucat, 1986 ; Bosse et al., 2000). On ne date donc pas un événement métamorphique précis mais un ensemble d'événements à 420, 396, 340 et 320 millions d'années, couvrant une période de près de 100 millions d'années ! Ces événements sont enregistrés par les isotopes contenus dans la roche totale (rubidium/strontium) ou dans certains minéraux comme le glaucophane (potassium/argon), le mica blanc (phengite) ou le grenat (argon/argon). La signification géologique précise de ces âges radiométriques reste souvent obscure et conduit à des interprétations contradictoires. Sur le chemin des éclogites à glaucophane on peut raisonnablement envisager le début de l'histoire de la chaîne de montagne vers 420 millions d'années (début de la phase de collision C1) et sa fin vers 320 millions d'années (fin de l'exhumation E2). On reste sans arguments pour attribuer les âges intermédiaires de 396 et 340 millions d'années, même si on est tenté de penser que le pic du métamorphisme PM1 se situe vers 396 et le pic du métamorphisme PM2 vers 340 millions d'années. Quoi qu'il en soit, la préservation de schistes bleus d'âge paléozoïque, après 100 millions d'années d'une histoire géodynamique complexe, est une exception qui ne s'accorde avec aucun modèle connu. Selon ces modèles, établis exclusivement sur des schistes bleus observés dans les chaînes de montagne plus récentes d'âge

mésozoïque, les roches de l'île de Groix *auraient dû disparaître complètement* ! On peut donc considérer que l'exhumation incomplète (E1) due à une collision en deux temps est un *nouveau modèle* permettant d'expliquer la "conservation" des schistes bleus d'âge paléozoïque, le temps nécessaire à leur survie ultérieure. Il est cependant encore prématuré de pouvoir mesurer les âges radiométriques qui permettraient d'évaluer avec précision la durée de la période de mise en "*résidence*" des schistes bleus à la fin de la première exhumation.

5d- Les déformations et le métamorphisme

Les roches se déforment en produisant des structures caractéristiques qui constituent une réponse aux contraintes auxquelles elles ont été soumises lors de la formation d'une chaîne de montagne. Lorsque ces déformations se produisent dans des conditions de température et de pression suffisantes pour créer de nouveaux assemblages de minéraux, ces roches sont qualifiées de métamorphiques. On conçoit que certains minéraux comme les amphiboles, en forme d'aiguille, puissent cristalliser en s'adaptant aux structures, c'est-à-dire qu'ils puissent acquérir une (des) orientation (s) particulière (s) tout au long de leur croissance. D'autres minéraux comme les grenats, de forme sphérique, fossilisent les variations d'orientation des plans de schistosité au cours de leur croissance (microstructures internes), ce qui permet, parfois, de déterminer non seulement la direction mais aussi le sens du déplacement. Les structures les plus constantes sont la *schistosité*, ou débit de la roche en plans parallèles matérialisant un plan d'aplatissement, et la *linéation* ou orientation linéaire des minéraux matérialisant un *allongement préférentiel*. La schistosité et la linéation peuvent être associées à des structures plissées à toutes les échelles. La linéation est une structure particulièrement intéressante car elle permet de mesurer la direction (géométrie) et, en s'aidant des microstructures fossilisées dans les grenats, de déterminer le sens de déplacement (cinématique) de la matière pendant les déformations.

A l'île de Groix, le métamorphisme de la série lithologique originelle s'accompagne d'une déformation intense qui s'est manifestée en "*phases*" successives possédant chacune leurs caractéristiques structurales géométriques et cinématiques propres.

Trois "*phases*" de déformation ont été identifiées:

- une *première phase D1*, la plus importante, produit la schistosité et la linéation d'allongement associée à un type de plissement très particulier: les plis en fourreaux. On remarquera que la direction de la linéation varie progressivement d'une orientation est-ouest à Pen Men à une orientation nord-sud à la pointe des chats. Cette configuration singulière en arc de cercle s'accorde assez peu avec la direction générale de la linéation qui est orientée est-ouest sur le plateau continental et sur le continent.

- une *seconde phase D2* qui se superpose à la première et qui produit des plis de taille moyenne associés à des grands plis antiformes et synformes, donnant à l'île sa physionomie structurale actuelle.

- une *troisième phase D3* mineure produite de petits plis de direction est-ouest.

Les relations entre le métamorphisme et les phases successives de déformation peuvent s'établir aisément en observant que les cristaux d'amphiboles bleues (glaucophane), bleu-vert et vertes (actinote) cristallisent dans le plan de schistosité et sont statistiquement orientés parallèlement à la linéation: on dit que leur cristallisation est "*syntectonique*" de la phase D1. Or, on a vu précédemment que ce sont les générations successives de ces mêmes minéraux qui ont permis de construire les chemins pression-température caractérisant les deux épisodes successifs de métamorphisme M1 et M2. On doit donc conclure que la phase de déformation D1 est associée à M1 et M2 ou, en d'autres termes, que la quasi-totalité de l'histoire géologique de l'île de Groix se soit réalisée dans les mêmes conditions de déformation. En particulier, la direction de la linéation est toujours la même, ce qui implique la conservation des directions de déplacement lors des deux épisodes de collision et d'exhumation. Le sens du déplacement, déterminé à partir des microstructures internes des grenats, indiquerait un cisaillement du sud vers le nord pendant une partie, au moins, de l'histoire métamorphique.

Les phases de déformation D2 et D3 se situeraient alors vers la fin du second épisode de métamorphisme, M2, c'est-à-dire vers la fin de l'exhumation totale (E2).

Sans entrer dans le détail de ces phénomènes géologiques compliqués, il convient cependant d'insister sur le caractère remarquable des plis produits au cours de la première phase de déformation D1. Ces plis, découverts pour la première fois en 1975 et dont la description a été faite en 1978 (Quinquis et al., 1978), déforment des niveaux de quartzites rubanés (vallon de Kérigant) et ont l'apparence de cylindres très allongés fermés à une extrémité. Des coupes sériées effectuées dans de tels cylindres montrent des structures elliptiques fermées caractéristiques de "*plis en fourreaux*". On peut démontrer que de tels plis ne peuvent se former que pendant une déformation progressive cisailante tangentielle (nappes de charriage) qui a globalement agi du sud vers le nord à l'île de Groix.

6- Le paléomagnétisme : l'île de Groix ne tient pas en place !

On a vu que les schistes bleus ne se sont pas formés là où on les observe actuellement, qu'ils sont allochtones et paraissent indépendants du plateau continental qui constitue leur substratum. Quel est le processus géologique à l'origine de cette allochtonie ? Ce processus peut-il expliquer la

différence d'orientation entre la linéation à Groix et sur le continent ? Cette différence est-elle originelle ou acquise secondairement ?

On répondra à ces questions en émettant deux hypothèses complémentaires:

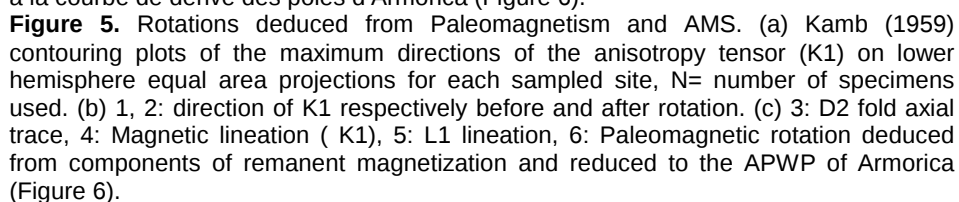
- La première suppose le déplacement des schistes bleus depuis une région source dont la localisation demeure indéterminée dans la chaîne hercynienne.

- La seconde suppose le changement d'orientation de la linéation (et donc de l'île), au cours de ce déplacement d'ampleur inconnue, à partir d'une configuration géométrique initiale différente de celle qu'on lui connaît actuellement.

Ces deux hypothèses ont été testées simultanément en étudiant, dans un laboratoire spécialement équipé, les propriétés magnétiques d'échantillons de roches prélevés par carottages orientés. Ces propriétés ont pour support des oxydes de fer magnétiques, essentiellement de la magnétite, contenus en abondance dans les glaucophanites et disséminés sous forme de grains microscopiques (Aïfa et al., 1995).

L'orientation éventuelle de l'ensemble de ces grains peut être mise en évidence en appliquant un champ magnétique induit sur chaque échantillon ce qui permet de mesurer ce que l'on appelle *l'anisotropie de susceptibilité magnétique (ASM)*. Cette anisotropie caractérise une orientation particulière des grains connue sous le nom de *linéation magnétique*. L'avantage de cette technique est de pouvoir calculer les angles et le sens de rotation de la linéation par rapport à une direction déterminée. On montre ainsi que la moitié est de l'île (pointe des Chats = orientation nord-sud) a subi une rotation horaire voisine de 90° par rapport à la moitié ouest (Pen Men = orientation est-ouest) (Lefort et al., 2001) (Figure 5). On en conclut que la direction initiale de la linéation magnétique était uniformément est-ouest et que sa configuration actuelle a été acquise secondairement. Si l'on observe que, sur le terrain, la linéation magnétique est toujours parallèle à la linéation d'allongement, on expliquera que l'orientation originelle est-ouest de la déformation D1, encore préservée à Pen Men, a été secondairement modifiée pour acquérir une orientation nord-sud à la pointe des chats.

La capacité de ces mêmes grains à mémoriser les champs magnétiques successifs auxquels ils ont été soumis au cours de leur histoire, conduit à s'intéresser au *magnétisme fossile* ou *Paléomagnétisme*. On a vu que, historiquement, le paléomagnétisme a été déterminant dans la mise en évidence du déplacement des plaques tectoniques les unes par rapport aux autres au cours des temps géologiques. Sur les mêmes échantillons de roches, on a donc mesuré pour chaque stade d'aimantation, les deux directions



fondamentales caractérisant le magnétisme terrestre: la déclinaison et l'inclinaison. Les orientations "fossilisées" de ces deux directions rapportées au nord magnétique actuel, permettent de replacer, sur un globe terrestre, les échantillons dans le site qu'ils devaient occuper à l'époque de l'enregistrement du champ magnétique terrestre, sachant que celui-ci peut être approximé par un dipôle géomagnétique centré. On peut donc calculer la paléolatitude à laquelle la roche a fossilisé le champ magnétique en direction (ou paléodirection) par la relation : $\tan I = 2 \tan \lambda$, avec I : inclinaison du champ magnétique rémanent et λ : paléolatitude à laquelle la roche a fossilisé ce champ. La variation de λ renseignera sur les mouvements en latitude avec bien entendu une barre d'erreur à la probabilité fishérienne de 95%. La déclinaison servira de repère pour estimer les rotations (anti-horaire vers l'ouest, horaire vers l'est). La construction de la courbe paléolatitude-déclinaison est basée sur les différentes composantes d'aimantation rémanente issues des sites échantillonnés à différentes périodes de temps. On a ainsi reconstitué le déplacement ou "migration" de "l'île de Groix" depuis 420 Ma, correspondant à sa position la plus ancienne, jusqu'à 300 Ma, correspondant à sa position quasi actuelle (Figure 6). Entre 420 Ma et 300 Ma, le déplacement est évalué à 4500 km (± 400 km) du sud vers le nord à une vitesse moyenne de 3 à 4 cm par an! Il faut bien comprendre que l'île de Groix n'existait pas en tant qu'île à ces époques, et que, seules, les roches qui la constituent avaient une existence réelle mais dans un environnement géologique difficilement identifiable. Pour simplifier, on dira que le début de la genèse des schistes bleus se localise dans l'hémisphère sud, à 4500 km de leur position actuelle, et que, lors de leur remontée vers le nord, une partie de ceux-ci ont subi une rotation voisine de 90° par rapport à leur orientation initiale.

Pour identifier le moteur de cette migration, il faut s'intéresser à un phénomène géologique d'ampleur planétaire qui est la migration vers le nord du supercontinent *Gondwana* puis sa collision avec le supercontinent *Laurasie*, vers la fin du Paléozoïque (Aïfa et al., 1990). C'est la plaque africaine, une des pièces maîtresses du *Gondwana* qui, en quelque sorte, a poussé une "microplaque" dans laquelle se trouvaient incluses les roches de Groix. En effet, la courbe paléolatitude-déclinaison (Figure 7) montre une rotation horaire de l'Afrique de l'ordre de 25° entre le Tournaisien (355 Ma) et la fin du Namurien (315 Ma), au cours de son déplacement en latitude du sud vers le nord. Le paléomagnétisme met donc en évidence les grands déplacements horizontaux des plaques.

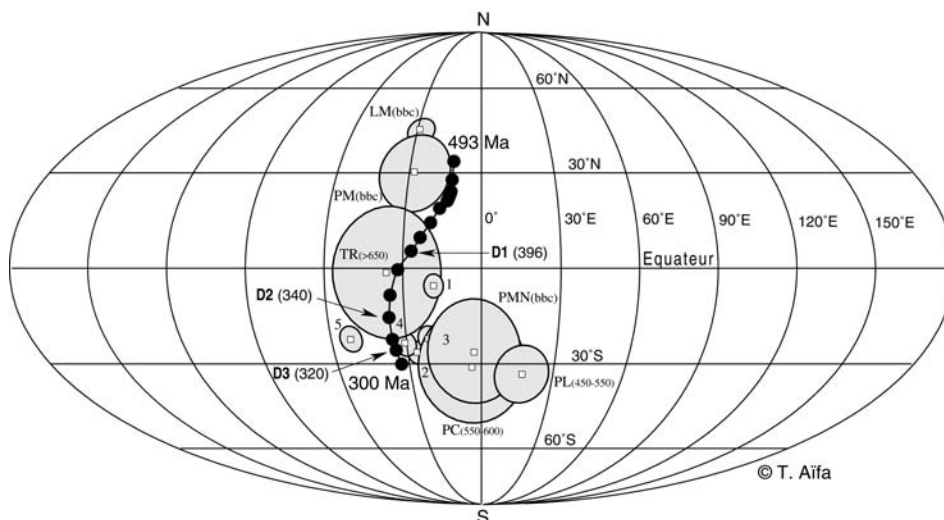


Figure 6. Courbe de dérive des pôles (APWP) sur une projection Mollweide construite de paléopôles déduits des études paléomagnétiques sur diverses roches de la microplaque Armorica. Les données paléomagnétiques de l'île de Groix (Aïfa et al., 1995; Lefort et al., 1998, 2001) sont représentées par des carrés représentant les paléopôles calculés sur les sites échantillonnés (voir Figure 5 pour la localisation). Les ellipses correspondent à la probabilité à 95% sur la position du pôle moyen. 1. ME (bbc), 2. ME (abc), 3. PHC (bbc), 4. PHC (abc), 5. PZ (abc), avant (bbc) et après (abc) correction de pendage. Les principales phases de déformation D1 (396 Ma), D2 (340 Ma) et D3 (320 Ma) sont données le long de l'APWP. (450-550): Composante d'aimantation rémanente caractéristique isolée entre 450 et 550°C.

Figure 6. Apparent Polar Wander Path (APWP) on a Mollweide projection built of paleopoles deduced from paleomagnetic studies on various rocks of Armorica microplate. Paleomagnetic data from Ile de Groix (Aïfa et al., 1995; Lefort et al., 1998, 2001) are shown by squares representing the Paleopoles computed on the sampled sites (see Figure 5 for the location). Ovals correspond to the 95% confidence concerning the mean pole. 1. ME (bbc), 2. ME (abc), 3. PHC (bbc), 4. PHC (abc), 5. PZ (abc), before (bbc) and after (abc) bedding correction. The main deformation phases D1 (396 Ma), D2 (340 Ma) and D3 (320 Ma) are given along the APWP. (450-550): Characteristic component of remanent magnetization isolated between 450 and 550°C.

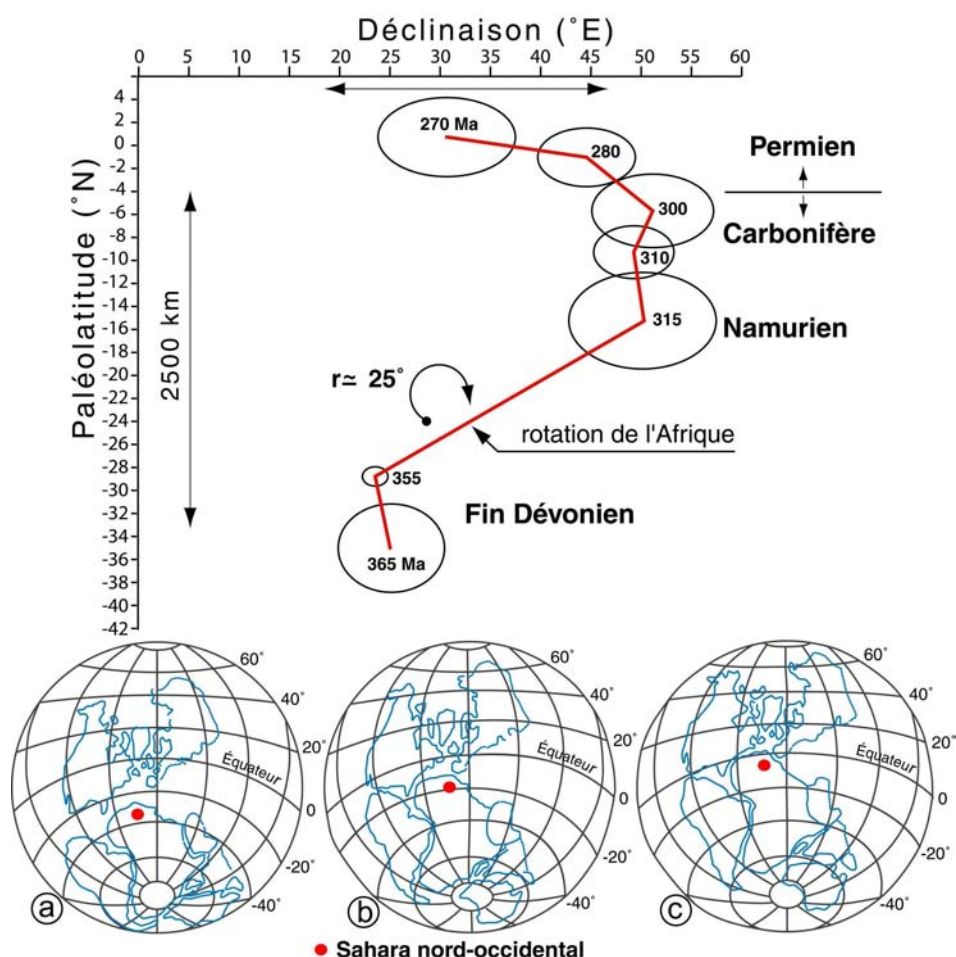


Figure 7. Diagramme paléolatitudo-déclinaison représentatif du Sahara nord occidental (Aifa et al., 1990). Les ellipses de confiance ont été tracées pour la probabilité à 95%. Les nombres représentent les âges en Ma. Les données sont réduites au site de Ben-Zireg (31,9°N, 1,8°W). Les schémas (a) à (c) représentent les configurations du Gondwana et de la Laurasia au Dévonien supérieur (a), Namurien (b) et Permien (c). Les vitesses de dérive moyennes du Gondwana sont de 6 cm/an et 3,5 cm/an à la fin du Dévonien et au Namurien respectivement. La configuration (c) est équivalente au modèle de Pangée de type A2 de Van der Voo et French (1974).

Figure 7. Paleolatitude-declination diagram representative of the northwestern Sahara (Aifa et al., 1990). Ovals of confidence are drawn for the 95% probability. Numbers refer to the ages in Ma. Data are reduced to the Ben-Zireg locality (31.9°N, 1.8°W). Schemes (a) to (c) represent the configurations of Gondwanaland and Laurasia at the Late Devonian (a), the Namurian (b) and the Permian (c). Mean drift rates of Gondwanaland are 6 cm/yr and 3.5 cm/yr at the end of the Devonian and at the Namurian respectively. Note that the (c) configuration is equivalent to the A2 Pangea model of Van der Voo and French (1974).

7- Un scénario possible...

Le scénario proposé (Figure 8) illustre la compétition de deux phénomènes géologiques simultanés qui régissent la naissance, la vie et la mort d'une chaîne de montagne: l'épaississement-enfouissement dû à la collision et l'amincissement-exhumation dû à l'érosion.

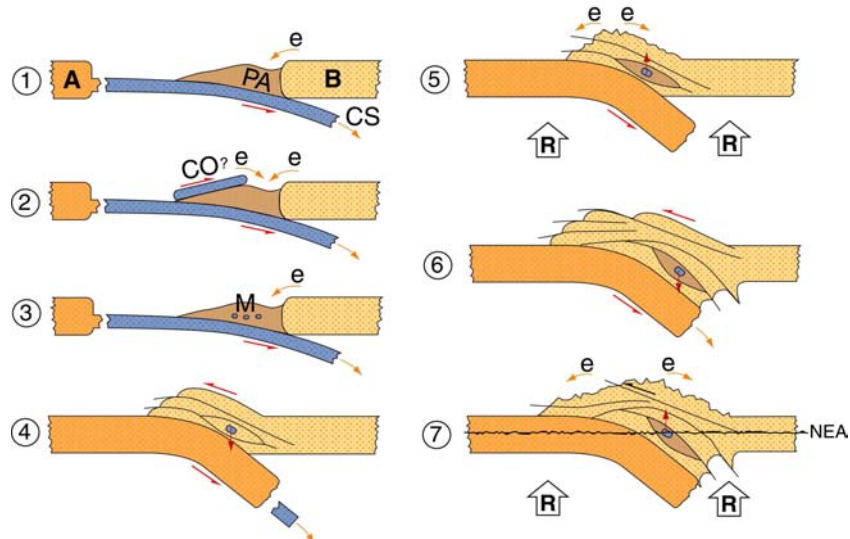


Figure 8. Scénario possible pour l'histoire géologique de l'île de Groix (modifié d'après Audren (1999) et Jonin (2006)) : 1. Rapprochement des continents A (Ibérie) et B (Armorica) avec subduction de la croûte océanique (CS) sous la plaque B ; PA: prisme d'accrétion. 2. Obduction de la croûte océanique (CO) ("écaille") sur des sédiments d'origine continentale provenant en partie de l'érosion (e) de B. 3. Subduction et "mélange" (M) progressifs. 4. Collision entre A et B : création d'une chaîne de montagne. Le "mélange" est "enfoui", la pression (P) et la température (T) augmentent (cf trajet prograde M1, Figure 4), les roches impliquées subissent un métamorphisme et de nouveaux minéraux sont créés. 5. Arrêt du processus de métamorphisme (1^{er} pic du métamorphisme PM1 atteint, Figure 4) : temps de résidence de CS et de M avec refroidissement (diminution de P et T, chemin rétrograde M1, Figure 4). L'érosion favorise une remontée (R) de la masse continentale. 6. Reprise de la collision : passage au métamorphisme M2 avec augmentation de P et T (trajet prograde M2, Figure 4) jusqu'au 2^{ème} pic de métamorphisme PM2. 7. La chaîne de montagne est formée (chaîne varisque). L'érosion décape les matériaux (dont une partie du "mélange" et de l' "écaille") par ajustement isostatique (remontée (R) de la racine crustale). NEA: Niveau d'érosion actuel.

Figure 8. Possible scenario for the Geological history of the Ile de Groix (modified from Audren (1999) and Jonin (2006)) : 1. Continents A (Iberia) and B (Armorica) are brought together with oceanic crust (CS) subducting under plate B; PA: accretionary prism. 2. Obduction of the Oceanic crust (CO) ("flake") on top of sediments of continental origin coming partly from erosion (e) of B. 3. Progressive subduction and "melange" (M). 4. Collision between A and B : occurrence of a mountain range. The "melange" is "buried", pressure (P) and temperature (T) increase (see M1 prograde path, Figure 4), concerned

rocks are subjected to metamorphism and new minerals are formed. 5. Arrest of the metamorphic process (1st metamorphic peak PM1 reached, Figure 4) : time of residence of CS and M with cooling (decrease of P and T, M1 retrograde path, Figure 4). The erosion favours an uplift (R) of the continental mass. 6. Restart of the collision process: crossing to M2 metamorphism with an increase of P and T (M2 prograde path, Figure 4) till the 2nd metamorphic peak PM2. 7. The mountain range is built (Variscan chain). The erosion strips the materials (among which a part of the "melange" and the "flake") by isostatic adjustment (uplift (R) of the crustal root). NEA: Present erosional level.

Selon une coupe Nord-Sud, les variations de la pression et de la température, représentées pour les stades 4 à 7 sur un diagramme P-T, traduisent essentiellement les mouvements verticaux de la croûte continentale dûs au fonctionnement antagoniste de ces deux phénomènes.

Les stades 1 à 3 sont considérés comme des prémices nécessaires.

Ce scénario (modifié d'après Audren (1999) et Jonin (2006)) est le suivant :

Stade 1: subduction. Le plancher d'un océan situé entre deux plaques continentales A et B disparaît par subduction sous le continent B (CS = croûte océanique subductée). En avant du continent B, des sédiments d'origine continentale s'accumulent (e = érosion) pour former un *prisme d'accrétion* (PA).

Stade 2: obduction. Un fragment du plancher océanique est charrié sur le prisme d'accrétion continental selon un processus d'obduction (CO = croûte océanique obductée) dont le mécanisme précis reste indéterminé (d'où le point d'interrogation ?). Le fragment océanique est immédiatement soumis à l'érosion.

Stade 3: démantèlement. La sédimentation continentale se poursuit en avant du continent B et incorpore des fragments démantelés du plancher océanique obducté précédemment. On obtient ainsi un mélange de matériaux océaniques et continentaux (M).

Stade 4: première phase de collision. Les deux continents A et B entrent en collision après disparition du plancher océanique par subduction. Cette collision produit des chevauchements qui épaississent la croûte continentale et qui se traduisent par un empilement de nappes constituant la chaîne de montagne. Les matériaux du prisme d'accrétion, contenant les fragments du plancher océanique, sont enfouis tectoniquement, ce qui provoque une augmentation de la pression et de la température et la formation des schistes bleus. Le diagramme P-T montre ainsi un chemin prograde (C1, Figure 4). Cette phase de serrage est en accord avec la remontée vers le nord de l'Afrique au Dévonien (cf Figure 7).

Stade 5: exhumation incomplète. La chaîne de montagne ainsi créée est immédiatement soumise à l'érosion suite au ralentissement considérable, voire l'arrêt du processus de collision. Il s'agit là probablement du début de la rotation horaire de l'Afrique (Aïfa et al., 1990) qui en est le moteur à partir de 355 Ma (cf Figure 7). L'érosion entraîne une diminution permanente de sa masse et sa remontée verticale (R) par compensation isostatique: la croûte continentale s'amincit. Les schistes bleus amorcent donc un mouvement ascendant d'exhumation ce qui entraîne une diminution de la pression et de la température. Le diagramme P-T montre ainsi un chemin rétrograde indiquant cependant que les schistes bleus restent dans leur champ de stabilité. Ils y demeurent un temps indéterminé: on a vu qu'ils sont mis en résidence. Ils ne rejoignent pas encore la surface où ils auraient été irrémédiablement détruits: il y a exhumation incomplète ou partielle (E1, Figure 4).

Stade 6: deuxième phase de collision. La reprise du processus de collision, en accord avec la remontée de l'Afrique vers le nord (Aïfa et al., 1990) après sa rotation horaire qui a permis ce temps de résidence des schistes, épaissit à nouveau la croûte continentale (charriages) et provoque un second enfouissement de ces schistes bleus ce qui entraîne une seconde augmentation de la pression et de la température. Le diagramme P-T montre ainsi un chemin prograde indiquant, cette fois, que les schistes bleus se trouvent soumis à des conditions de métamorphisme qui se situent en dehors de leur champ de stabilité (C2, Figure 4).

Stade 7: exhumation complète. Le ralentissement puis la cessation définitive de la collision entraînent la reprise de l'érosion provoquant une seconde exhumation qui permet enfin aux schistes bleus d'atteindre leur niveau d'érosion actuel (NEA). Le diagramme P-T montre ainsi un chemin rétrograde significatif d'une exhumation complète qui a dû être très rapide (à l'échelle géologique !) pour éviter l'altération et la disparition des schistes bleus qui sont admirablement conservés à l'île de Groix (E2, Figure 4).

On doit, à présent, concilier ce scénario *verticaliste* déduit de la mémoire chimique des schistes bleus avec le scénario *horizontaliste* déduit de la mémoire magnétique de ces mêmes schistes bleus.

Remerciements: Nous tenons à remercier P. Jegouzo et M. Jonin qui ont proposé la publication de ce travail, en hommage à Claude Audren qui nous a quitté. En effet, ce travail a été initié suite aux discussions avec Tahar Aïfa concernant l'apport du paléomagnétisme dans les zones métamorphiques où la mémoire magnétique peut avoir été préservée totalement ou partiellement dans certaines conditions structurales (niches).

Références bibliographiques

- AİFA T., FEINBERG H. et POZZI J.P. (1990). Devonian-Carboniferous paleopoles for Africa: Consequences for Hercynian geodynamics, *Tectonophysics*, 179: 287-304.
- AİFA T., AUDREN C. et TRIBOULET C. (1995). Thermomagnetic control of magnetite in Palaeozoic blueschists rocks from Ile de Groix (Morbihan, France) through microstructural thermobarometry, GAB21D-03 Properties of minor magnetic minerals, XXI General Assembly of Int. Union Geol. Geoph., Boulder (Colorado, USA).
- AUDREN C. (1999). L'île de Groix: un site unique, un patrimoine géologique vivant, *Penn Ar Bed*, 173-174: 29-36.
- AUDREN C., TRIBOULET C., CHAURIS L., LEFORT J.P., VIGNERESSE J.L., AUDRAIN J., THIEBLEMONT D., GOYALLON J., JEGOUZO P., GUENNOG P., AUGRIS C. et CARN A. (1993). Notice explicative de la feuille Ile de Groix (Carte Géologique de la France 1: 25 000), Editions du B.R.G.M., Orléans, 101p.
- BARRIENTOS X. (1992). Petrology of coexisting blueschists and greenschists. Ile de Groix, France: implications for preservation of blueschists, Ph D Thesis, Harvard University, 253p.
- BARROIS C. (1883a). Sur les amphibolites à glaucophane de l'île de Groix, *Bull. Soc. Fr. minéral.*, VI: 289-293.
- BARROIS C. (1883b). Sur les schistes métamorphiques de l'île de Groix, *Ann. Soc. Géol. Nord*, II: 18-71.
- BERNARD-GRIFFITHS J., CARPENTER M.S.N., PEUCAT J.J. et JAHN B.M. (1986). Geochemical and isotopic characteristics of blueschist facies rocks from the Ile de Groix, Armorican Massif (Northwest France), *Lithos* 19: 235-253.
- BOSSE V., BALLEVRE M., FERAUD G. et PEUCAT J.J. (2000). Petrological and geochronological constraints on the île de Groix blueschists (Armorican Massif, France), *Galicja 2000, Basement tectonics* 15, A Coruna, Spain, 63-66.
- COGNE J. (1960). Schistes cristallins et granites en Bretagne méridionale. Le domaine de l'anticlinal de Cornouaille, *Mém. Expl. Carte géol. France*, 25 pl., 382p.
- DE LIMUR (Comte) A. (1884). Catalogue raisonné des minéraux du Morbihan, Imp. Galles, Vannes, 108p.
- ENGLAND P.C., RICHARDSON S.W. (1977). The influence of erosion upon the mineral facies of rocks from different metamorphic environments, *J. Geol. Soc. London*, 134: 201-213.
- HOLLAND T.J.B. et RICHARDSON S.W. (1979). Amphibole zonation in metabasites as a guide to the evolution of metamorphic conditions, *Contrib. Mineral. Petrol.*, 70: 143-148.

- JONIN M. (2006). "La Mémoire de la Terre, Patrimoine géologique français", Delachaux & Niestlé Eds, 191p.
- KAMB W.B. (1959). Ice petrofabric observations from Blue Glacier, Washington, in relation to theory and experiments, *J. Geophys. Res.*, 64: 1891-1909.
- LEAKE B.E. (1978). Nomenclature of amphiboles, *Mineralogical Magazine*, 42: 533-563
- LE BAIL F. (1970). L'île de Groix (Morbihan). In "Minéraux de Basse-Bretagne", *Penn Ar Bed*, 60 (7), 1: 217-238.
- LEFORT J.P., AUDREN C. et MAX M.D. (1982). The southern part of the Armorican orogeny: a result of crustal shortening related to reactivation of a pre-Hercynian mafic belt during Carboniferous time, *Tectonophysics*, 89: 359-377.
- LEFORT J.P. et VIGNERESSE J.L. (1992). Le lever magnétique et gravimétrique de Groix: une aide pour comprendre les structures profondes de l'île et son mode de mise en place, *Bull. Soc. géol. France*, t.63, n°1: 3-11.
- LEFORT J.P., AÏFA T., JELENSKA M., KADZIALKO-HOFMOKL M. et AUDREN C. (1998). Palaeomagnetic and AMS evidence for a progressive rotation of Groix island (Brittany, France): preliminary results, *Geologica Carpathica*, 49, 3: 193-194.
- LEFORT J.P., AÏFA T., JELENSKA M., KADZIALKO-HOFMOKL M. et MAX M.D. (2001). Palaeomagnetic and AMS evidence for a Variscan ductile clockwise rotation of the Ile de Groix blueschists (South Brittany, France): Consequence on the on the Late Hercynian structural pattern of westernmost Europe, *Tectonophysics*, 337: 223-235.
- MARESCH W.V. (1977). Experimental studies on glaucophane: an analysis of present knowledge, *Tectonophysics*, 43: 109-125.
- MÜLLER T.K., VELTKAMP C. et MASSONNE H.J. (1995). Metamorphic evolution of metapelites and gneisses from the Ile de Groix and the northwesterly situated mainland, S. Brittany, *Berichte der Deutschen Mineralogischen Gesellschaft*, 1: 175.
- PERCHUK L.L. (1991). Derivation of a thermodynamically consistent set of geothermometers and geobarometers for metamorphic and magmatic rocks. In: Perchuk LL (ed) *Progress in metamorphic and magmatic petrology, a memorial volume in honor of D. S. Korzhinskiy* 93-112, Cambridge University Press.
- PEUCAT J.J. (1986). Rb-Sr and U-Pb dating of the blueschists of the Ile de Groix, *Geol. Soc. America Mem.*, 164: 229-238.
- PEUCAT J.J. et COGNE J. (1977). Geochronology of some blueschists from Ile de Groix, France, *Nature*, 268: 131-132.

- QUINQUIS H., AUDREN C., BRUN J.P. et COBBOLD P.R. (1978). Intense progressive shear in Ile de Groix blueschists and compatibility with subduction or obduction, *Nature*, 273: 43-45.
- SCHULZ B., TRIBOULET C., AUDREN C., PFEIFER H.R. et GILG A. (2001). Two stage prograde and retrograde Variscan metamorphism of glaucophane-eclogites, blueschists and greenschists from Ile de Groix (Brittany, France), *Int. J. Earth Sci. (Geol. Rundsch)*, 90: 871-889.
- SPEAR F.S. (1993). Metamorphic phase equilibria and pressure-temperature-time paths, *Mineral. Soc. Am. Monogr. Series*, Washington, 799p.
- TRIBOULET C. (1978). Co-existing blue and blue-green amphiboles from Ile de Groix (Morbihan, France), *J. Petrol.*, 19: 653-668.
- TRIBOULET C. (1992). The (Na-Ca) amphibole-albite-chlorite-epidote-quartz geothermobarometer in the system S-A-F-M-C-N-H₂O. 1. An empirical calibration, *J. Metamorphic Geol.*, 10: 545-556.
- TRIBOULET C., THIEBLEMONT D. et AUDREN C. (1992). The (Na-Ca) amphibole-albite-chlorite-epidote-quartz geothermobarometer in the system S-A-F-M-C-N-H₂O. 2. Applications to metabasic rocks in different metamorphic settings, *J. Metamorphic Geol.*, 10: 557-566.
- VAN DER VOO R. et FRENCH R.B. (1974). Apparent polar wander for the Atlantic-bordering continents : Late Carboniferous to Eocene, *Earth Science Reviews*, 10: 99-119.

Clin d'œil au passé...



Excursion de la SGMB en Normandie. Vendredi 09 avril 1926. Recherche des Archaeocytinés dans les blocs de calcaire cambrien à Carteret (cliché : Dr Lucas).