



CARTE GÉOLOGIQUE DE LA FRANCE A 1/25 000

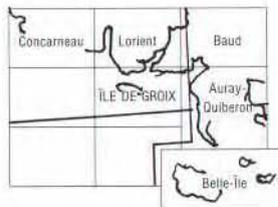
ÎLE DE GROIX

par

C. AUDREN, C. TRIBOULET, L. CHAURIS, J.P. LEFORT,
J.L. VIGNERESSE, J. AUDRAIN, D. THIÉBLEMONT,
J. GOYALLON, P. JÉGOUZO, P. GUENNOC, C. AUGRIS, A. CARN

ÎLE DE GROIX

La carte géologique à 1/25 000
ÎLE DE GROIX est recouverte par la coupure
LORIENT (N° 88)
de la Carte géologique de la France à 1/80 000



MINISTÈRE DE L'INDUSTRIE,
DES POSTES ET TÉLÉCOMMUNICATIONS
ET DU COMMERCE EXTÉRIEUR
BRGM
SERVICE GÉOLOGIQUE NATIONAL

Boîte postale 6009 – 45060 Orléans Cedex 2 – France

**NOTICE EXPLICATIVE DE LA FEUILLE
ÎLE DE GROIX À 1/25 000**

par

**C. AUDREN, C. TRIBOULET, L. CHAURIS, J.P. LEFORT,
J.L. VIGNERESSE, J. AUDRAIN, D. THIÉBLEMONT,
J. GOYALLON, P. JÉGOUZO, P. GUENNOG, C. AUGRIS, A. CARN**

1993

Éditions du Service géologique national

Références bibliographiques. Toute référence en bibliographie au présent document doit être faite de la façon suivante :

– *pour la carte* : AUDREN C., TRIBOULET C., avec la collaboration de GOYALLON J., LEFORT J.P., JÉGOUZO P. (1993) – Carte géol. France (1/25 000), feuille **Île de Groix** (415). Orléans : BRGM. Notice explicative par C. Audren, C. Triboulet, L. Chauris, J.P. Lefort, J.L. Vignerresse, J. Audrain, D. Thiéblemont, J. Goyallon, P. Jégouzo, P. Guennoc, C. Augris, A. Carn (1993), 101 p.

– *pour la notice* : AUDREN C., TRIBOULET C., CHAURIS L., LEFORT J.P., VIGNERESSE J.L., AUDRAIN J., THIÉBLEMONT D., GOYALLON J., JÉGOUZO P., GUENNOC P., AUGRIS C., CARN A. (1993) – Notice explicative, Carte géol. France (1/25 000), feuille **Île de Groix** (415). Orléans : BRGM, 101 p. Carte géologique par C. Audren, C. Triboulet et coll. (1993).

© BRGM, 1993. Tous droits de traduction et de reproduction réservés. Aucun extrait de ce document ne peut être reproduit, sous quelque forme ou par quelque procédé que ce soit (machine électronique, mécanique, à photocopier, à enregistrer ou tout autre) sans l'autorisation préalable de l'éditeur.

ISBN : 2-7159-1415-6

SOMMAIRE

| | Pages |
|--|------------|
| INTRODUCTION | 5 |
| <i>L'ÎLE DE GROIX DANS LE CONTEXTE GÉOLOGIQUE ARMORICAIN ET VARISQUE</i> | 5 |
| <i>CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE DANS SON CONTEXTE HISTORIQUE</i> | 7 |
| <i>PRÉSENTATION DE LA CARTE</i> | 9 |
| DESCRIPTION DES TERRAINS | 10 |
| <i>TERRAINS MÉTAMORPHIQUES</i> | 10 |
| <i>TERRAINS MAGMATIQUES</i> | 18 |
| <i>TERRAINS SÉDIMENTAIRES ET FORMATIONS SUPERFICIELLES</i> | 19 |
| GÉOLOGIE DU PLATEAU CONTINENTAL | 21 |
| <i>SOCLE MÉTAMORPHIQUE</i> | 23 |
| <i>COUVERTURE SÉDIMENTAIRE TERTIAIRE</i> | 28 |
| <i>SÉDIMENTS MEUBLES</i> | 28 |
| MÉTAMORPHISME ET DÉFORMATION | 30 |
| <i>MÉTAMORPHISME</i> | 30 |
| <i>DÉFORMATION</i> | 38 |
| <i>RELATIONS MÉTAMORPHISME—DÉFORMATION</i> | 45 |
| GÉOCHIMIE DES ROCHES BASIQUES | 57 |
| GÉOPHYSIQUE | 64 |
| GÉODYNAMIQUE | 75 |
| SABLES LOURDS DES PLAGES | 76 |
| RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS | 85 |
| <i>HYDROGÉOLOGIE</i> | 85 |
| <i>GÎTES MINÉRAUX</i> | 86 |
| <i>SUBSTANCES UTILES</i> | 91 |
| DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE | 92 |
| <i>SITES CLASSIQUES, SITES CLASSÉS, ITINÉRAIRES</i> | 92 |
| <i>BIBLIOGRAPHIE</i> | 93 |
| <i>DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES</i> | 100 |
| AUTEURS | 101 |
| ENCARTS | |
| <i>CARTE STRUCTURALE SYNTHÉTIQUE (fig. 1)</i> | |
| <i>CARTE MAGNÉTIQUE À 1/25 000 (fig. 19)</i> | |
| <i>CARTE GRAVIMÉTRIQUE À 1/25 000 (fig. 22)</i> | |

INTRODUCTION

L'ÎLE DE GROIX DANS LE CONTEXTE GÉOLOGIQUE ARMORICAIN ET VARISQUE

La zone axiale de la chaîne varisque en Bretagne méridionale a la particularité d'inclure un affleurement de près de 500 km² de roches métamorphiques de faciès « schistes bleus », constituant la totalité de l'île de Groix et de son plateau continental submergé.

L'existence de telles roches de haute pression-moyenne à basse température contraste singulièrement avec leur environnement de micaschistes, gneiss, migmatites et granites divers de haute température-moyenne à basse pression, représentés majoritairement sur le continent (fig. 1, en encart).

L'explication de ce contraste a été, et est toujours, une des clefs permettant de comprendre l'évolution tectonique et métamorphique précoce de l'Ouest de la chaîne varisque en Europe.

En effet, depuis l'identification de l'espèce minérale « glaucophane » à Groix en 1883 par C. Barrois (échantillons prélevés lors du levé de la carte géologique de l'île) et par Fouqué en France et Zirkel en Saxe (échantillons communiqués par le comte de Limur), l'intérêt des minéralogistes et des géologues a toujours été tenu en éveil. Cet intérêt s'est considérablement accru avec l'adoption quasi unanime, dans les années 1970, du concept de mobilisme lithosphérique par la communauté géologique internationale. Toute relique supposée de « subduction » a dès lors été recherchée afin d'identifier les limites possibles des plaques lithosphériques anciennes, notamment d'âge paléozoïque.

Selon un tel concept, les « schistes bleus » de l'île de Groix représentaient un matériel de choix pour la recherche des « océans perdus », pour l'analyse des mécanismes ayant provoqué leur conservation au niveau d'érosion actuel, et donc pour comprendre la formation des zones profondes d'une chaîne de montagne.

L'origine du matériel basique inclus dans les micaschistes et sa place par rapport à une « subduction fossile » varient en fonction de l'idée que se font les auteurs de la genèse d'une chaîne de montagne. Presque toutes les situations géodynamiques ont ainsi été évoquées pour Groix, successivement ou simultanément : île de croûte océanique, point chaud, dorsale, rift intra-continental, etc. La discussion reste ouverte sur ce sujet.

On peut admettre que **le métamorphisme « schistes bleus »** se produise dans une zone de subduction en se référant aux modèles thermiques et pétrologiques publiés dans les années 1970-1975. Ces modèles impliquent une distribution déterminée des zones de haute température-basse pression et haute pression-basse température par rapport à une croûte océanique s'enfonçant sous une croûte continentale. L'observation d'associations métamorphiques contrastées de ce type dans des orogènes d'âge méso- et cénozoïque, particulièrement au Japon, a conduit au concept de « double

ceinture métamorphique». Ce concept a été appliqué pour Groix en se basant sur des données géochronologiques insulaires (âge du métamorphisme) et continentales (âge des granites), et l'existence d'une double ceinture d'âge paléozoïque a été proposée.

L'étude des déformations successives a montré l'existence d'une intense déformation progressive cisailante produisant des structures remarquables (plis non cylindriques), pouvant éventuellement se localiser dans une zone de subduction. Les critères de cisaillement observés se sont avérés incompatibles avec l'hypothèse d'une subduction vers le Nord. Les directions de la linéation majeure mesurées à Groix (N-S à NW-SE) sont apparemment incompatibles avec les directions de la linéation majeure mesurées sur le continent et le plateau continental (E-W) (fig. 1). Cette apparente incompatibilité reste encore à expliquer.

L'analyse du couplage métamorphisme-déformation par les techniques de la pétrologie quantitative conduit à construire des courbes pression-température traduisant le chemin suivi par les roches au cours de leur évolution, et permet d'en déduire les conditions géodynamiques de leurs transformations.

Les chemins P-T calculés à Groix montrent que la déformation majeure cisailante s'est produite dans le faciès amphibolite au cours de la remontée du bâti orogénique (chemin rétrograde), postérieurement au passage des roches dans le faciès schistes bleus au cours de son enfoncement (chemin prograde). Si bien que seule la phase terminale du cycle tectono-métamorphique est connue, et que les éléments structuraux associés au faciès schistes bleus lors de la phase précoce n'ont pas encore été identifiés sur le terrain. Cette phase précoce a pu se localiser soit dans une zone de subduction, soit dans toute autre zone cisailante résultant directement de la collision.

La comparaison des chemins P-T de Groix et du continent met en évidence une similarité de contexte géodynamique, mais l'imprécision des données géochronologiques limite considérablement la portée des interprétations.

La gravimétrie et le magnétisme tendent à confirmer les résultats obtenus lors des carottages et des plongées sous-marines effectuées sur le plateau continental, et confortent l'idée d'une indépendance structurale et métamorphique de l'île pendant une partie de son histoire. *Les schistes bleus de l'île de Groix sont allochtones et constituent une klippe de roches de haute pression* charriée vers le Nord sur les roches de haute température du continent à une période indéterminée, vraisemblablement au Carbonifère. La localisation du site de formation des schistes bleus dans la chaîne varisque reste, de ce fait, inconnue ; et l'hypothèse d'une double ceinture métamorphique semble devoir être reconsidérée.

Cette vue d'ensemble des travaux pluridisciplinaires effectués sur les roches métamorphiques de l'île de Groix, replace celles-ci dans leur contexte géologique régional et expose, dans leurs grandes lignes, les résultats obtenus sans masquer les incertitudes et les problèmes non résolus.

Paradoxalement, une telle masse de données et de résultats acquis depuis plus de cent ans n'avait toujours pas d'expression cartographique synthétique à une échelle susceptible de la mettre en valeur.

C'est chose faite avec la présente carte géologique de l'île de Groix à l'échelle du 25 000^e, qui succède à la première carte à l'échelle du 80 000^e établie en 1881 par Charles Barrois.

CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE DANS SON CONTEXTE HISTORIQUE

L'édition de la carte géologique de l'île de Groix à 1/25 000 a été motivée par deux considérations complémentaires :

- l'intérêt scientifique permanent que suscite l'affleurement exceptionnel de schistes bleus d'âge paléozoïque dans l'Ouest de la chaîne varisque, intérêt démontré par l'abondance et la qualité des travaux publiés depuis plus de cent ans (*cf.* bibliographie) ;
- l'existence de travaux cartographiques thématiques, souvent très détaillés, facilement ou difficilement accessibles, dont l'intérêt et la signification disparaîtraient s'ils étaient restitués à l'échelle du 50 000^e qui est l'échelle standard de la Carte géologique de la France.

La première carte géologique a été levée entre 1880 et 1881 par Charles Barrois, alors professeur à l'université de Lille, et publiée en 1885 à l'échelle du 80 000^e (feuille Lorient, n° 88). Elle a été réimprimée sans modifications en 1941.

C. Barrois publia en 1883 dans les annales de la Société géologique du Nord, un mémoire « Sur les schistes métamorphiques de l'île de Groix », qui peut être considéré comme la notice explicative détaillée de la carte de l'île à 1/80 000. Deux types de terrains métamorphiques y étaient distingués :

- des micaschistes et schistes à chloritoïde (ζ^2), constituant la majorité des affleurements de l'île ;
- des amphibolites à glaucophane (δ^{1a}), constituant des « filon-couches » interstratifiés dans les micaschistes et schistes à chloritoïde, surtout représentés dans les falaises de la moitié sud-est de l'île.

Il fallut ensuite attendre 1929 pour que le colonel Lamouche publie une esquisse tectonique de l'île de Groix, puis 1953 pour que Jean Cogné publie une carte structurale plus précise utilisant la répartition des niveaux amphibolitiques dont la cartographie est alors complétée. Une analyse détaillée des problèmes posés par la géologie de Groix constitue le chapitre VII de la thèse de doctorat d'État de J. Cogné (1960) sur « Les schistes cristallins de Bretagne méridionale ».

À partir de 1960, des travaux plus approfondis, coordonnés ou non, seront menés par des chercheurs français et étrangers, généralement dans le cadre de thèses universitaires :

- en 1965, Daniel Jeannette (thèse de 3^e cycle, Strasbourg), sur le métamorphisme et la géométrie des plissements ;
- en 1976, Michael S.N. Carpenter (Ph.D. Thesis, Oxford), sur la pétrologie des schistes à glaucophane et des roches associées ;
- en 1977, Claude Triboulet (thèse d'État, Paris), sur la pétrologie expérimentale des schistes bleus et son application aux séries de Groix ;
- en 1980, Hervé Quinquis (thèse de 3^e cycle, Rennes), sur l'analyse géométrique et cinématique de la déformation progressive ;
- en 1982, Jean-Jacques Peucat (thèse d'État, Rennes), sur la géochronologie des roches métamorphiques ;
- en 1983, L.E. Richards (Ph.D. Thesis, Londres), sur la pétrographie et la structure de l'île ;
- en 1983, Chérubin Djro (thèse de 3^e cycle, Paris), sur l'analyse structurominéralogique des micaschistes associés aux schistes bleus et sur le calcul des conditions pression-température du métamorphisme caractérisant les phases successives de déformation ;
- en 1987, Claude Audren (thèse d'État, Rennes), sur la place de la ceinture de schistes bleus dans le cadre de la Bretagne méridionale, en fonction des chemins pression-température-temps-déformation ;
- en 1992, Ximena Barrientos (Ph.D. Thesis, Harvard), sur la pétrologie et la structure de la transition schistes bleus – schistes verts.

De nombreux travaux thématiques ayant ou n'ayant pas pour origine les travaux précédents, ont été publiés dans des revues françaises ou étrangères au cours de cette période (*cf.* bibliographie). Ce sont les documents cartographiques inclus dans ces travaux qui ont été utilisés pour réaliser la présente carte à 1/25 000, en particulier les cartes détaillées de D. Jeannette et H. Quinquis pour la structure, et de C. Triboulet (levés de 1969 à 1976) pour les faciès pétrographiques.

De 1981 à 1989, des travaux permanents ont été menés par C. Triboulet, chargé de recherche au CNRS (université Paris VI) et C. Audren, chargé de recherche au CNRS (université de Rennes), sur les problèmes des relations entre métamorphisme et déformation (chemins P-T-t-d).

Dans le cadre de la convention de levé de la carte, des travaux particuliers ont été entrepris afin d'actualiser les données disponibles (géologie) ou d'en fournir de nouvelles (géophysique et géochimie).

En 1987, une campagne de terrain effectuée par Philippe Rouillé, étudiant de D.E.A. à l'université de Rennes, a permis de vérifier la répartition des affleurements côtiers et de l'intérieur de l'île en fonction du champ de failles.

Le découpage de la feuille Groix comprenant au Nord une partie terrestre (bordure sud de la feuille à 1/50 000 Lorient, n° 383), les affleurements correspondant au granite de Ploemeur (pointe du Talut, plateau de Kerpape, les Saisies et la pointe de Gâvres) ont été revus en 1989 par Pierre Jégouzo, maître assistant à l'université de Rennes.

Sous la direction de Jean-Pierre Lefort, maître de conférences à l'université de Rennes, et Jean-Louis Vignerresse, maître de conférences à l'université de Nantes, des missions de gravimétrie et de magnétisme ont été réalisées en 1986 et 1987 par Jacques Audrain, étudiant en thèse à l'université de Nantes, et Philippe Bardy, étudiant en thèse à l'université de Rennes. Les résultats obtenus figurent sur deux cartes à l'échelle du 25 000^e, encartées dans la présente notice.

Le tracé géologique de la partie sous-marine résulte de la combinaison de deux types de données recueillies sur les affleurements rocheux du plateau continental :

- des données sur la nature pétrographique des roches, obtenues par des carottages gravitaires (Audren et Lefort, 1977 ; Lefort, 1978) ;
- des données sur la nature et la structure des roches, obtenues par des plongées sous-marines effectuées autour de l'île de Groix et de Belle-Île-en-Mer (campagne de plongées organisée conjointement avec le Service géologique d'Irlande en 1979, sous la direction de Michael D. Max). Une carte structurale du plateau continental a été publiée par ailleurs (Lefort, Audren et Max, 1982).

L'exceptionnelle abondance des minéraux lourds dans les sables des plages de l'île de Groix et la découverte récente de minéralisations manganésifères (F. Le Bail) ont motivé la présentation d'une synthèse sur les placers littoraux et sur les gîtes minéraux par Louis Chauris, directeur de recherche au CNRS, université de Bretagne occidentale, Brest.

La synthèse cartographique et la coordination scientifique ont été assurées par Claude Audren et Claude Triboulet.

Cette carte doit être considérée comme une œuvre collective et pluridisciplinaire, intégrant l'ensemble des travaux réalisés sur l'île de Groix depuis une centaine d'années. Dans cet esprit, une bibliographie complète — publications, mémoires, thèses,... — est proposée en fin de notice.

Les problèmes géodynamiques posés par l'existence de schistes bleus à cet endroit, en Bretagne méridionale, ainsi que les hypothèses souvent contradictoires émises sur leur genèse, sont discutés. Quelles que soient, par ailleurs, la validité et la durée de vie des interprétations proposées par les générations successives de géologues qui se sont penchés sur les affleurements de cette île, il n'en reste pas moins que ces affleurements ont préservé une mémoire chimique et structurale remarquable dont le décryptage n'est pas achevé, et qu'ils conservent toujours un redoutable pouvoir de fascination.

PRÉSENTATION DE LA CARTE

Située à une dizaine de kilomètres au large des côtes lorientaises, l'île de Groix est, de par ses dimensions (10 km de long sur 3 km de large), la seconde des îles de Bretagne méridionale, après Belle-Île-en-Mer.

Elle se présente comme un plateau d'une altitude moyenne de 40 m dans sa moitié ouest, s'abaissant régulièrement vers le Sud-Est jusqu'à une altitude d'environ 10 m à la pointe des Chats. L'île offre, de ce fait, un paysage contrasté entre l'Ouest — la « Pivisy » — caractérisé par de hautes falaises (Pen Men) entaillées de vallons profondément encaissés, et l'Est — la « Primiture » — caractérisé par des falaises basses, des plages et un large platier rocheux (pointe des Chats, port de Locmaria). On trouvera une description détaillée de la géomorphologie de l'île de Groix in A. Guilcher (1948) et B. Hallégouët et F. Coraguer (1986).

Elle représente la partie émergée d'une bande cartographique ou « ceinture », de 50 km de long sur 8 à 10 km de large, orientée NW-SE et constituée de roches métamorphiques de haute pression-moyenne à basse température ou « schistes bleus » (fig. 1).

Inclus dans une grande masse de micaschistes, les niveaux de « schistes bleus » affleurent 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 SSE. Les limites actuelles de cette bande cartographique sont des discontinuités de socle mises en évidence par la géophysique (magnétisme et gravimétrie) et interprétées comme des failles verticales décrochantes au Sud, normales vers l'Est, mais vraisemblablement de pendage faible au Nord et au Nord-Est.

Ces limites nord et nord-est ont un intérêt particulier en ce qu'elles représentent peut-être un contact chevauchant entre les schistes bleus et les roches métamorphiques de haute température de la côte lorientaise (seule la partie sud du granite de Ploemeur, intrusif dans ces roches métamorphiques, affleure sur la feuille). L'ensemble des discontinuités détermine un graben à l'intérieur duquel les schistes bleus sont préservés (Lefort *et al.*, 1982). Certaines discontinuités ont joué en failles normales au Tertiaire (piégeage de petits bassins calcaires d'âge éocène, fig. 1).

DESCRIPTION DES TERRAINS

TERRAINS MÉTAMORPHIQUES

Ils sont constitués essentiellement de micaschistes et gneiss albitiques quartzo-micacés de teinte claire, contenant des niveaux plus ou moins continus d'amphibolites reconnaissables à leur teinte plus sombre.

Roches acides

ξξ. **Micaschistes et gneiss albitiques.** Correspondant aux « micaschistes et schistes à chloritoïde » (ζ^2) de C. Barrois (1881), ils constituent plus de 80 % des affleurements dans les falaises et à l'intérieur de l'île. Ce sont des micaschistes hétérogènes de teinte claire, jaunâtres, à débit planaire bien exprimé (schistosité), dont le caractère le plus immédiatement perceptible est la

richesse en quartz et en mica blanc. Des niveaux de métapélites grises et noires (micaschistes graphiteux), ainsi que des quartzites graphitiques, sont fréquents dans la série.

Le quartz constitue un réseau dense et complexe de veines de toutes tailles dont l'organisation est étroitement contrôlée par les déformations successives qui ont affecté les roches (*cf.* « Structure et métamorphisme »). Les veines de quartz représentent entre 25 et 50 % du volume des affleurements de micaschistes dont la matrice apparaît alors divisée en lentilles d'importance variable (« microlithons »). La matrice a une composition minéralogique de base à quartz (en dehors des veines), mica blanc et feldspath (albite), à laquelle s'ajoutent des minéraux ferro-magnésiens dont les plus répandus sont le grenat et le chloritoïde (quasi ubiquiste dans les micaschistes de la côte sud), dont les associations varient suivant les zones de métamorphisme. Les grenats sont riches en inclusions et peuvent en certains endroits atteindre le centimètre. De petits grenats roses, tardifs, sont très rares (Porh-Morvil).

La biotite brune est rare (on ne la trouve que dans la partie orientale de l'île), mais la biotite verte est assez répandue. L'association biotite brune-stilpnomélane a été décrite très localement dans certains micaschistes de la pointe du Spernac (Triboulet, 1971).

La chlorite verte primaire est fréquente dans certaines zones (voir plus loin) ; c'est une chlorite verte tardive, provenant de la déstabilisation des associations minéralogiques primaires, qui est la plus répandue et la plus visible. De la chlorite verte très foncée, associée à l'albite, remplit aussi des fractures tardives des roches. L'épidote plus ou moins zonée, rare dans les micaschistes, apparaît dans presque tous les gneiss albitiques.

Des micaschistes à glaucophane (Porh-Morvil, pointe des Chats) ou à glaucophane-grenat (Kerzauc, pointe du Spernac), et des gneiss albitiques à glaucophane (Port-Saint-Nicolas), sont le reflet de roches de chimisme « intermédiaire » dont l'origine géochimique reste à préciser. Apatite, sphène, tourmaline et minéraux opaques sont les minéraux accessoires.

Des réactions de déstabilisation rétro-morphosent grenat, chloritoïde et biotite brune, en conservant plus ou moins la forme initiale du minéral (pseudomorphoses). La transformation de ces minéraux en chlorite verte est systématique. Localement, le grenat se transforme en hématite (Kerroët, Locmaria) ou en stilpnomélane (Port-Mélite). La syncristallisation de chlorite verte et de chlorite brune oxydée qui ressemble à du stilpnomélane (Triboulet, 1977), provient de la déstabilisation du chloritoïde (Locqueltas, Kerroët, Kérigant, plage du Trec'h).

Les variétés de micaschistes que l'on peut distinguer sur l'île sont essentiellement fonction de l'abondance relative de telle ou telle espèce minérale intervenant dans la composition minéralogique. Cette distinction descriptive et commode, recouvre une réalité complexe résultant de l'interférence de la lithologie originelle (niveaux de compositions chimiques différentes), du métamorphisme (apparition-disparition des minéraux dans le temps et dans l'espace) et des déformations successives (litage tectonique).

L'extension verticale et horizontale des différentes variétés de mica-schistes apparaît ainsi particulièrement confuse, et le tracé éventuel de limites cartographiques serait quelque peu hasardeux et en tous cas dépourvu de signification, d'autant que des niveaux centimétriques de quartzites rubanés, de quartzites graphitiques et de quartzites à grenats s'y intercalent très régulièrement. Pour ces raisons, et suivant en cela le choix de C. Barrois pour la première édition de la carte à 1/80 000, les mica-schistes et les gneiss albitiques sont figurés par une seule couleur, et représentés par le même symbole.

Les différentes variétés de mica-schistes constituent des affleurements («gisements» des anciens auteurs) connus depuis longtemps dans les falaises par les minéralogistes.

● **Micaschistes indifférenciés** à quartz, mica blanc et feldspath (albite). En dehors des veines, le quartz cristallise en bandes subparallèles alternant avec des bandes phylliteuses, cette alternance définissant un litage tectono-métamorphique irrégulier. La biotite peut être présente selon les zones de métamorphisme.

Ce type de mica-schistes représente près de la moitié des affleurements dans les falaises, dont les meilleurs exemples se trouvent à Pen Men, Port-Saint-Nicolas, pointe de l'Enfer,...

● **Gneiss albitiques**. Des roches très feldspathiques à albite primaire, peut-être d'anciennes laves acides (rhyolites, dacites), qui représentent plus du quart des affleurements de métapélites (roches sédimentaires argileuses, métamorphisées), forment des niveaux très blancs, d'aspect massif, dans les falaises des côtes orientales (Pen Ganol, les Sables-Rouges, les Grands-Sables), sud-est (Porh-Morvil, l'Amer, les Saisies), sud-ouest (entre Cro Menac'h et la baie du Ven Hoal), nord-ouest (Er-Fons, Biléric, entre l'anse de Tréhor et la pointe du Grognon) et nord-est (plage du Trec'h).

Ces gneiss présentent des minéraux ferro-magnésiens identiques à ceux des mica-schistes, dans une zone géographique donnée. Les assemblages minéralogiques les plus fréquents sont : quartz, mica blanc, albite + grenat + chloritoïde + biotite + stilpnomélane.

● **Micaschistes à chloritoïde**. La présence systématique de chloritoïde dans les mica-schistes avait conduit C. Barrois à considérer ce minéral comme déterminant dans la définition du faciès pétrographique type des roches acides de l'île. En fait, ce minéral peut aussi se trouver dans les roches basiques, en cristaux de taille comparable (Porh-Morvil).

Le chloritoïde peut cristalliser en petites lamelles, parallèlement au plan de schistosité et conférer aux mica-schistes une couleur verte à noire (Locqueltas, le Camp des Gaulois, Port-Lay). Il peut également cristalliser en cristaux tabulaires de grande taille (5 à 10 mm) sécants sur la schistosité, comme dans les gneiss albitiques à grenats entre Locmaria et la pointe des Chats, la plage du Trec'h.

● **Quartzites rubanés**. Des niveaux de quartzites à grain fin sont interstratifiés dans les mica-schistes de Porh-Giguéou et du vallon de Kérigant, où ils ont remarquablement enregistré les déformations (plis non cylindriques).

● **Quartzites graphitiques.** Ils forment une multitude de petits niveaux de 5 à 10 mm d'épaisseur, constitués d'un quartzite très fin contenant des grains de matière carbonée à l'état de graphite. Inclus le plus souvent dans les micaschistes indifférenciés, les meilleurs exemples s'observent à l'extrême pointe de Pen Men et dans les falaises du Sud-Est de la pointe de l'Enfer.

● **Quartzites à grenats.** De nombreux niveaux de microquartzites, de 2 à 3 mm d'épaisseur, de couleur jaune orangé, sont chargés de petits grenats manganésifères non zonés, de contour polyédrique. Ces « quartzites rouges » sont également de bons enregistreurs de la déformation (pointe des Chats, pointe de la Croix).

Roches basiques

Elles correspondent aux « amphibolites à glaucophane » (δ^{1a}) de C. Barrois, et apparaissent interstratifiées dans les micaschistes et gneiss albitiques, soit en niveaux continus d'une épaisseur dépassant rarement 50 m (moitié ouest de l'île), soit en niveaux discontinus (boudins de toutes tailles) épais de quelques décimètres à quelques mètres (moitié orientale de l'île).

Ce sont les seuls marqueurs lithologiques utilisables pour cartographier les mégastructures synformes et antifformes dans l'intérieur de l'île, ainsi que pour prolonger (ou non) le tracé des failles reconnues sur les côtes, et donc pour en évaluer l'importance. C'est particulièrement le cas de la moitié ouest de l'île dans le périmètre Port-Saint-Nicolas—Kerlard—Kerlivio—Kerdurand—Kerrohet—Keranpoulo—Kerbus—Kerlobras. L'absence totale d'affleurements dans les secteurs de Kervédan, Quehello—Créhal, et de Locmaria—Praceline—Kerrohet—Keranpoulo, rend difficile le prolongement des affleurements de roches basiques très bien représentés sur la côte.

Le terme de « roches basiques » regroupe ici des *amphibolites* et *schistes verts* dont l'origine est magmatique et (ou) volcano-sédimentaire (tufs). D'un point de vue descriptif on peut différencier : des amphibolites bleues rubanées plus ou moins schisteuses (schistes à glaucophane) ou massives (*glaucophanites*), qui sont de très loin les plus abondantes, surtout dans la partie orientale de l'île ; des *amphibolites vertes* plus ou moins rubanées, à glaucophane et amphibole bleu-vert ; des amphibolites à glaucophane et pyroxène vert (omphacite), ou *éclogites* à amphiboles ; des *schistes verts* à amphibole verte à bleu-vert, quelquefois glaucophane, à texture « prasinitique », piquetés de cristaux arrondis d'albite. Certains de ces schistes verts peuvent localement contenir un peu d'amphibole bleue primaire (schistes verts à glaucophane), par exemple à la pointe des Chats, à Locqueltas, à Pen Men.

δG . Glaucophanites. Ce sont des amphibolites de couleur bleue dans lesquelles l'amphibole sodique ou glaucophane *l.s.* prédomine, et constitue des lits millimétriques à centimétriques alternant avec des lits de couleur jaune-vert d'épidote. Ces derniers forment par endroits de véritable épidotites, souvent riches en sphène, dans lesquelles on peut trouver de la glaucophane, du mica blanc, de la chlorite et de l'hématite en quantités mineures (côte d'Héno, Port-Lay). Elles sont très souvent riches en grenats.

L'épaisseur des lits et l'abondance relative des cristaux de glaucophane et d'épidote déterminent un clivage plus ou moins grossier qui donne à la roche un aspect qualifié de «schisteux» (glaucophanites schisteuses) ou «massif» (glaucophanites massives). La structure de la roche reste cependant la même.

Le clivage est facilité par la disposition planaire du mica blanc et par la disposition plano-linéaire de la glaucophane, dont les individus cristallisent parallèlement les uns aux autres selon la direction de la linéation régionale.

L'amphibole bleue, souvent zonée (variations de teintes allant du bleu clair au bleu foncé), apparaît presque systématiquement auréolée d'amphibole bleu-vert. Cette auréole est continue ou se localise aux extrémités de chaque cristal (Cogné, 1960 : fig. 24). L'amphibole bleu-vert peut également coexister avec la glaucophane en cristaux séparés (Triboulet, 1978).

L'épidote est constituée d'un cœur de pistachite (plus biréfringente) bordé d'une périphérie de clinozoïsite (moins biréfringente).

Le grenat, à formes cristallines généralement bien exprimées (rhombodécédraèdres) contient des inclusions sigmoïdes de quartz, d'épidote, de minéraux opaques, quelquefois d'amphibole bleue et amphibole bleu-vert, et s'accompagne de zones abritées dissymétriques, parallèlement à la linéation, qui attestent de son caractère syntectonique (Pen Men, Stanverec, pointe des Chats,...). La taille de ces grenats varie de 2 à 5 mm, mais peut atteindre 1 à 2 cm dans certaines glaucophanites de la pointe des Chats et de la plage du Trec'h.

De petits grenats automorphes tardifs, dépourvus d'inclusion et qui ne sont pas des produits de réactions, recoupent les structures (pointe des Chats). Ils sont quelquefois associés à des amphiboles bleues, des épidotes et de la chlorite verte, transverses par rapport à la schistosité principale.

De la chlorite verte primaire existe dans certaines glaucophanites de la plage du Trec'h, et doit être impérativement distinguée de la chlorite secondaire produite au cours de la rétrogenèse.

Du chloritoïde peut coexister avec du grenat et de l'amphibole bleue à Porh-Morvil, et de la paragonite primaire peut cristalliser dans les glaucophanites sans grenats à la pointe des Chats et au Poulziorec. Du mica blanc, le plus souvent de la phengite, apparaît de façon ubiquiste.

La biotite verte à brun-vert, ainsi que le stilpnomélane, sont rares (Locquetas et côte orientale).

Les minéraux accessoires sont le sphène, l'hématite, l'apatite et le quartz.

Le problème de la présence éventuelle de lawsonite sera traité en détail dans le chapitre sur le métamorphisme.

Les amphiboles bleues cristallisent généralement en fines aiguilles de 5 mm à 1 cm de long dans l'ensemble des glaucophanites de l'île, alors qu'elles forment de remarquables cristaux de 5 mm de large sur 2 à 4 cm de long dans les glaucophanites boudinées de la pointe des Chats. Ce «gisement» célèbre est actuellement protégé dans le cadre de la réserve minéralogique de Groix, et tout prélèvement est interdit, sauf autorisation spéciale.

Outre la pointe des Chats, les affleurements de glaucophanites s'observent dans les falaises de la pointe de la Croix, de Locqueltas, du vallon de Quéhello (« vallon du Lavoir »), de Gadoéric, de Pen Men (petits affleurements de la grotte aux Moutons au Sud et d'Er-Fons au Nord), et de la côte des Sœurs.

Des réactions minéralogiques entre certains minéraux « primaires » transforment les glaucophanites en amphibolites à amphibole bleu-vert, chlorite, épidote et albite. Ce sont :

glaucophane + épidote → amphibole bleu-vert + albite + chlorite

glaucophane + grenat → amphibole bleu-vert + albite + chlorite

grenat → épidote + chlorite

glaucophane + grenat → paragonite + chlorite

glaucophane + chloritoïde → paragonite + chlorite

glaucophane + paragonite → albite + chlorite

δ. Amphibolites vertes. La dominance de l'amphibole bleu-vert (calcosodique) sur l'amphibole bleue (sodique) est le critère qui définit les niveaux d'amphibolites vertes qui, par ailleurs, ont une composition minéralogique identique à celle des glaucophanites.

L'amphibole bleu-vert coexiste en paragenèse primaire avec l'amphibole bleue (à sa périphérie et en cristaux isolés), l'épidote zonée, le grenat (les Sables-Rouges, Locmaria), la chlorite (Porh-Roëd en Kermarec) et éventuellement la biotite. Quelques amphibolites vertes à grenat, sans glaucophane, apparaissent à l'anse du Gripp et à Port-Lay. Celles à chlorite sans grenat (Port-Mélite) sont des « schistes verts à texture rubanée ».

Les niveaux d'amphibolites vertes n'apparaissent que de façon sporadique, plus ou moins intercalés dans les glaucophanites, reflétant ainsi les différences lithologiques de la série détritique initiale et (ou) la zonation du métamorphisme. En effet, des niveaux basiques de chimisme identique peuvent devenir des glaucophanites ou des amphibolites vertes en fonction du degré d'évolution amphibole bleue—amphibole bleu-vert et en fonction du degré de rétro-morphose subi par la roche. Dans certains cas, cette transformation peut s'expliquer par départ-apport différentiel d'éléments à partir d'une roche magmatique basique indifférenciée (Port-Lay, anse du Gripp), la glaucophanite étant « enrichie » en CaO et SiO₂ (Triboulet, 1979).

Les affleurements d'amphibolites vertes se localisent sur les côtes sud-est (port de Locmaria, Kerzauc et Ouest de la pointe des Chats), est (Porh-Costic et les Sables-Rouges) et nord (pointe du Spernec, Port-Tudy, côte d'Héno, Port-Lay et Port-Melin).

L'interstratification des micaschistes et des amphibolites vertes est parfois si dense que ces **alternances** ont été figurées par le symbole ξζ-δ (côtes de Port-Melin et d'Héno, le Rolaz).

S. Schistes verts. Deux types se différencient sur le terrain : des schistes verts à structure « prasinitique » à albite ocellaire, épidote, chlorite et amphibole bleu-vert ; et des amphibolites sans grenat, à amphibole bleu-vert, associée quelquefois à de l'actinote alumineuse et à de la glaucophane.

Compte tenu de la définition des prasinites (roches à albite, chlorite, épidote et actinote), les schistes verts de Groix ne sont pas des prasinites *stricto sensu*. En effet, les roches à structure prasinitique sans glaucophane contiennent toujours une amphibole qui est de couleur bleu-vert, associée assez rarement à de l'actinote alumineuse.

Les affleurements de schistes verts sont caractérisés par la présence de cristaux blanchâtres d'albite de 3 à 4 mm de diamètre, souvent jointifs, et pouvant constituer un véritable tissu albitique fossilisant les structures (Félix, 1969). Les minéraux associés sont mica blanc, sphène, magnétite, quelquefois apatite ou calcite (Gadoéric).

Ces schistes verts « primaires », dont la minéralogie n'a pas été affectée par la rétromorphose, sont très souvent difficiles à différencier des autres métabasites, très rétromorphosées.

De même que la différenciation amphibolite—glaucophanite par métasomatose (voir plus haut), les schistes verts peuvent se former à partir d'une roche basique indifférenciée par lessivage de CaO et SiO₂, avec déshydratation (Triboulet, 1979).

À l'exception du secteur de Pen Men, la moitié ouest de l'île est constituée de schistes verts inclus dans les micaschistes et gneiss albitiques. Des gisements très connus des minéralogistes, décrits sous le nom de chloritoschistes ou de talcschistes (Er-Fons, Bileric, le Sémaphore, Beg-Melen,...) en font partie (cf. « Gîtes minéraux »).

ψ. **Éclogites.** Elles affleurent dans l'Est de l'île, dans une bande comprise entre la plage de Port-Quedoul et la pointe de la Croix sur la côte nord, et entre la plage de Locmaria et la pointe des Chats sur la côte sud. Un affleurement isolé existe dans les falaises de la côte des Sœurs.

Ce sont des roches d'aspect massif dans lesquelles le litage glaucophane—épidote est peu accusé, mais qui conservent la même structure planolinéaire que les glaucophanites.

Le couple « éclogitique » clinopyroxène jadéitique (omphacite)-grenat est systématiquement co-stable avec amphibole bleue et amphibole bleu-vert, qui présentent les mêmes types de relations que dans les glaucophanites. Les éclogites à amphiboles sont riches en épidote zonée, sphène, rutile, apatite, quelquefois phengite. Elles ne contiennent pas de chlorite primaire. Par contre, elles sont très riches en chlorite secondaire, associée à de l'albite et à de l'épidote produites lors de la rétromorphose.

L'affleurement le plus remarquable s'observe entre Porh-Morvil et Porh-Giguéou, au niveau de l'Amer, sur le territoire protégé de la réserve minéralogique. Les éclogites constituent un certain nombre de boudins de taille métrique (lentilles de 2 à 5 m) disséminés dans les gneiss albitiques à grenat et chloritoïde. La roche, massive et particulièrement tenace, apparaît principalement composée de glaucophane en petites aiguilles, de grenats de 5 mm

à 1 cm de diamètre contenant de remarquables inclusions sigmoïdes, d'épidote et de pyroxène formant des niveaux irréguliers respectivement de couleur jaune et verte.

Outre les réactions observées dans les amphibolites, les réactions suivantes sont caractéristiques des éclogites à amphiboles :

omphacite + grenat → épidote + amphibole bleu-vert + chlorite

omphacite + glaucophane → amphibole bleu-vert.

De petits grenats automorphes tardifs peuvent aussi apparaître (pointe du Spernac).

A. Serpentinites. Le seul affleurement connu en place est celui de l'anse de Tréhor, située sur le méridien du fort du Grognon, dans le Nord-Ouest de l'île (Le Bail, 1970 a). Des niveaux de schistes chloriteux riches en serpentine existent aussi intercalés dans des schistes verts (Est de Port-Saint-Nicolas, Er-Fons).

Il s'agit d'une roche de couleur gris-vert, à structure bréchique, dont les éléments ne conservent aucune relique de matériau initial. Le métamorphisme a développé serpentine (antigorite et chrysotile), chlorite, mica blanc et dolomite (cf. « Gîtes minéraux »).

Sur la carte, l'affleurement de serpentinites apparaît comme un triangle limité par deux failles. L'étude détaillée du contact oriental des serpentinites avec les micaschistes montre l'existence de miroirs de failles orientés N-S, avec un pendage de 60 à 80° vers l'Est, sur lesquels on observe clairement des stries de friction horizontales et verticales (faille décrochevau-chante). Le contact occidental avec les micaschistes et le prolongement cartographique des schistes verts d'Ineveli est difficilement accessible et moins net en raison de la présence de talcschistes et chloritoschistes pyriteux. Il est vraisemblable que les serpentinites de Tréhor soient allochtones au niveau d'érosion où on les observe actuellement, et qu'elles ne soient donc pas « interstratifiées » dans les micaschistes ou les schistes verts.

Roches particulières

Roches manganésifères. Quelques niveaux de piémontite (épidote rose) associée à du grenat rose (spessartine) et de l'oxyde de manganèse (pyrolusite), ont été décrits dans des micaschistes albitiques à grenats de la côte orientale de l'île, entre la plage des Grands-Sables et la plage des Sables-Rouges (Kiénaast et Triboulet, 1973).

Des concentrations de ce type ont été récemment identifiées aux Saisies (cf. « Gîtes minéraux ») et ont fourni de remarquables niveaux de piémontite rouge à rose vif (J. Moisan).

Roches ferrifères. De mince niveaux de glaucophanites contenant une amphibole ferrifère assez rare, la deerite, ont été découverts récemment par J. Moisan à la plage du Rolaz.

TERRAINS MAGMATIQUES

Υ^1 . **Leucogranite de Ploemeur.** Les affleurements côtiers qui encadrent l'entrée de la rade de Lorient constituent la terminaison méridionale du granite de Ploemeur, largement développé sur la feuille voisine Lorient à 1/50 000.

Le grain moyen de ce granite est de l'ordre de 5 mm à 1 cm. La texture est grenue. La muscovite y est le minéral le plus caractéristique et domine largement en quantité sur la biotite. Ils sont accompagnés de quartz, d'albite et d'orthose-microcline. Apatite, zircon et rutile sont les minéraux accessoires.

Une orientation discrète, à caractère principalement linéaire (muscovites en zone autour d'un axe horizontal), peut généralement être observée ; elle est de direction moyenne N 70-80° dans la presqu'île de Gâvres, N 95-100° de part et d'autre de la pointe du Talut.

On observe localement des filonnets de pegmatites (généralement à tourmaline), d'aprites et quartz laiteux sécants sur le faciès principal. L'épaisseur de ces intrusions n'excède jamais quelques décimètres et leur direction moyenne est subméridienne dans le secteur de la pointe du Talut.

À la pointe de Gâvres, une zone de cisaillement transcurrente dextre N 160-170°, représentée par des bandes de mylonites et d'ultramylonites dont l'épaisseur va de quelques centimètres à quelques décimètres, est la seule structure d'échelle cartographique affectant ce granite. Sur la partie orientale de la presqu'île de Gâvres, quelques petites zones de cisaillement situées dans du matériel pegmatoïde, présentent une direction moyenne N 80° et un pendage S d'une trentaine de degrés. La linéation d'étirement est subhorizontale ou possède un léger plongement vers le Sud-Ouest. Les critères structuraux indiquent un déplacement relatif vers l'Est du compartiment méridional.

La seule association de plans C/S (Berthé *et al.*, 1979) a été observée à l'Ouest de la pointe du Talut. Les plans C ont une direction N 30° et un pendage de 35° vers le Sud-Est. La linéation d'étirement qu'ils portent plonge en direction N 60°, et l'obliquité des deux éléments structuraux indique un abaissement dans cette direction du bloc supérieur.

Le granite de Ploemeur a reçu, par la méthode Rb/Sr sur roche totale, un âge de 304 ± 6 Ma (Bernard-Griffiths *et al.*, 1985). Les données gravimétriques (Vignerresse, 1978) montrent que ce granite se présente sous forme d'une lame subhorizontale dont l'épaisseur actuelle est de l'ordre du kilomètre. Quant aux données isotopiques, elles indiquent que son origine serait à rechercher dans la fusion de matériel crustal d'âge protérozoïque, lors des processus collisionnels liés au développement de la chaîne hercynienne (Peucat *et al.*, 1988).

TERRAINS SÉDIMENTAIRES ET FORMATIONS SUPERFICIELLES

Contrairement à Belle-Île-en-Mer, aucun placage de formation *pliocène* n'est observable sur les plateaux groisillons. Toutefois, des galets marins et des cailloutis épars dans les altérites sommitales (Rξζ) semblent témoigner des transgressions marines de cette époque. Les galets sont en majorité des quartz blancs plus ou moins jaunis. Les cailloutis sont des quartz rubéfiés émoussés.

Rξζ. Résiduels de micaschistes et gneiss. On observe, sur le socle métamorphique rocheux de l'île, le recouvrement discontinu de cette formation superficielle autochtone, provenant de l'altération des micaschistes (pour l'essentiel) et des gneiss du plateau groisillon. Ce placage d'altérites de couleur jaunâtre, à forte teneur en micas, montre encore, en coupe, des quartzites sous forme de filons démantelés qui surgissent parfois épars en surface.

Les formations résiduelles de micaschistes et de gneiss offrent des conditions pédologiques satisfaisantes pour les cultures, notamment aujourd'hui pour celle de l'orge qui couvre une partie non négligeable de l'île.

Mw-S. Complexes littoraux pléistocènes et solifluxion. Fréquemment recouverts par (ou interstratifiés dans) des coulées de solifluxion, on observe en alternances irrégulières trois types de dépôts marins anciens : des cordons de galets, des sables et coquilles, des bancs de sables consolidés. Ce complexe d'extension modeste, mais d'épaisseur parfois notable, est bien visible des plages qu'il surplombe dans la partie orientale de l'île, entre la pointe de Spernac et la pointe de l'Enfer.

Les *coulées de solifluxion*, de type périglaciaire, se distinguent par des blocs rocheux subautochtones dans une matrice limono-sableuse ocre à brune. Ces blocs sont anguleux et souvent débités en plaquettes ou plaques centimétriques à pluridécimétriques.

Les *cordons de galets*, d'origine marine, sont les témoins résiduels de plages anciennes pléistocènes. Ils sont le plus souvent interstratifiés et remaniés dans les dépôts périglaciaires ou plaqués contre la paroi rocheuse à une altitude généralement inférieure à 5 m.

Les *sables à coquilles*, interstratifiés ou sommitaux (pointe des Chats), sont les vestiges d'anciennes plages sableuses contemporaines des cordons de galets.

Les *bancs de sables consolidés* révèlent, comme ceux des placers actuels, un taux de minéraux lourds très important à dominante de grenat. Ces minéraux, bien qu'altérés et rubéfiés, laissent apparaître les séquences de dépôts dues au tri des différents minéraux avant leur consolidation.

Dans ces complexes on décèle localement la présence de *sables éoliens* provenant d'anciennes dunes démantelées.

CF. **Complexes colluvio-alluviaux.** Cette formation comprend trois types de dépôts qui ne pouvaient être distingués sur la carte :

- des cailloutis et limons soliflués de type périglaciaire ;
- des colluvions de pentes ;
- des alluvions fluviales.

Ces dépôts remblaient les fonds de vallons qui correspondent, pour la plupart, au réseau hydrographique. Ces vallons suivent généralement la ligne de plus grande pente, à l'exception de ceux qui aboutissent à Port-Saint-Nicolas. Ces derniers, au nombre de deux, empruntent en parties les failles majeures qui affectent le socle. D'ailleurs, à l'Ouest (dans la partie haute de l'île), ce sont les seuls qui sont raccordés au niveau marin actuel. Le ruissellement, insuffisant dans les autres vallons de la partie orientale, fait qu'ils sont restés suspendus entre 5 et 30 m à flanc de falaise. Sur la façade atlantique, les dépôts périglaciaires colluviaux et alluviaux remblayant ces vallons suspendus, ont été parfois totalement dégagés par les tempêtes sur plusieurs dizaines de mètres de profondeur.

M-Fy. **Alluvions holocènes des estuaires : schorre.** Depuis le début de la période historique, qui correspond à une relative stabilité du niveau marin et à la mise en place du cordon littoral de Gâvres, le lagon formant la baie de Locmalo a été remblayé par des sables et des vases. Les vases supérieures sont recouvertes par la végétation.

Une **tourbière holocène** (M-Fy₍₁₎) est à signaler en bordure nord de la feuille, en amont de la dune du Pérello.

Mz. **Plages actuelles.** Inexistantes à l'Ouest de l'île, les plages sableuses apparaissent peu à peu sur la côte nord comme sur la côte sud, pour devenir graduellement importantes à l'autre extrémité de l'île. Elles se présentent d'abord sous forme de petites grèves blotties dans les cirques et les embouchures de vallons, pour se développer dans la partie orientale en vastes estrans sableux. Hormis les sables coquilliers, les matériaux proviennent de l'altération des roches voisines, comme l'a démontré L. Chauris. Ces sables présentent la plus importante concentration de minéraux lourds du Massif armoricain (avec ceux de Saint-Quay-Portrieux, Côte-d'Armor). Les analyses (cf. « Sables lourds des plages ») indiquent que le grenat domine largement le spectre minéralogique, d'où la couleur rouge de certaines plages (les Sables-Rouges par exemple). Viennent ensuite l'ilménite et la magnétite sous forme de sables noirs, l'épidote et enfin le chloritoïde, la glaucophane et le rutile. On observe souvent des séquences de dépôt dues au classement des minéraux suivant leur densité.

Ces sables sont soumis à une dérive littorale, comme le révèlent les photographies aériennes réalisées depuis 1952. Une station de mesure a été installée en février 1984 pour suivre assidûment l'érosion et les déplacements de la plage des Grands-Sables, dont on a craint la disparition complète à la suite de fortes tempêtes.

Sur le continent, la sédimentation actuelle est représentée par des dépôts de sables très fins et de vases sur les estrans.

D. **Dunes.** Les seules formations dunaires notables sont localisées à l'Est de l'île en deux endroits et altitudes différents :

— un petit massif dunaire alimenté par la plage des Grands-Sables surmonte les formations périglaciaires accumulées à la base de la falaise du fort Surville ;

— à proximité de l'amer de Port-Mélite, sur la falaise, une accumulation de sables éoliens envahis par la végétation a été partiellement exploitée.

Sur le continent, les dunes couvrent une grande superficie. Une partie du cordon littoral qui s'étend de Gâvres à Quiberon figure au Nord-Est de cette feuille. Ce cordon délimite une lagune cartographiée dans son ensemble sur la feuille Lorient. L'édification du cordon dunaire de Gâvres est postérieure au Néolithique, elle date vraisemblablement de l'âge du fer car des monuments mégalithiques, plus anciens, sont recouverts par la dune plus à l'Est sur ce même cordon. Des excavations utilisées pour l'extraction du sel et datant de l'âge du fer sont aussi envahies par la dune au Sud du fort Bloqué.

X. **Dépôts anthropiques.** Si ceux de Port-Melin correspondent à des travaux d'aménagement récents, ceux de Kervedan sont datés de l'âge du bronze. Il s'agit d'un camp retranché, utilisé jusqu'à la période gauloise (d'où une de ses appellations : « le Camp des Gaulois »). On y discerne encore trois levées de terre parallèles alternant avec cinq fosses ; ce sont les vestiges de fortifications.

GÉOLOGIE DU PLATEAU CONTINENTAL

La partie sous-marine de la carte correspond au plateau continental limité au Nord par la côte lorientaise, au Sud par un parallèle passant entre la pointe des Chats et la basse des Chats, à l'Ouest par le méridien de l'anse du Pouldu—basse Buzic, et à l'Est par le méridien de la pointe de Gâvres—basse de Guihel (fig. 2).

Le périmètre ainsi défini occupe le Nord-Ouest d'une échine rocheuse pré-littorale qui s'étend parallèlement au rivage, sur 75 km, entre la presqu'île de Quiberon et les îles de Glénan, et qui est séparée du continent par la dépression littorale des coureux de Groix (Pinot, 1975 : fig. 4 et 14). Cette échine est interprétée comme une série de horsts alignés NW-SE, isolés par des failles transversales orientées N-S, et dont le plus élevé est celui de l'île de Groix (Pinot, 1975 : figure 6).

Les hauts-fonds rocheux du plateau continental prolongent vers le Nord-Ouest (basse Buzic, basse de Groix) la pointe de Pen Men, vers l'ESE (basse de Guihel) la pointe de la Croix, vers le Sud (basse des Chats) la pointe des Chats, et vers le Nord (basse du Grognon, basse des Bretons) la côte nord-ouest de l'île (fig. 2).

Ces hauts-fonds constituent des affleurements du socle qui ont servi de repères au cours des campagnes de recherches menées depuis plus de 25 ans :

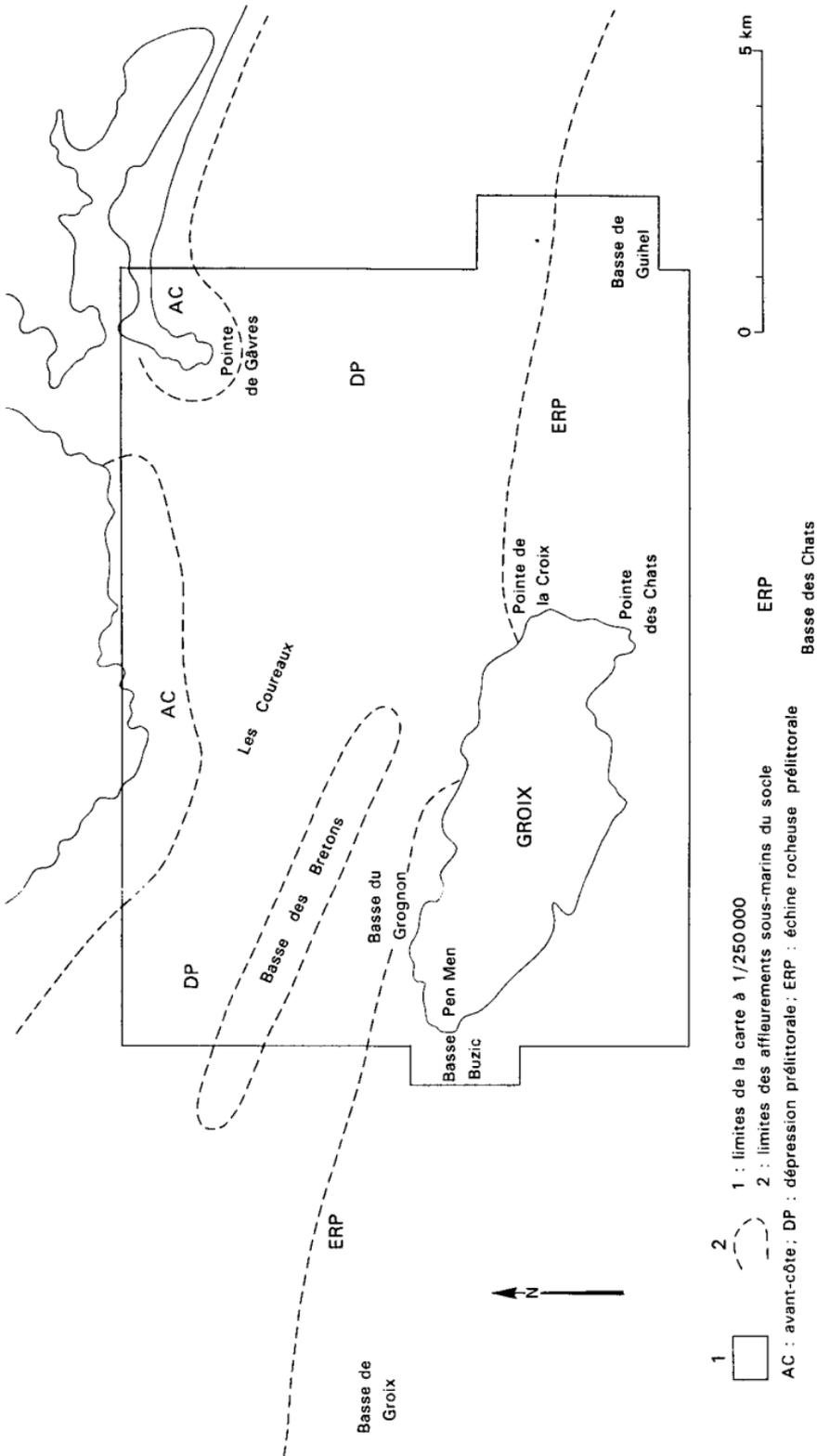


Fig. 2 - Carte de localisation de hauts-fonds aux abords de l'île de Groix

— recherches géomorphologiques et sédimentologiques, de 1963 à 1971, par J.P. Pinot et collaborateurs, à bord du *Gwarlan*, du *Job ha Zélian* (navire GRECO), de la *Pélagia* (navire ISTPM) et du *Jean-Charcot* (navire DGRST). Les résultats obtenus ont permis la publication de la carte sédimentologique sous-marine de Lorient à 1/100 000 (1972) ;

— recherches géologiques sur la nature et la structure du socle et des bassins tertiaires par carottages et profils sismiques, de 1963 à 1971, par Y. Delanoë et collaborateurs, à bord des mêmes navires. Ces recherches ont été coordonnées avec les précédentes et ont donné lieu à des publications communes (symbole des carottages sur la carte : ●, sans indication de nature du prélèvement) ;

— recherches géologiques sur la pétrographie et les limites structurales du socle par carottages, entre 1973 et 1974, par J.P. Lefort et collaborateurs, à bord du *Job ha Zélian* et du *Gwalarn* (symbole des carottages sur la carte : ○, affecté d'un numéro, ex. : 819, d'une notation et d'une couleur identiques à celles des roches terrestres équivalentes) ;

— recherches pétrographiques et structurales sur l'extension de la « ceinture de schistes bleus » du plateau continental, par plongées sous-marines et prélèvement d'échantillons orientés, en août 1979, par J.P. Lefort, M.D. Max et collaborateurs, à bord du *Gwalarn* (symbole des points de plongée sur la carte : ○ affecté de la lettre P suivie d'un numéro, ex. : P20, d'une notation et d'une couleur identiques à celles des roches terrestres équivalentes).

Les principaux résultats de ces deux dernières campagnes de recherches ont été publiés.

SOCLE MÉTAMORPHIQUE

En dehors du granite de Ploemeur, dont les affleurements sous-marins constituent l'avant-côte entre les pointes du Talut et de Gâvres, le socle submergé est essentiellement composé de roches métamorphiques que l'on peut subdiviser en trois groupes : le groupe du Pouldu, le groupe de Belle-Île-en-Mer et le groupe de l'île de Groix.

Groupe du Pouldu

Les quelques carottages réalisés dans le périmètre de la carte par Y. Delanoë *et al.* (1972) correspondent à des micaschistes indifférenciés occupant la dépression des coureux de Groix jusqu'au méridien du plateau de Kerpape. Les prolongements de ces micaschistes vers l'Ouest, au large de la côte du Pouldu, ont été carottés par J.P. Lefort et J. Segoufin (1978) et ont montré des associations à quartz, mica blanc, albite, chlorite et chloritoïde.

Le chloritoïde s'observe aussi bien dans les micaschistes du Pouldu que dans ceux de l'île de Groix. Cependant, au Pouldu, les micaschistes à chloritoïde sont caractéristiques de roches de « haute température », associés à des micaschistes à staurotide, grenat, biotite, chlorite (Triboulet, 1983), alors qu'à Groix ils sont de plus haute pression et de température moyenne, à grenat-biotite, associés à des schistes bleus. L'absence de staurotide dans les

échantillons carottés ne permet donc pas de décider de leur appartenance, qui doit être discutée sur des critères autres que des critères purement minéralogiques.

Groupe de Belle-Île-en-Mer

La plongée P24, effectuée immédiatement au Nord de la basse de Guihel, a permis de trouver, par 18 m de fond, un affleurement de schistes verdâtres associés à des roches feldspathiques gris-de-plomb. L'étude des lames minces montre, sans ambiguïté, que les schistes verdâtres sont des **tufs grossiers** et que les roches feldspathiques sont des **porphyroïdes** ($i\rho$), appartenant à l'ensemble volcano-sédimentaire de Belle-Île-de-Mer.

Situé à plus de 20 km au Nord de la pointe des Poulains (extrémité nord-ouest de Belle-Île-en-Mer), l'affleurement de la basse de Guihel se prolonge vers le Sud-Est au large de la côte ouest de la presqu'île de Quiberon, où des matériaux identiques ont été carottés.

Groupe de l'île de Groix

La « ceinture de schistes bleus » affleure au Sud d'une ligne qui traverse la carte en diagonale en suivant la limite entre la basse des Bretons et les coureaux de Groix vers le Nord-Ouest, et en se prolongeant vers le Sud-Est jusqu'à la base de Guihel.

La densité et la répartition des prélèvements par carottages et plongées sous-marines sont suffisantes pour apporter des informations fiables sur la *zonation spatiale du métamorphisme* et sur la *structure* du socle submergé.

Zones de métamorphisme

Les zones de métamorphisme (I, II, III) établies sur l'île par C. Triboulet (cf. « Métamorphisme et déformation ») se prolongent sur le plateau continental de façon cohérente.

La zone II du secteur de Pen Men se retrouve ainsi à la basse Buzic où des roches basiques à glaucophane, amphibole bleu-vert, grenat, épidote, mica blanc (δG) ont été prélevées par carottage (825) et plongée (P25).

La zone II du secteur de la pointe des Chats à la pointe de la Croix se prolonge sur une série de hauts-fonds, 5 km vers l'Est en direction de la basse de Guihel. Les carottages ont fourni des glaucophanites (δG) (869-867) et les plongées des gneiss albitiques (ξZ) à grenat-biotite (P19, P20, P21, P22, P23) ainsi que des glaucophanites (P16).

Par contre, au large de la côte nord-ouest de l'île située dans la zone III, la plongée P27 effectuée au Sud de la basse du Grognon a permis de prélever des gneiss albitiques à grenat, biotite et chloritoïde, caractéristiques de la

zone I. Cette zone I se retrouve vers l'Ouest de la basse des Bretons (glaucophanites du carottage 824).

La géométrie et la signification de la zonation à l'échelle de la « ceinture de schistes bleus » seront discutés par la suite.

Structure

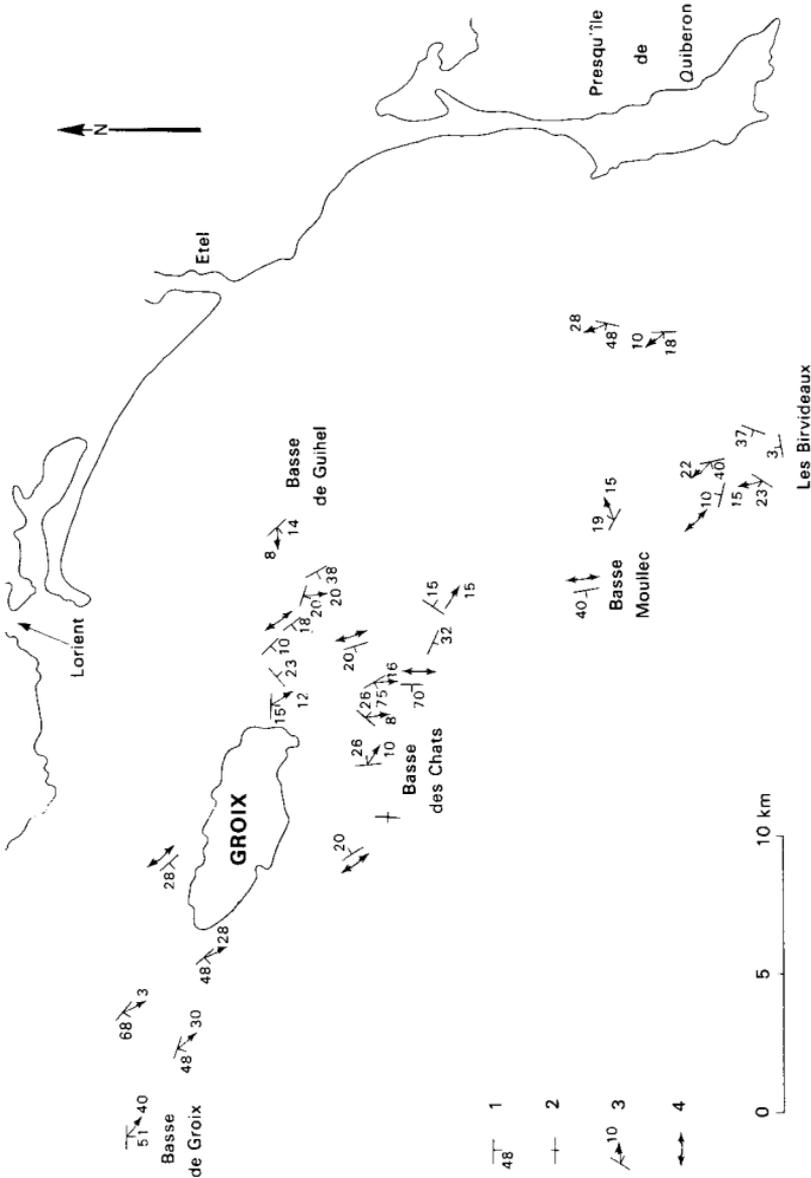
La **carte structurale** a été établie à partir des mesures de schistosité et de linéation effectuées sur les affleurements sous-marins. Chaque point de plongée est ainsi affecté des mêmes symboles structuraux qu'un affleurement terrestre. La carte de la figure 3 représente ainsi la structure de la « ceinture de schistes bleus » telle qu'elle a pu être dressée à partir de la totalité des mesures.

Dans le cadre de la carte à 1/25 000, les mégastructures antiformes et synformes (D2) identifiées sur l'île se prolongent de façon cohérente sur le plateau continental, notamment vers le Sud-Est. Le flanc nord de la synforme de la pointe des Chats peut ainsi se suivre sur plus de 5 km en corrélant entre eux les plans de schistosité mesurés aux points de plongée P19, P20, P21, P22, P23 et P16. La linéation d'allongement portée par ces plans à une orientation moyenne N140-160° environ, parallèle à la linéation régionale de l'île.

Le flanc sud de l'antiforme de Pen Men se prolonge vers la basse Buzic (plongée P25). Le flanc nord de cette antiforme doit être relayé vers le Nord par une synforme dont le flanc nord a été mis en évidence à la basse du Grognon (plongée P27).

Les **relations cartographiques** entre les groupes du Pouldu, de Belle-Île-en-Mer et de l'Île de Groix sont liées à l'existence d'une *discontinuité du socle* correspondant à la ligne diagonale décrite précédemment. Cette discontinuité, mise en évidence par la géophysique, a un *pendage apparent faible vers le Sud* (données sismiques de Delanoë, *et al.*, 1969), ce qui lui confère une signification tout à fait particulière. En effet, son prolongement vers le Sud-Est passe entre les points de plongée P16 (glaucophanites) et P24 (tufs et porphyroïdes) distants de 2 km environ. Si la direction et le pendage de la schistosité restent très voisins en ces deux points, il n'en est pas de même pour la linéation d'allongement. Au point P16, la linéation est voisine de N-S, alors qu'au point P24 elle est voisine de E-W et conforme à la direction régionale de la linéation à Belle-Île-en-Mer (Audren, 1987). Compte tenu de ces données, la discontinuité peut être considérée comme une faille plate qui met en contact deux groupes lithologiques différents à fort contraste de métamorphisme et de structure. En d'autres termes, la « ceinture de schistes bleus » *chevauche les séries volcano-sédimentaires de Belle-Île-en-Mer* suivant un plan interprété comme un chevauchement majeur sur la figure 1.

Celui-ci constitue une *limite nord pour les schistes bleus* qui apparaissent en contact anormal avec les micaschistes carottés dans les coureaux de Groix, qu'il est alors logique d'attribuer au groupe du Pouldu.



1 : plan de schistosité S1 ; 2 : schistosité S1 verticale ; 3 : linéation d'allongement L1 mesurée dans S1
4 : linéation L1 horizontale. Les numéros de plongées ne sont pas figurés

Fig. 3 - Carte des mesures de schistosité-linéation dans la ceinture de schistes bleus du plateau continental (d'après Lefort, Audren et Max, 1982, simplifié)

Les relations entre le groupe du Pouldu et le groupe de Belle-Île-en-Mer restent inconnues car leur contact éventuel est masqué par des sédiments récents (dunes hydrauliques de l'embouchure de la rade de Lorient).

La **coupe AB**, réalisée dans le socle et annexée au cartouche structural de la carte géologique, passe à l'Est de Groix et à l'Ouest de Belle-Île-en-Mer, selon une direction NNW-SSE, de manière à inclure les affleurements sous-marins de la basse Moullec et des Birvideaux (fig. 3). Deux coupes partielles CD (6 km à l'Est) et EF (coupe géophysique, 3 km à l'Ouest) complètent la coupe principale AB.

Cette coupe donne une idée des relations géométriques que l'on peut raisonnablement établir entre les trois groupes lithologiques précédents en tenant compte des données géophysiques synthétisées par la figure 24 (voir chapitre « Géophysique ») et correspondant à la coupe. Les structures de la coupe EF ont été intégrées dans la coupe AB.

Les schistes bleus, représentés avec leurs mégastructures propres (fig. 24), constituent, d'après la gravimétrie, une klippe de 1 km d'épaisseur environ. Ils sont en contact anormal vers le Nord avec le groupe du Pouldu et 5 km au Sud avec le groupe de Belle-Île-en-Mer ; leur limite sud est une faille transcurrente. Ils sont en contact direct avec le groupe de Belle-Île-en-Mer au niveau de la coupe CD.

Le groupe de Belle-Île-en-Mer est représenté par les mégastructures observées au niveau de l'île et que l'on suppose exister en profondeur. Le groupe du Pouldu est représenté par des structures parallèles traduisant le pendage N de la schistosité observée sur le continent en bordure de côte ; le granite carbonifère de Ploemeur (304 Ma) est intrusif dans ce groupe. Le contact entre les groupes du Pouldu et de Belle-Île-en-Mer n'est pas visible mais se situe vraisemblablement au Nord de la base de Guihel, sous le bassin éocène de Gâvres (CD). Ce contact est prolongé vers l'Ouest et passe à la verticale de l'île de Groix, sous la klippe de schistes bleus, au niveau de la coupe AB (traits rouges discontinus sur le cartouche structural) ; il est représenté avec un pendage faible vers le Sud car, lithologiquement, le groupe de Belle-Île-en-Mer surmonte le groupe du Pouldu dans le contexte régional.

La nature du contact entre les deux groupes, et *a fortiori* sa cinématique, sont inconnues.

La succession lithologique originelle a dû être modifiée par les chevauchements précoces éovarisques qui ont structuré toute la chaîne, puis par les chevauchements varisques au sens strict, dont on peut penser qu'ils sont à l'origine de l'allochtonie des schistes bleus. De ce point de vue, la partie du groupe de Belle-Île-en-Mer située sous la klippe au niveau de Groix peut être interprétée comme une écaille tectonique arrachée de sa masse principale située au Sud, lors du charriage terminal des schistes bleus.

Les structures schématisées par la coupe concernent au maximum les deux premiers kilomètres de la croûte continentale de Bretagne méridionale. Elles doivent être distinguées des chevauchements varisques à

vergence S mis en évidence par les profils sismiques ECORS-Gascogne, soit à une profondeur comparable dans d'autres parties de la chaîne, soit entre 5 et 30 km de profondeur dans l'ensemble de celle-ci.

COUVERTURE SÉDIMENTAIRE TERTIAIRE

Les sédiments d'âge éocène sont connus sur le plateau continental où ils occupent des bassins d'effondrement dans la dépression pré-littorale, ou forment des affleurements étendus limitant le socle vers le large (fig. 1).

Dans la partie orientale de la carte, *le bassin de Gâvres* est le plus anciennement connu et affleure entre 5 et 20 m de profondeur depuis la pointe de Gâvres jusqu'à la basse de Guihel.

Les dragages et les carottages ont fourni des **calcaires à nummulites** (e) en galets ou en place. Les enregistrements de sismique mettent en évidence trois horizons distincts, chacun d'une épaisseur d'une dizaine de mètres ; ce sont, du sommet vers la base : du Lutétien supérieur, de l'Yprésien et un faciès calcaire différent qui n'arrive pas à l'affleurement (Delanoë *et al.* 1972a).

Les avancées variables de l'Yprésien et du Lutétien sur le socle peuvent s'expliquer par les gauchissements qu'a dû subir la surface d'érosion anté-éocène. La régression post-lutétienne a ensuite provoqué l'émersion des calcaires qui, soumis à l'érosion subaérienne, ont été creusés par un réseau hydrographique complexe.

De cette époque daterait le rejeu parfois important d'un certain nombre de failles hercyniennes qui, ainsi réactivées, ont provoqué la structure actuelle en horsts de l'échine rocheuse pré-littorale. Les sédiments tertiaires se sont ainsi trouvés piégés dans de petits grabens.

Dans le cas de la limite sud-ouest du bassin de Gâvres, il est probable que le chevauchement identifié précédemment ait pu jouer localement en faille normale.

SÉDIMENTS MEUBLES

Les sédiments meubles de la zone sous-marine comprise entre l'île de Groix et le continent sont caractérisés (Pinot et Vanney, 1972) par une granulométrie assez bien différenciée. Dans les secteurs côtiers, le substratum affleure largement ou n'est que faiblement recouvert de cailloutis, de graviers et de sables grossiers. Dans la dépression périlittorale, les sédiments sont plus fins : sables grossiers, sables fins, vases. Les sédiments vaseux se rencontrent à l'Ouest à la sortie des coureux de Groix, où ils tapissent le chenal le plus profond. À l'Est, entre la pointe de Gâvres et Groix, la couverture sédimentaire meuble, de granulométrie plus grossière, est caractérisée par l'existence de sables coquilliers grossiers et de *maërl* (*).

Des levés détaillés (sonar latéral, sondeur à sédiments) réalisés dans le cadre de l'inventaire des ressources en granulats marins, ont permis de cartographier les différents faciès observés dans ce secteur (fig. 4, en pages centrales). La prédominance du maërl dans la partie orientale, la moins profonde, s'explique par sa granulométrie élevée qui permet sa conservation dans un secteur où l'agitation due à la houle est plus importante. Les teneurs en *Lithothamnium* en surface sont élevées, en moyenne 40 %.

Dans ce même secteur, les levés au sonar latéral ont mis en évidence des formes sédimentaires assez nombreuses. Regroupées sous l'appellation de (petites) « dunes hydrauliques » (*in Berné et al.*, 1989), elles sont communément appelées mégarides ; leur longueur d'onde varie le plus souvent de 1 à 2 m dans la zone étudiée, et leur amplitude ne dépasse pas quelques décimètres.

Ces formes transverses au courant sont orientées NW-SE, perpendiculairement à la direction des houles dominantes venant du Sud-Ouest. Quelques zones de mégarides d'orientation N-S ont été détectées plus à l'Ouest dans les coureux et au Nord de l'île de Groix (fig. 4).

Les divers prélèvements et levés de sismique réflexion réalisés dans cette région (Bouysse et Horn, 1971 ; Delanoë *et al.*, 1972 b ; BRGM, IFREMER, données non publiées) ont montré que l'épaisseur de la couverture de sédiments meubles était dans l'ensemble très faible (quelques mètres au plus), à l'exception de quelques chenaux où elle atteint ou dépasse la dizaine de mètres (15 à 20 m au maximum).

Ces chenaux représentent les anciennes vallées fluviales aujourd'hui submergées des rivières sud-armoricaines. L'étude des différents tracés au Sud du Massif armoricain a montré (Delanoë *et al.*, 1972 b ; Pinot, 1975) que les vallées quaternaires situées à l'Ouest ont d'abord suivi un cours orienté vers l'Est ; le Blavet s'écoulait alors vers le Sud avant de franchir l'échine rocheuse pré littorale constituée par les îles et des hauts-fonds. Le tracé de cette paléovallée ancienne longe la côte nord de l'île de Groix. Selon Y. Delanoë *et al.* (1972 b), c'est à un basculement récent vers l'Ouest de cette partie du Massif armoricain que serait dû le changement de direction des écoulements et le creusement de nouvelles vallées. La vallée la plus récente du Blavet se dirige vers l'Ouest à travers la passe de l'Ouest, actuel chenal de navigation, et la fosse du Talud. Elle rejoint plus à l'Ouest d'autres rivières sud-armoricaines avant de se diriger vers le Sud et de franchir l'échine pré littorale. Les levés détaillés du BRGM (dans la passe de l'Ouest) et de l'IFREMER (voir fig. 4) montrent que le réseau des chenaux est plus

(*) On désigne par « maërl » un dépôt sédimentaire meuble composé en majorité d'algues calcaires appartenant à la famille des corallinacées. Elles se présentent sous la forme d'arbuscules libres et se reconnaissent facilement, à l'état vivant, par leur couleur lie-de-vin en surface ; les algues mortes sont ternes et de couleur pâle. Différents genres sont connus : le plus commun, en Bretagne, est *Lithothamnium*, et notamment *L. calcareum* et *L. corallioides*. Les accumulations composées essentiellement d'algues sont rares. Elles contiennent aussi d'autres éléments en proportion variable : coquilles, graviers, sables et vase. Du point de vue de la granularité, le maërl est un gravier calcaire.

complexe dans le détail et principalement dirigé vers le Sud dans la partie orientale des coureux.

Ce n'est qu'à quelques milles nautiques au Nord de l'île de Groix que les chenaux occidentaux subissent une nette inflexion vers l'WNW. Ce changement de direction est contrôlé par le contact faillé, orienté N 110° E, entre le groupe du Pouldu et le groupe de l'île de Groix, traduisant ainsi à la fois le contraste lithologique et l'influence des rejeux tectoniques tertiaires des fractures du socle.

MÉTAMORPHISME ET DÉFORMATION

MÉTAMORPHISME

Comme la plupart des phénomènes géologiques, le métamorphisme varie en intensité dans l'espace et dans le temps. La succession des minéraux ou des associations minérales *dans l'espace* à un instant donné définit une zonation spatiale (isogrades = courbes d'iso-intensité du métamorphisme). La succession des minéraux ou des associations minérales *dans le temps* à un endroit donné constitue un enregistrement plus ou moins complet et continu de l'évolution métamorphique depuis le stade initial jusqu'au stade final (zonation temporelle).

Les roches métamorphiques de l'île de Groix ont remarquablement conservé la mémoire de cette double histoire spatiale et temporelle au cours de deux épisodes successifs d'un métamorphisme polyphasé. Ce sont :

- un épisode M1, de haute pression-basse à moyenne température, qui a transformé les laves en amphibolites, en schistes verts et en gneiss albitiques (?), les péridotites en serpentinites et les sédiments pélitiques en micaschistes ;
- un épisode M2 qui a déstabilisé partiellement les minéraux de M1 au profit de minéraux stables à plus basse pression et température. Cet épisode est rétro-morphique par rapport à M1.

Zonation spatiale du métamorphisme dans les metabasites

Elle a été établie au moment de la culmination du métamorphisme « schistes bleus » lors de l'épisode M1.

● **Zone I.** C'est dans cette zone que l'on rencontre des amphibolites à clinopyroxène, rapportées à trois types principaux d'associations :

- glaucophane-épidote-grenat-actinote (rare) ;
- clinopyroxène-glaucophane-grenat-épidote (très répandue) ;
- paragonite, épidote-glaucophane-grenat (rare)

qui correspondent à des chimismes différents de la roche magmatique initiale.

Dans la représentation tétraédrique $\text{Na}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3-(\text{Mg}, \text{Fe}, \text{Mn})\text{O}-\text{CaO}$ (SiO_2 et eau en excès), les volumes délimités par les associations précédentes sont à quatre phases minérales. Ils sont représentés dans la figure 5.

L'amphibole bleu-vert n'intervient qu'en fin de cristallisation de l'amphibole bleue. La rétro-morphose (M2) a eu tendance à remplacer ces associations primaires par :

- albite-paragonite-chlorite-épidote ;
- albite-chlorite-épidote-amphibole bleu-vert.

Les transformations ne sont pas partout uniformes. Le grenat le plus souvent reste stable ; cependant, il a quelquefois tendance à se déstabiliser en chlorite et épidote. L'omphacite connaît un phénomène analogue à l'ou-ralitisisation, et se déchiquette en aiguilles d'amphibole bleu-vert. Enfin, l'association albite-chlorite provient aussi de la réaction de la glaucophane sur la paragonite.

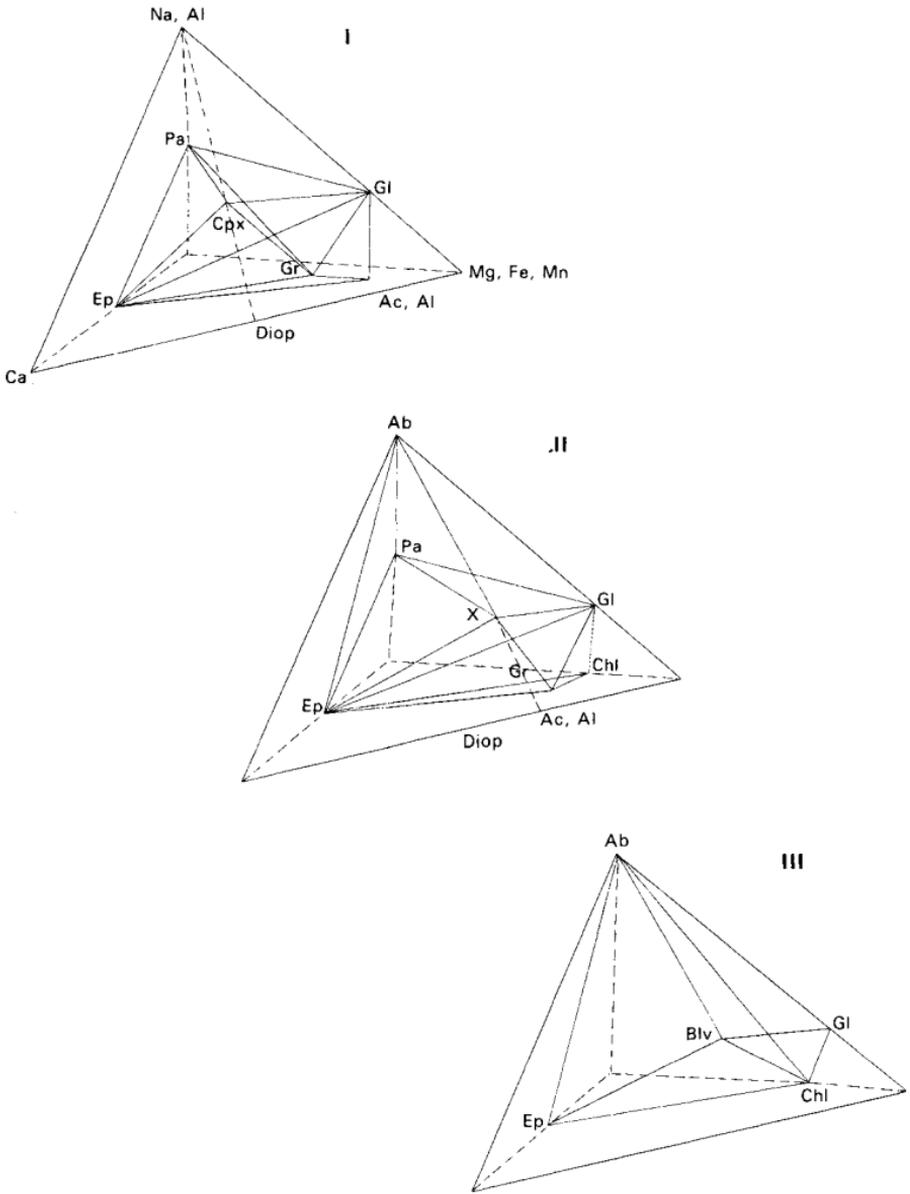
D'après la définition originelle de Haüy, une roche constituée d'omphacite et de grenat almandin est une éclogite. Or, les roches à omphacite-grenat de la zone I contiennent toujours de la glaucophane primaire et pas de chlorite, ce qui implique que le pic du métamorphisme se situe dans des conditions de pression et de température relativement élevées, voisines de la limite éclogite—amphibolite.

● **Zone II.** Elle se définit comme zone des amphibolites à grenats sans clinopyroxène. On y distingue plusieurs types de metabasites : des glaucophanites à grenats, à glaucophane dominante ; des amphibolites à grenats, à glaucophane et amphibole bleu-vert en quantités égales ; et des amphibolites à grenats et actinote alumineuse vert clair dominante. La composition de l'amphibole est déterminée par la composition globale de la roche et le rapport des éléments chimiques dans les autres minéraux, dans des conditions P-T données. Au moment de la culmination du métamorphisme, les niveaux différemment colorés, qui ont pris naissance dans un même régime P-T, reflètent des différences de chimismes initiaux (avant le métamorphisme) ; c'est pourquoi il est fréquent de trouver « intercalées » de bas en haut d'une falaise (plage du Trec'h, Port-Lay, pointe du Spernac), des amphibolites à actinote alumineuse, ou amphibole bleu-vert, ou glaucophane dominantes.

Les paragenèses primaires sont de trois types :

- amphibole bleu-vert-glaucophane-épidote-grenat (très répandue) ;
- paragonite-épidote-glaucophane-amphibole bleu-vert (exceptionnelle) ;
- amphibole bleu-vert ou actinote alumineuse-chlorite-épidote-grenat (rare).

Dans la représentation des assemblages à l'aide du tétraèdre précédent (fig. 5-II), le point X représente une composition intermédiaire dont la valeur peut mener ou non à une démixion dans les amphiboles calciques. On peut faire varier X entre les pôles actinote et édénite sur la face (Na₂O, Al₂O₃)-CaO-(Fe, MgO) du tétraèdre. Cette représentation rend compte en particulier des paragenèses à amphibole bleu-vert, chlorite, grenat, épidote, et de celles à actinote alumineuse, chlorite, grenat, épidote, et de l'existence fréquente de tous les intermédiaires à deux amphiboles. Elle souligne l'impossibilité de coexistence en paragenèse primaire d'albite-chlorite, albite-grenat et paragonite-grenat-amphibole bleu-vert. Outre l'absence d'omphacite dans des roches de compositions chimiques voisines de celles de la zone I, on note ici la présence d'amphibole bleu-vert ou d'actinote alumineuse et de la chlorite dans les paragenèses primaires. La présence d'amphibole



Dans la figure I, le joint clinopyroxène passe derrière le plan Ep-Cpx-GI
Ab : albite ; Ep : épidote ; GI : glaucophane ; Ac, Al : actinote alumineuse ; Blv : amphibole bleu-vert ;
Diop : diopside ; Cpx : clinopyroxène ; Gr : grenat ; Pa : paragonite ; Chl : chlorite

Fig. 5 - Paragenèses des roches basiques en coordonnées Ca-Al - (Na, Al) - (Fe, Mg, Mn) , avec SiO₂ et H₂O en excès, pour les zones I, II et III, au moment de la culmination du métamorphisme

bleu-vert associée à la glaucophane et de chlorite, signifie que les conditions P-T à la culmination du métamorphisme ont été moins intenses que celles de la zone I.

La rétomorphose a touché l'ensemble des roches et, comme dans la zone précédente, elle a eu tendance à uniformiser les faciès à albite, chlorite, épidote et amphibole bleu-vert.

● **Zone III.** Plusieurs types de metabasites se différencient sur le terrain : des schistes verts à structure « prasinitique », à albite ocellaire, épidote, chlorite et amphibole, souvent associés à des glaucophanites à épidote sans grenat (de l'Ouest de Port-Saint-Nicolas, à Gadoéric) ; et des amphibolites sans grenats, à amphibole bleu-vert, quelquefois actinote alumineuse.

La moitié ouest de l'île représente donc le terme le moins intense de la zonation spatiale à la culmination du métamorphisme. On différencie cette zone de la zone II qui lui est contiguë parce que l'on n'y trouve pas de roches à glaucophane-grenat ni à glaucophane-paragonite primaires (fig. 5-III). Les seules roches à grenats sont des amphibolites à albite-épidote, exemptes de glaucophane.

La rétomorphose n'a eu aucun effet sur les associations minérales primaires de la zone III.

Zonation spatiale du métamorphisme dans les métapélites

D'après les données de C. Triboulet (1974) et C. Djro (1983), les associations rencontrées dans les micaschistes pour chaque zone définie à partir des metabasites sont :

Zone I : grenat - chloritoïde - biotite ;
grenat - biotite ;
chloritoïde - biotite ;

Zone II : grenat - biotite ;
grenat - biotite - chlorite ;

Zone III : chloritoïde - chlorite.

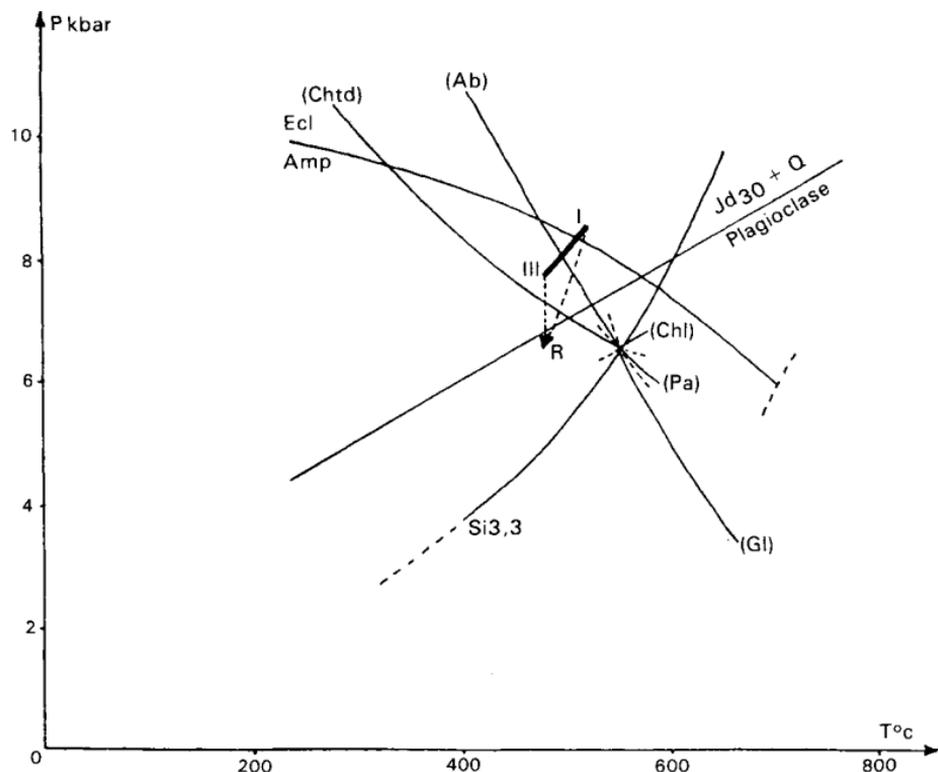
Les réactions (fictives) qui expliquent le passage entre les zones d'isomé-tamorphisme sont :

(I) biotite (Mg) + chloritoïde (Fe) → (II) grenat (Fe) + chlorite (Mg) → (III) chlorite (Fe) + chloritoïde (Mg) ;

(I) grenat (Mg) + biotite (Fe) → (II) grenat (Fe) + chlorite (Mg) → (III) chlorite (Fe) + chloritoïde (Mg).

Zonation spatiale et conditions P-T lors de la culmination du métamorphisme « schistes bleus »

Le premier épisode M1 de métamorphisme se caractérise donc par des associations minérales qui définissent trois types principaux de faciès que l'on peut observer directement sur le terrain (zonation spatiale I, II, III) (Triboulet, 1974, 1977), et pour lesquelles on peut définir des valeurs de P et T (fig. 6).



Ecl/Amp : limite écloğites/amphibolites ; Jd30 : pyroxène omphacitique à 30 % de jadéite ; Si 3,3 : courbe de stabilité des phengites en (Si 3,3 Al 0,7) IV
 (Chld), (Ab), (Chl), (Pa) et (Gl) : courbes le long desquelles chloritoïde, albite, chlorite, paragonite et glaucophane n'entrent pas en réaction

Fig. 6 - Conditions P-T au pic du métamorphisme (épisode M1) et zonation spatiale, d'après les assemblages minéralogiques des metabasites

Au « pic » du métamorphisme, les roches de la zone I correspondent au métamorphisme le plus intense. Les écloğites à glaucophane se situent, dans un diagramme P-T, dans le domaine écloğitique, limité vers les basses pressions par la courbe de transition écloğite—amphibolite. La teneur moyenne en molécule de jadéite du pyroxène (30 %, jamais associé à de l'albite primaire) et les coefficients de répartition KD du fer et du magnésium entre pyroxène et grenat (0,035 à 0,06), les situent au-delà de la courbe : jadéite 30 → plagioclase + quartz.

D'autre part, la courbe univariante calculée par J.R. Kiénast et C. Triboulet (1972) : chloritoïde + glaucophane → paragonite + chlorite, limite aussi la paragenèse antéretromorphique des glaucophanites de la zone I vers les basses pressions.

Il s'ensuit que l'on peut attribuer au métamorphisme primaire de la zone I des conditions voisines de 8,5 kbar et 530 °C.

Bien que l'on ne possède pas de données précises sur les conditions de stabilité des associations des zones II et III, on peut penser que, comme le gradient spatial de métamorphisme, rétrograde de la zone I à la zone III, n'a pas été très intense étant données les dimensions de l'île (si l'on ne tient pas compte d'une éventuelle structuration en nappes), les conditions ont été voisines de 8 kbar et 500 °C pour la zone II, et 7,5 kbar et 470 °C pour la zone III.

En ce qui concerne la rétro-morphose, les courbes (glaucophane et chloritoïde) le long desquelles ces minéraux n'interviennent pas dans le système : glaucophane, chlorite, chloritoïde, paragonite et albite (Kiénaast et Triboulet, 1972) délimitent le champ des paragenèses rétro-morphiques à albite-chlorite et/ou paragonite vers les hautes pressions et températures, ainsi que la courbe jadéite 30 → plagioclase + quartz, qui traduit dans le domaine des hautes températures la stabilité du plagioclase au détriment du pyroxène, et représente les conditions maximum. Il s'ensuit que les associations primaires ont eu tendance à s'uniformiser dans des conditions de température voisines des leurs, mais à des pressions plus faibles : environ 5 kbar et 470 °C (point R, fig. 6).

Géométrie de la zonation spatiale

Les trois zones de métamorphisme se répartissent d'Ouest en Est suivant la disposition II-III-II-I-II, avec une récurrence de la zone II dans le secteur côtier de Quéhello—Gadoéric, et de la zone I dans le secteur de la côte des Sœurs (fig. 7).

Le prolongement des trois zones sur le plateau continental conduit à tracer des limites dont la géométrie finale est très particulière. Ces limites dessinent en effet des structures fortement arquées au niveau de la basse des Chats (qui ne figure pas sur la carte) et de la basse du Grognon.

Les zones II de la pointe des Chats et de Locqueltas se rejoignent à 2 km environ de la côte sud-est, au niveau de la basse des Chats, contournant ainsi la zone I (Locamaria—pointe des Chats) qui disparaît à l'affleurement (fig. 7).

La zone I de la côte nord-est (entre le Spernec et la pointe de la Croix) se prolonge jusqu'à la basse du Grognon (plongée P27) et se trouve face à la zone III de la côte nord-ouest, à seulement 1 km de distance. La zone III n'a donc qu'une faible extension sous-marine. Elle apparaît enveloppée par la zone II, réduite à une bande étroite qui relie les secteurs de Pen Men et de Port-Melin—Stanverec, puis par la zone I identifiée à la basse du Grognon. Les limites III/II et II/I que l'on peut tracer ont alors une forte courbure analogue à celle de la basse des Chats. La récurrence de la zone II à Quéhello—Gadoéric, en plein milieu de la zone III, s'explique plus aisément si l'on admet une limite III/II fortement arquée. La récurrence de la zone I à la côte des Sœurs peut s'interpréter de la même manière.

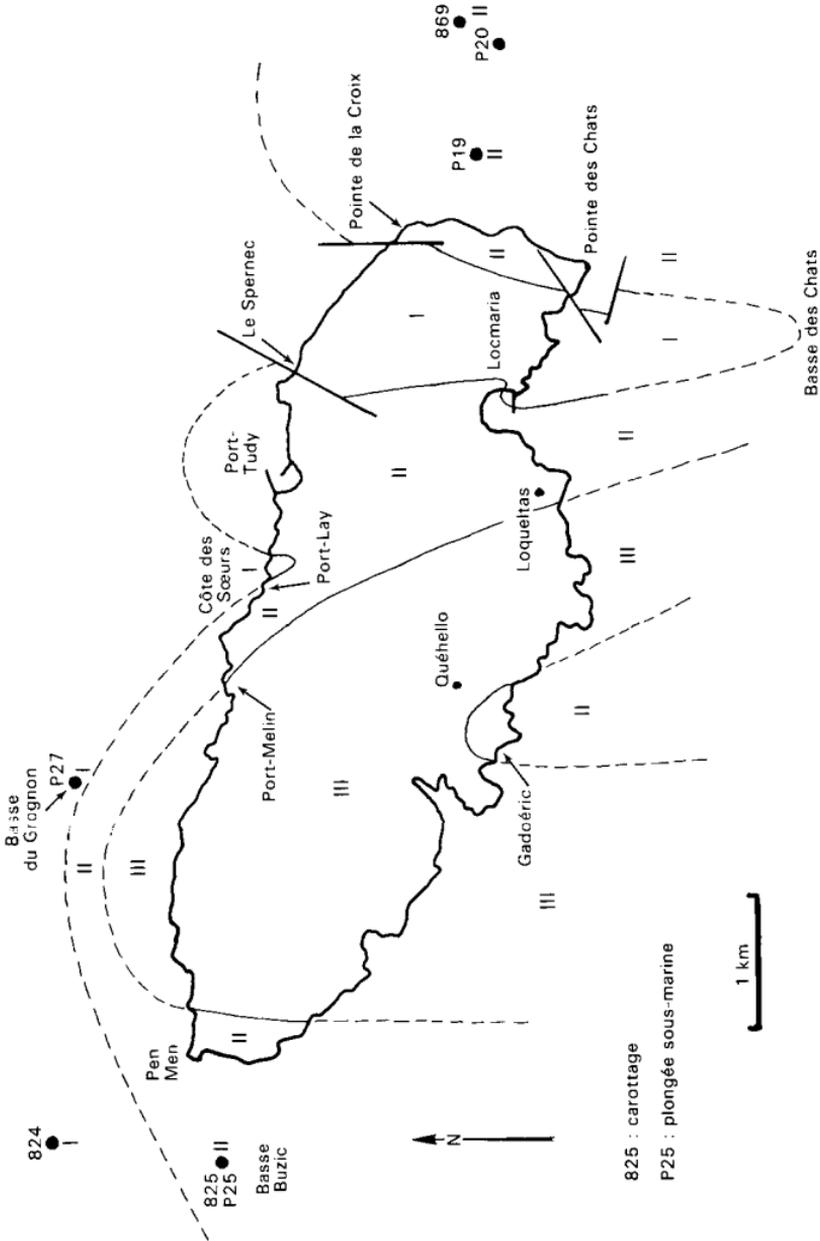


Fig. 7 - Zonation spatiale du métamorphisme (I, II, III) sur l'île de Groix et le plateau continental environnant

La géométrie de la zonation spatiale du métamorphisme sera discutée en fonction de la structure.

Le problème de la lawsonite

Certains horizons de glaucophanites schisteuses (pointe des Chats) et de métapélites (pointe du Spernac, côte des Sœurs) contiennent des pseudomorphoses d'un minéral, complètement disparu, qui a été attribué à de l'andalousite par C. Barrois (1883 a) et à de la lawsonite par J. Cogné *et al.* (1966). La ressemblance de ces pseudomorphoses avec celles des schistes cristallins de haute Maurienne a conduit C. Félix (1972 b) et C. Félix et A.M. Fransolet (1972 b) à les étudier d'un point de vue cristallographique et structuro-minéralogique. Leur abondance dans les niveaux basiques écarte d'emblée l'idée que ce soient d'anciennes andalousites ou staurotides.

Nous devons par contre discuter de l'existence éventuelle de lawsonite à la lumière des données nouvelles. Sa présence n'est envisageable qu'au moment de la formation du litage tectono-métamorphique F1 et à la fin de D2 et de D3 (voir plus loin), mais avant la rétro-morphose qui les a transformées en albite, paragonite et chlorite (on ne trouve jamais de lawsonite fraîche).

Les structures planaires internes des pseudomorphoses et leurs relations avec les structures planaires des roches qui les contiennent ont été analysées en détail par C. Félix (1972 b : figure 2A, B, C et D), mais ne fournissent malheureusement que des informations contradictoires sur la croissance du minéral par rapport à la déformation.

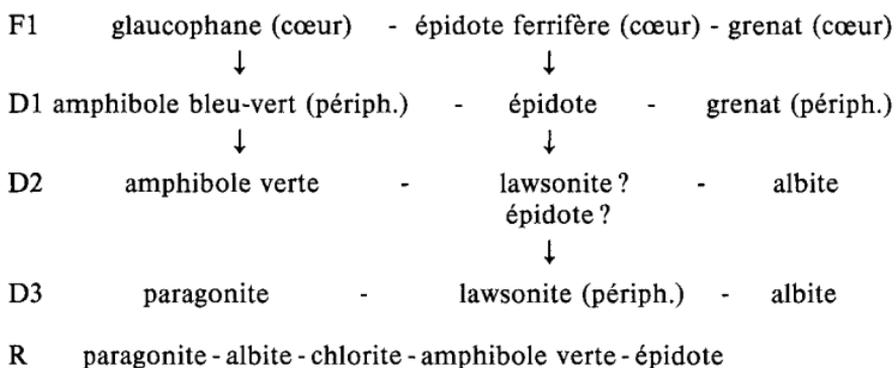
La présence de structures internes sigmoïdes, avec continuité Si/Se, montrent que certains cristaux ont eu un comportement syntectonique pendant une partie de la déformation. D'autres pseudomorphoses apparaissent complètement antérieures au litage tectono-métamorphique, ou alors franchement postérieures.

D'après C. Félix (1972 a), il est impossible qu'une paragenèse à glaucophane-lawsonite ait précédé celle à glaucophane-épidote dans les metabasites. Par contre, de gros cristaux autoblastiques qui se sont développés de façon statique autour d'épidotes ferrifères, qui recoupent à l'emporte-pièce la foliation principale des roches et sont attribuables à la phase D3, pourraient avoir été de la lawsonite.

Malheureusement, des diagrammes de rayons X réalisés systématiquement sur tous les micaschistes étudiés n'ont pas mis en évidence de polymorphe 3T des micas blancs (Djro, 1983), caractéristiques des « zones à lawsonite », mais uniquement des polymorphes 2M1 déjà signalés par A.A. Mankanjuola et R.A. Howie (1972). L'existence de zoïsite (orthorhombique) à la périphérie d'épidotes ferrifères, dont le rapport des paramètres a/c est très voisin de celui du rapport c/a de la lawsonite (Félix et Fransolet, 1972) est alors à envisager. Cette zoïsite aurait pu d'ailleurs commencer à cristalliser bien avant D3, puisqu'il existe en certains endroits des pseudomorphoses plus petites et déformées (syn- à tardi-D2), par exemple à la pointe des

Chats. Le problème est encore compliqué par le fait que les paires lawsonite-clinozoïsite et clinozoïsite-pistachite peuvent coexister à des températures inférieures à 350-400 °C, pour des pressions identiques à celles estimées à Groix, à condition que la pression d'oxygène et l'activité du gaz carbonique soient faibles pour que la lawsonite puisse cristalliser.

La succession des associations minéralogiques des metabasites au cours du métamorphisme polyphasé de Groix peut alors s'expliquer comme suit :



Nous verrons plus loin que l'histoire complète des roches de Groix est de toutes façons parfaitement compatible aussi avec l'existence de lawsonite au début et à la fin du cycle métamorphique.

La déstabilisation de la lawsonite durant la rétro-morphose peut s'expliquer par la réaction : lawsonite + albite → paragonite + épidote + quartz.

DÉFORMATION

Depuis la découverte de plis non cylindriques déformant les quartzites rubanés inclus dans les micaschistes du vallon de Kérigant (Quinquis *et al.*, 1978) et la mise en évidence de leur mécanisme de formation (Cobbold et Quinquis, 1980), on distingue trois « phases » de déformation successives à Groix :

- la première phase D1 produit une schistosité régionale S1 qui porte une forte linéation d'allongement L1 associée à des plis non cylindriques P1 ;
- la seconde phase D2 déforme la schistosité S1 et produit des plis P2 décimétriques associés à des mégastructures antiformes et synformes ;
- la troisième phase D3 produit des plis en chevrons P3 localisés en certains points de l'île.

Première phase de déformation D1

La structure plano-linéaire S1-L1 est l'expression fondamentale de la déformation D1 dans l'ensemble des micaschistes et roches basiques de l'île, avec des aspects variables selon les roches (*cf.* description des terrains métamorphiques).

La linéation est marquée par des *zones abritées développées autour des grenats* (linéation d'allongement dans les micaschistes et les roches basiques), par des *cristaux d'amphibole* (linéation minérale dans les roches basiques), et par des *axes de plis isoclinaux centimétriques*. Ces différents type de linéations sont parallèles entre eux.

Les axes c des amphiboles sont généralement parallèles à l'allongement, mais peuvent s'orienter de manière quelconque dans le plan de schistosité.

Les axes de plis isoclinaux, isolés ou groupés, sont aisément identifiables dans les glaucophanites, les veines de quartz ou les quartzites. Ces axes sont toujours orientés autour d'une direction dominante dans un secteur donné, avec parfois une dispersion fortement marquée. Cette dispersion apparaît clairement à la pointe des Chats dans des plis centimétriques (10 cm) déformant des niveaux de quartzites à grenats d'épaisseur millimétrique. On observe nettement qu'une charnière de pli passe progressivement, et sur une distance de 5 cm, de la direction N 160° (parallèle à L1) à la direction N 90° (perpendiculaire à L1) dans son propre plan axial parallèle au plan de schistosité S1.

Le mécanisme à l'origine de telles structures a pu être élucidé en considérant les plis P1 déformant les niveaux de quartzites rubanés inclus dans les micaschistes du vallon de Kérigant.

La déformation D1 se manifeste sous deux aspects :

- sous l'aspect de « cylindres » de 10 à 50 cm de long, d'un diamètre moyen de 10 cm, parallèles entre eux et parallèles à la linéation d'allongement orientée N 150° dans ce secteur ;
- sous l'aspect de plis complexes présentant, perpendiculairement à leurs charnières, des figures d'interférences aberrantes, et, parallèlement à celles-ci, des variations considérables des directions axiales dans le plan de schistosité.

Des coupes sériées effectuées dans un « cylindre » de 30 cm de long montrent des structures elliptiques fermées au Nord, passant progressivement vers le Sud à des *structures plissées à double déversement* (fig. 8a). Une couche de quartzite donnée prend ainsi la géométrie d'un cône aplati, évasé vers le Sud, dont l'angle au sommet est de 40° environ. Un très bel exemple de plis complexes dégagés par l'érosion est visible dans les micaschistes du même secteur, et peut être analysé en trois dimensions. On observe clairement que les plis possèdent des charnières courbes très prononcées dans leurs plans axiaux : *ce sont des plis non cylindriques ou plis « en fourreaux »* (« sheathlike folds »). L'observation des flancs parallèles à l'allongement général est très fréquente (= charnières de plis isoclinaux) ; par contre, l'observation de têtes de plis courbes, donc sécantes à l'allongement général, est beaucoup plus rare. La genèse de tels plis non cylindriques est due à une déformation progressive par cisaillement simple, parallèlement à la schistosité S1, et dans la direction de la linéation L1 (Quinquis *et al.*, 1978 : fig. 3).

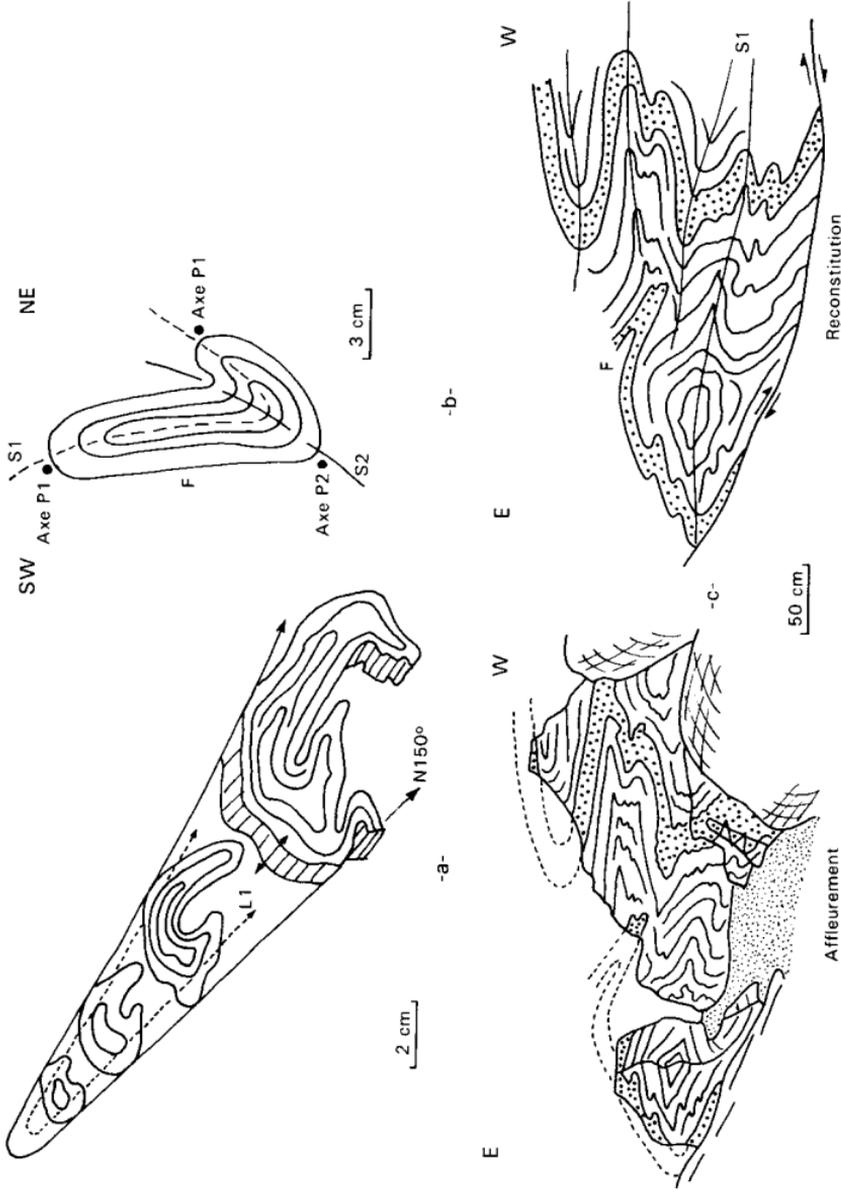


Fig. 8 - Exemples de plis non cylindriques. a : dans les quartzites rubanés du vallon de Kérigant; b : dans les glaucophanites litées de Gadoëric. L'alternance millimétrique de lits à glaucophane et à épidoite (litage initial F) est déformée par un pli non cylindrique (P1-S1) vu perpendiculairement à la linéation L1, puis remplissée (P2-S2); c : dans les glaucophanites de la plage du Trec'h. En pointillés : niveaux à grenats

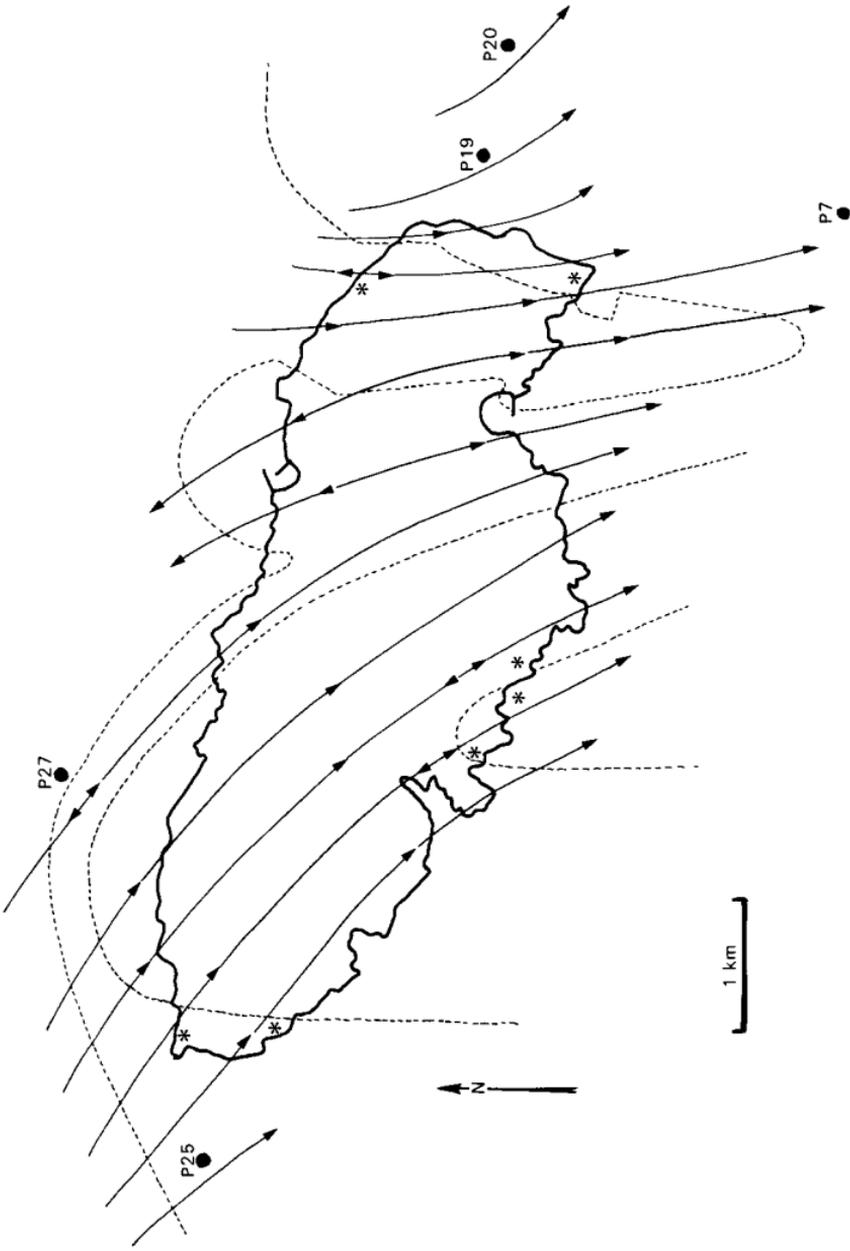


Fig. 9 - Carte structurale de la linéation d'allongement L1 sur l'île de Groix
(● : localisation des plongées, * : principaux affleurements de plis non cylindriques;
en tiretés : zonation du métamorphisme)

Ces mêmes plis non cylindriques se retrouvent dans les glaucophanites de Gadoéric (figure 8b), du vallon de Quéhello, et de la plage du Trec'h (fig. 8c).

Une des conséquences de la mise en évidence du mécanisme de déformation précédent est que *la notion de sens de déversement des plis perd sa signification*. En effet, la géométrie des plis non cylindriques, perpendiculairement à leurs axes, montre, selon les affleurements, des doubles déversements (vallon de Kérigant) ou des déversements simples dans un sens ou dans le sens opposé.

Une autre conséquence est que *le grand axe des boudins de roches basiques (pointe des Chats) se trouve parallélisé à l'allongement régional L1*, par suite de sa réorientation au cours de la déformation cisailante, à partir d'une direction originelle E-W.

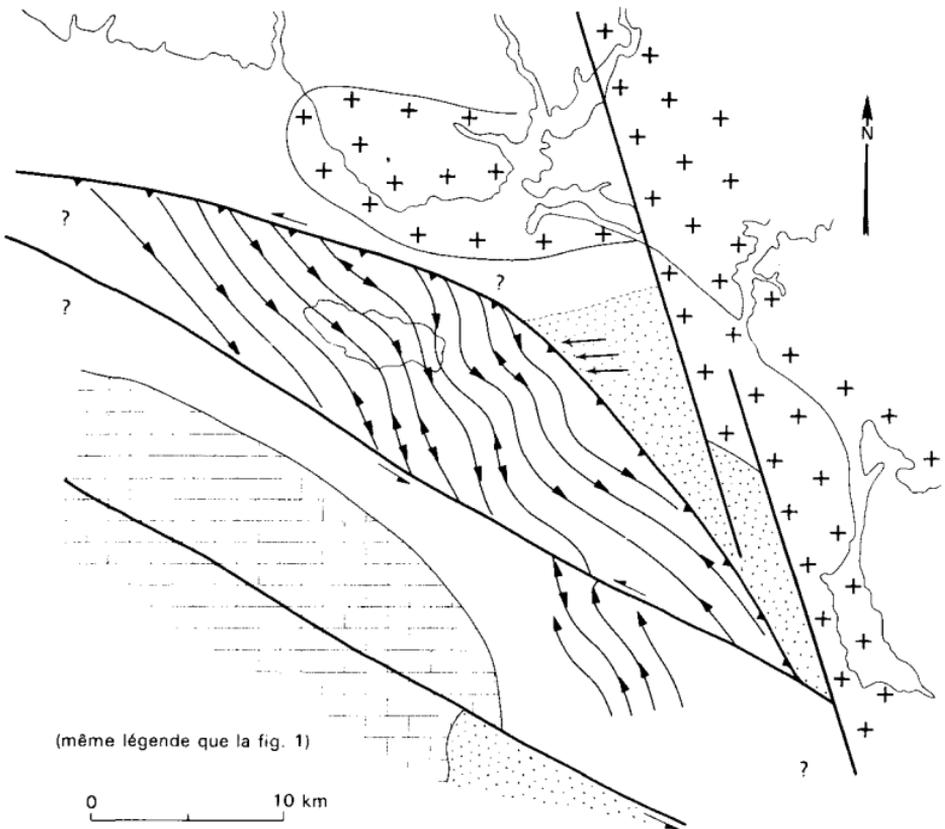


Fig. 10 - Carte structurale de la linéation d'allongement L1 dans l'ensemble de la ceinture de schistes bleus

← Linéation d'allongement dans les roches volcanico-sédimentaires de type Belle-Île

Sur l'île elle-même, la linéation L1 a une orientation qui passe progressivement de la direction N 160-N 170° dans la moitié orientale à la direction N 120-N 130° dans la moitié occidentale (fig. 9).

À l'échelle de la « ceinture de schistes bleus » (fig. 10), la direction N 160-N 170° apparaît localisée dans le triangle : côte orientale (pointe de la Croix, pointe des Chats), basse de Guihel et Est de la basse des Chats d'une part, et basse Moullec—les Birvideaux d'autre part. La direction N 120-N 130° semble en fait la plus commune, aussi bien vers le Nord-Ouest (basse de Groix) que vers le Sud-Est (face à la côte ouest de la presqu'île de Quiberon), et tend à se paralléliser aux limites structurales de la ceinture. Ces limites auraient pu fonctionner, à un certain moment de leur histoire, avec *une composante de déplacement horizontale senestre* importante.

Seconde phase de déformation D2

La schistosité S1 est déformée par des plis P2, d'amplitude centimétrique à décimétrique, généralement dissymétriques, et observables sur toute l'île. Ils sont associés à une schistosité de crénulation S2, subverticale ou déversée vers le Sud-Ouest. *Les axes de plis P2 sont quasi parallèles à la linéation L1*, sauf dans le secteur de Pen Men où la différence directionnelle est de 30 à 40°.

Les figures d'interférence entre P1 et P2 sont fréquentes (pointe de l'Enfer), de même que les reprises de la linéation L1 dans les charnières de P2 (Pen Men). Les plis P2 sont associés à des mégastructures synformes et antifformes que l'on peut reconstruire à partir de la répartition des plans de schistosité S1.

La carte proposée dans cette notice (fig. 11) tient compte de la répartition des plans S1, mais aussi des failles majeures qui décalent les traces axiales de ces mégastructures.

La moitié ouest de l'île, caractérisée par des pendages forts de la schistosité, correspond à une vaste antifforme dont la trace axiale (1) peut être suivie depuis Pen Men jusqu'à l'Enfer, avec des plis subordonnés (8) dans le secteur de Quéhello—Créhal.

La moitié orientale de l'île, caractérisée par des pendages faibles de la schistosité, correspond à une succession de synformes et d'antiformes (3, 4, 5, 6, 7) dont les relations sont difficiles à établir. L'existence de plans horizontaux (+) ou de pente faible (erreur considérable sur la détermination de l'horizontale d'un plan) dans le secteur de Locmaria—Kéranpoulo—Le Méné—Kerrohet, rend conjecturale une éventuelle corrélation des mégastructures, cette corrélation fut-elle logique.

À l'échelle de la « ceinture de schistes bleus » (fig. 12) les mégastructures D2 se poursuivent sur le plateau continental de manière cohérente. La direction générale des traces axiales semble passer du NW-SE au NNE-SSW entre la basse de Groix, l'île de Groix et la basse de Guihel. À la basse Moullec et aux Birvideaux cette direction est NW-SE.

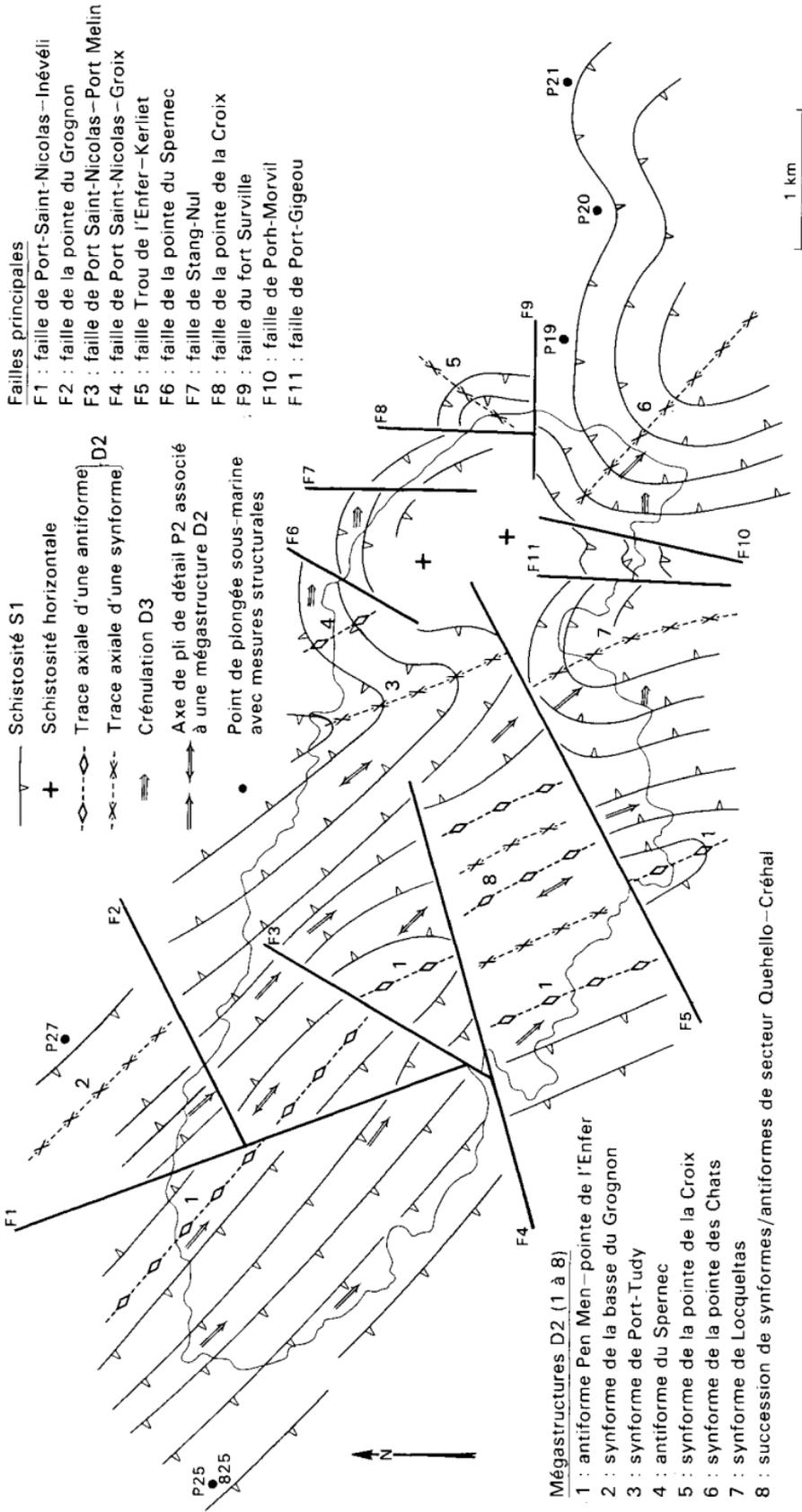


Fig. 11 - Carte structurale de la schistosité S1 sur l'île de Groix et failles principales

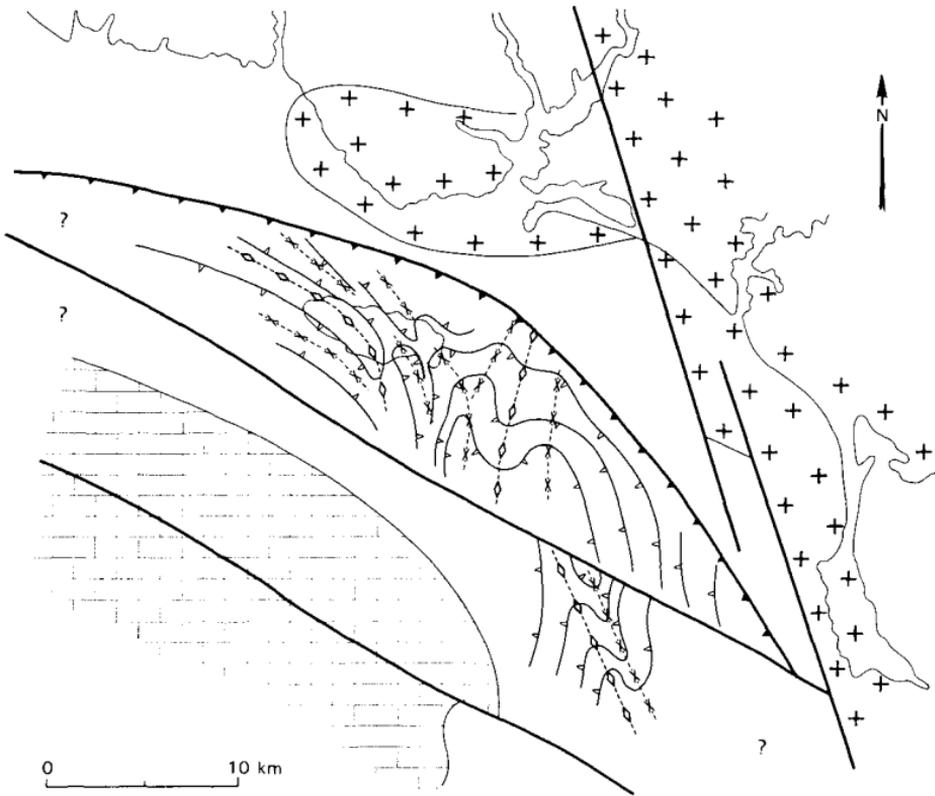


Fig. 12 - Carte structurale de la schistosité S1 et mégastructures D2 dans l'ensemble de la ceinture de schistes bleus
(mêmes légendes que Fig. 1 et 11)

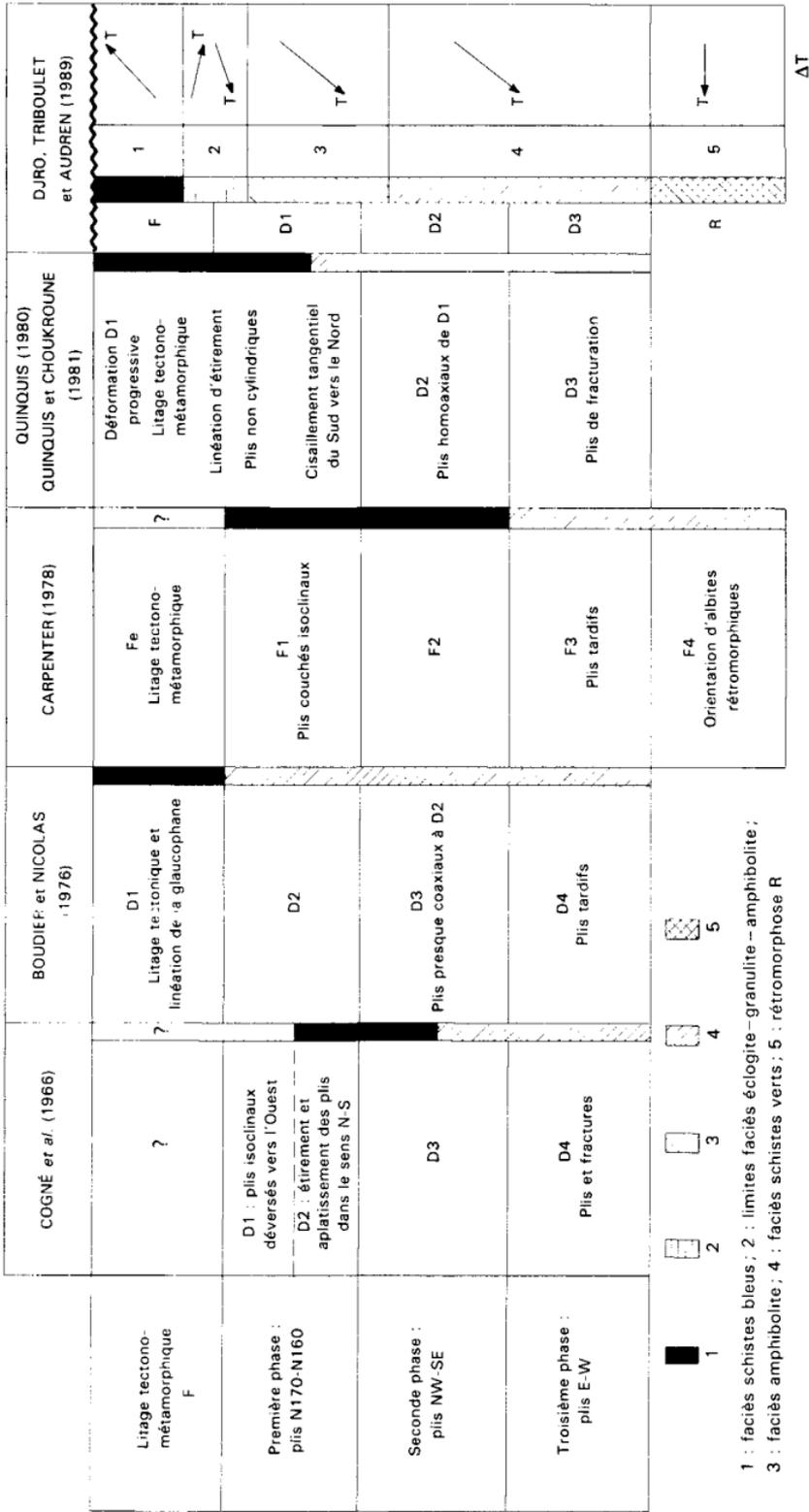
Troisième phase de déformation D3

Elle est représentée par des plis P3 en chevrons, d'amplitude centimétrique, de direction axiale E-W, et à plans axiaux verticaux. Ils sont inégalement répartis au Nord-Est (le Speredec, Port-Mélite) et au Sud-Est (pointe des Chats, Locqueltas) (fig. 11).

RELATIONS MÉTAMORPHISME-DÉFORMATION

La synthèse des données sur les relations métamorphisme-déformation met en évidence des différences d'interprétation qui sont dues principalement à la position, variable selon les auteurs, de la limite schistes bleus (M1)/schistes verts (M2) par rapport à la chronologie structurale (tabl. 1).

Ces différences d'interprétation tiennent également au fait que, historiquement, les connaissances sur le métamorphisme et la déformation à Groix ont toujours progressé de façon indépendante, avec des décalages très



Tabl. 1 - Synthèse des différents travaux sur les relations métamorphisme-déformation à l'île de Groix
(d'après Djro, 1983 ; Djro, Triboulet et Audren, 1989)

marqués dans le temps. Ainsi, les travaux plus spécifiquement pétrologiques n'ont pas, ou peu, abordé le problème des déformations, alors que les travaux essentiellement structuraux n'ont fait qu'effleurer les problèmes pétrologiques en ne traitant que de leur aspect pétrographique.

Les résultats de ces travaux ne permettent pas un contrôle pression-température précis des phases de déformation successives. On ne connaît, en effet, que *les valeurs P et T atteintes au pic du métamorphisme schistes bleus (M1)* pour chacune des trois zones de métamorphisme précédemment établies, ce qui correspond à *un stade ponctuel dans le temps* de l'évolution métamorphique totale. Il est admis que ce stade représente *les conditions P-T de la déformation D1*.

L'étude structuro-minéralogique et géothermo-barométrique des mica-schistes de l'île (Djro, 1983 ; Djro *et al.*, 1989) a permis de reconstituer en partie les stades successifs de l'évolution métamorphique et de tester la position de la limite M1/M2 par rapport à D1, D2 et D3.

Microstructures et relations cristallisation—déformation

Les plis P1 déforment un litage ou « foliation » F, constitué d'une alternance millimétrique de niveaux quartzeux et de niveaux essentiellement phylliteux dans lesquels les micas blancs possèdent une orientation préférentielle. Cette orientation témoigne d'une organisation tectono-métamorphique antérieure aux plis P1, P2 puis P3.

Les flancs, les charnières et les plans axiaux (= schistosités) des microplis P1, P2 et P3 constituent les « sites microstructuraux » de référence dans lesquels cristallisent les minéraux d'un stade donné, où se déforment (pliage et boudinage) les minéraux d'un (des) stade(s) antérieur(s) : mica blanc, chlorite, grenat, biotite, chloritoïde (Djro *et al.*, 1989).

Le tableau 2 présente la synthèse des observations relatives à la cristallisation des minéraux significatifs dans la succession structurale F → P1(S1) → P2(S2) → P3(S3). Il modifie sensiblement les interprétations antérieures. En effet, les minéraux tels l'albite, la chlorite, le mica blanc, considérés comme tardifs (rétromorphose M2), peuvent être aussi primaires (M1) dans les trois zones de métamorphisme (mica blanc phengitique), dans les zones II et III (chlorite), ou dans la zone III (albite). C'est ainsi que la présence de chlorites dans les zones abritées des grenats de la pointe des Chats (fig. 7) ne signifie pas que la linéation d'allongement L1 soit contemporaine de la rétromorphose pour une partie de son histoire (tableau 1, interprétation de la limite M1/M2 par Quinquis *et al.*).

Le tableau 2 montre clairement que les micas blancs phengitiques cristallisent géométriquement dans les structures successives dans les trois zones de métamorphisme, donc à la fois dans le temps et dans l'espace.

L'analyse des variations de composition chimique de ces micas blancs fournira de ce fait le meilleur contrôle P-T spatio-temporel possible. Cependant, ce contrôle peut être considérablement affiné si on y associe le

**Tableau 2 – Relations cristallisation–déformation
dans les micaschistes de l'île de Groix**
(d'après Djro, 1983 ; Djro *et al.*, 1989)

| | PHASES MINÉRALES | D1 = F1 + P1 + S1 | D2 = P2 + S2 | D3 = P3 + Cr3 |
|-----------------|------------------|-------------------|--------------|---------------|
| ZONE I | Mica blanc | | | --- |
| | Grenat | --- | --- | |
| | Biotite | --- | | |
| | Chloritoïde | --- | --- | |
| | Chlorite | | | --- |
| | Stilpnomélane | | | --- |
| | Albite | | | --- |
| | Quartz | | | --- |
| ZONE II | Mica blanc | | | --- |
| | Grenat | --- | --- | |
| | Chloritoïde | --- | --- | |
| | Chlorite | --- | | |
| | Quartz | | | --- |
| | Albite | | | --- |
| ZONE III | Mica blanc | | | --- |
| | Chloritoïde | --- | --- | |
| | Chlorite | --- | | |
| | Albite | | | --- |
| | Quartz | | | --- |
| | Tourmaline | | | --- |
| | Apatite | | | --- |

plagioclase et le grenat dans les zones où ces minéraux sont primaires et co-stables avec la phengite. Ils ont de plus l'avantage de donner des indications sur le sens (prograde ou rétrograde) des variations de P et T. Un des aspects les plus intéressants de l'analyse des variations de composition chimique des micas blancs dans les structures successives, est qu'une phengite ayant cristallisé dans une phase de déformation donnée et déformée par une phase ultérieure, est mimétique, du point de vue de sa composition, des phengites de cette phase.

Il en résulte que toute phengite non déformée conserve sa composition originelle, et donc la mémoire des conditions P et T au moment de sa cristallisation.

Chemins pression-température-temps-déformation

Les chemins P-T-t-d ont été établis à partir de géothermomètres et géobaromètres prenant en compte les phengites seules et les associations phengite-plagioclase et phengite-grenat, chacun permettant la construction de diagrammes P-T concordants (Djro *et al.*, 1989 : fig. 7, 8 et 9).

Dans une roche donnée, chaque pli contient des phengites qui permettent de calculer T et P, et à chaque pli correspond un seul point P-T. Pour les plis

d'une phase donnée, les points P-T sont très étalés, toutes zones confondues. Cet étalement est dû au fait qu'ils se sont formés progressivement au cours du temps, et l'on n'a aucun moyen de distinguer un pli « jeune » d'un pli plus « ancien ».

Compte tenu des erreurs géothermo-barométriques (en particulier une faible erreur sur la composition peut entraîner une forte variation de T et P), on peut reconstituer l'évolution $D1 \rightarrow D2 \rightarrow D3$ dans le temps. Cette évolution correspond globalement à une diminution de température (650 à 300 °C) associée, peut-être, à une diminution de pression (fig. 13). Cette diminution de T correspond, dans un pli donné, à un chemin continu rétrograde au cours du temps, suivi d'une rétomorphose (R) séparée et plus tardive.

Un certain recouvrement entre les champs évolutifs de $D1$ - $D2$, et surtout de $D2$ - $D3$ peut être expliqué : (1) par le fait que des phengites appartenant à une phase sont mimétiques de celles de plan axial d'une phase postérieure ; (2) par la zonation du métamorphisme dans l'espace ; et (3) par le fait que chaque période de déformation se caractérise par des structures qui n'apparaissent pas obligatoirement de manière instantanée dans le temps et dans l'espace.

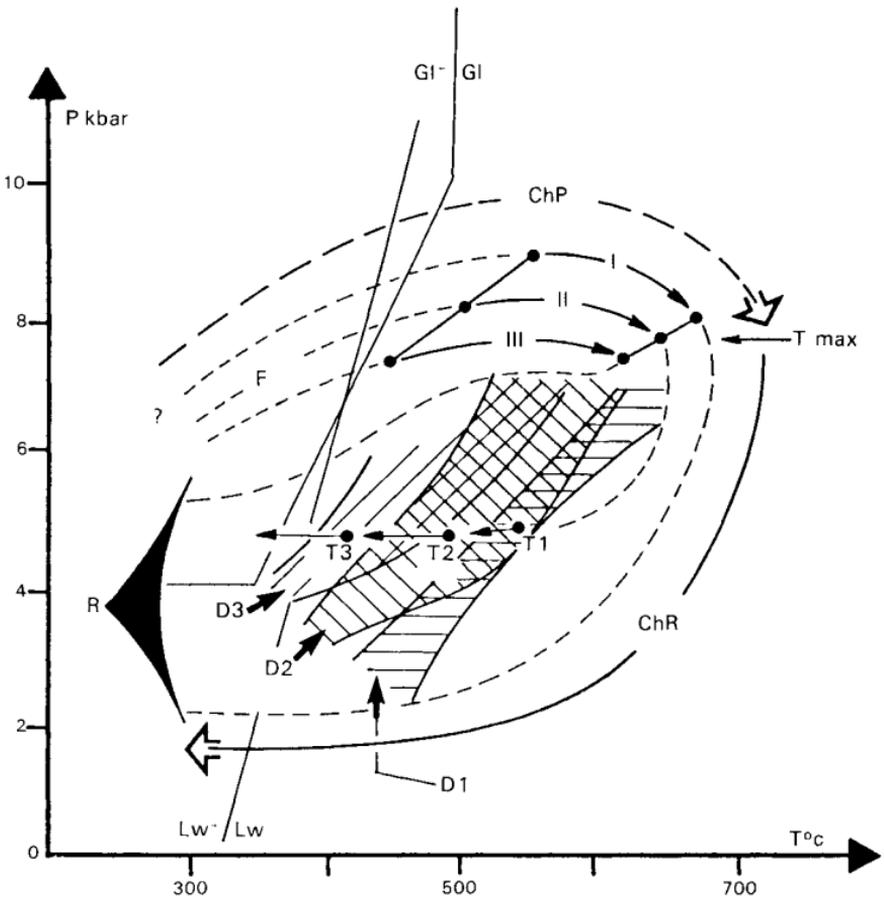
La figure 13 montre que les déformations mises en évidence par l'analyse structurale géométrique sont relativement tardives par rapport à l'histoire complète prograde-rétrograde du métamorphisme M1. Ces déformations s'effectuent dans le faciès amphibolite pour $D1$, puis dans le faciès schistes verts pour $D2$ et $D3$, c'est-à-dire en dehors du faciès schistes bleus (cf. la courbe de stabilité de la glaucophane, fig. 13).

La foliation F (litage tectono-métamorphique antérieur à S1) représente alors vraisemblablement le chemin prograde (en tiretés sur la fig. 13) non enregistré par les minéraux utilisés précédemment comme géothermo-baromètres. Ce chemin prograde, encore inconnu, aurait été parcouru dans le faciès schistes bleus pour sa plus grande partie, puis aux limites des faciès élogite-granulite-amphibolite pour sa partie terminale.

Ces conclusions rejoignent les idées de F. Boudier et A. Nicolas (1976) sur l'importance de la foliation F lors de la mise en place des schistes bleus (cf. tabl. 1, interprétation de la limite M1-M2 par Boudier et Nicolas). Par ailleurs, elles renouvellent sensiblement les hypothèses émises antérieurement (tabl. 1) sur les relations métamorphisme-déformation.

La notion de métamorphisme continu et progressif permet en effet de reconstituer un cycle : faciès schistes bleus (F) \rightarrow faciès amphibolite et limites des faciès élogite/granulite/amphibolite ($D1$) \rightarrow faciès schistes verts ($D2 \rightarrow D3$) \rightarrow rétomorphose (R). Ce cycle enregistré par certains minéraux se traduit par un chemin P-T dont la géométrie et le sens d'évolution constituent l'enregistrement d'un processus géodynamique que l'on peut chercher à identifier.

Le chemin rétrograde suivi par les déformations successives évolue dans le sens des aiguilles d'une montre, avec diminution de température, indiquant la



I, II, III : zonation spatiale (Triboulet, 1974); T max : température maximale atteinte par le métamorphisme; R : rétromorphose; T1, T2, T3 : températures moyennes décroissantes atteintes pendant le chemin rétrograde correspondant aux champs P-T de D1, D2, D3 pour un micaschiste de la zone II; ChP : chemin prograde hypothétique correspondant à F; ChR : chemin rétrograde calculé correspondant à l'évolution D1→D2→D3; en tireté fin : enveloppe du chemin prograde-rétrograde incluant la zonation spatiale (I, II, III) et les champs P-T calculés pour D1, D2, D3

Fig. 13 - Chemins pression-température-temps-déformation dans les micaschistes (d'après Djro, Triboulet et Audren, 1989)

fin d'un processus de remontée par dénudation, après enfouissement. Cependant, le chemin prograde et le début de chemin rétrograde demeurant encore inconnus, le mécanisme tectonique ayant provoqué l'enfouissement des roches ne peut pas être argumenté (modèles de compression ou d'extension).

Chemins pression-température-temps-déformation dans l'espace (chemins P-T-d-e)

Au cours du métamorphisme rétrograde, la zonation spatiale caractéristique du métamorphisme (T_{max}) et correspondant à une température croissante de l'Ouest vers l'Est, n'est pas conservée (fig. 14). Au cours de D1, la zonation est conforme à l'état initial, c'est-à-dire que la déformation cisailante tangentielle principale est synchronisée à postérieure au pic du métamorphisme. La zonation devient : (W) II \leftarrow III \rightarrow I (E) au cours de D2, puis (W) I \leftarrow II \leftarrow III (E) au cours de D3, l'état final étant l'inverse de l'état initial.

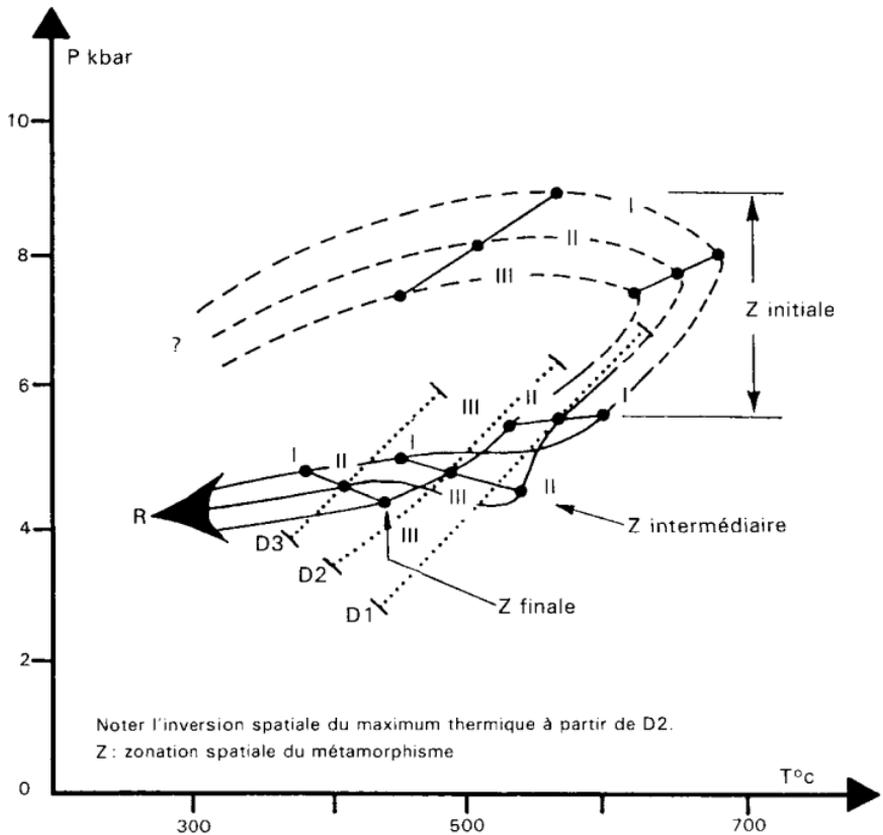


Fig. 14 - Chemins pression-température-temps-déformation-espace dans les micaschistes (d'après Djro, Triboulet et Audren, 1989)

On peut construire graphiquement l'évolution de la zonation spatiale dans le temps au cours de $D1 \rightarrow D2 \rightarrow D3$ (fig. 14) d'après les arguments suivants :

- pour chaque phase de déformation, les champs ont été représentés toutes zones confondues. Une droite joignant les limites de champ pour une phase donnée représentera donc la variation de température correspondant à la zonation spatiale à un instant donné ;
- la température décroissant au cours de $D1 \rightarrow D2 \rightarrow D3$, on peut représenter les zonations spatiales successives correspondantes avec un décalage en température et en pression. Ce décalage, arbitrairement fixé (chaque zonation est susceptible de variations de P et T, en pointillés sur la fig. 14) a l'avantage de visualiser correctement l'évolution dans le temps postulée par C. Audren et C. Triboulet (1986) ;
- en rejoignant alors les points correspondant aux zones I, II, III au cours de $D1 \rightarrow D2 \rightarrow D3$, on construit des chemins P-T-d au cours du temps pour chaque point de l'espace.

On constate ainsi que chaque zone de métamorphisme a une évolution temporelle particulière (chemins différents) qui s'inscrit cependant dans l'évolution générale rétrograde.

Quelques problèmes posés par les chemins P-T-t-d-e des micaschistes de Groix

D'une manière générale, les chemins P-T-t-d-e permettent une approche nouvelle et particulièrement efficace de l'histoire des roches métamorphiques.

À Groix, cette approche oblige à reconsidérer les données antérieures sur l'âge des événements métamorphiques, sur la cinématique des déformations, et sur les relations entre la géométrie de la zonation métamorphique et la linéation d'étirement.

● **Âge des événements métamorphiques.** Les données géochronologiques couvrent un spectre d'âges continu entre 420 et 320 Ma (Peucat et Cogné, 1977 ; Peucat, 1982, 1986) : 420 Ma, Rb/Sr sur roche totale ; 396 Ma à 340 Ma, Rb/Sr et K/Ar sur micas phengitiques ; 320 Ma, K/Ar sur glaucophane.

Ces données, obtenues sur roche totale ou sur des populations monominérales contenant l'ensemble des générations successives d'une espèce donnée, sont inutilisables pour étalonner dans le temps le chemin P-T précèdent. Il est en effet évident que seules des analyses effectuées sur des populations de même génération structurale (F, D1, D2, D3), ou mieux encore (dans le futur) des analyses radiométriques ponctuelles de minéraux, permettraient d'attribuer un âge fiable à chaque point du chemin P-T.

Compte tenu des données disponibles, on ne peut que proposer le schéma évolutif suivant, en gardant à l'esprit son caractère provisoire :

- F serait produite par une déformation non identifiée, vers 420 Ma (Silurien) et correspondrait au chemin P-T prograde dans le faciès schistes bleus (chemin inconnu) ;

- D1 agirait vers 396 Ma (début Dévonien), âge radiométrique des premières phengites, et correspondrait au début du chemin P-T rétrograde dans le faciès amphibolite (déformation tangentielle majeure décelable) ;
- D2 agirait vers 340 Ma (Carbonifère inférieur), âge radiométrique des dernières phengites, et correspondrait à la fin du chemin P-T rétrograde dans le faciès schistes verts ;
- D3 agirait vers 320 Ma (Carbonifère supérieur), âge radiométrique des glaucophanes tardifs, et correspondrait à l'extrême fin du chemin P-T rétrograde dans le faciès schistes verts.

On voit qu'il existe entre D1 et D2 + D3 une lacune d'information de 30 à 40 millions d'années, que rien ne permet actuellement de combler. Cette période correspond cependant à des événements tectono-métamorphiques essentiels dans la ceinture de haute température du continent (Audren, 1987).

On remarquera également que la géométrie du chemin P-T de la figure 13 fait que la fin du chemin rétrograde rejoint les conditions P-T du début du chemin prograde. Cela explique que la glaucophane tardive puisse cristalliser au cours de D3, et que la lawsonite puisse être complètement post-tectonique avant d'être déstabilisée par la rétomorphose.

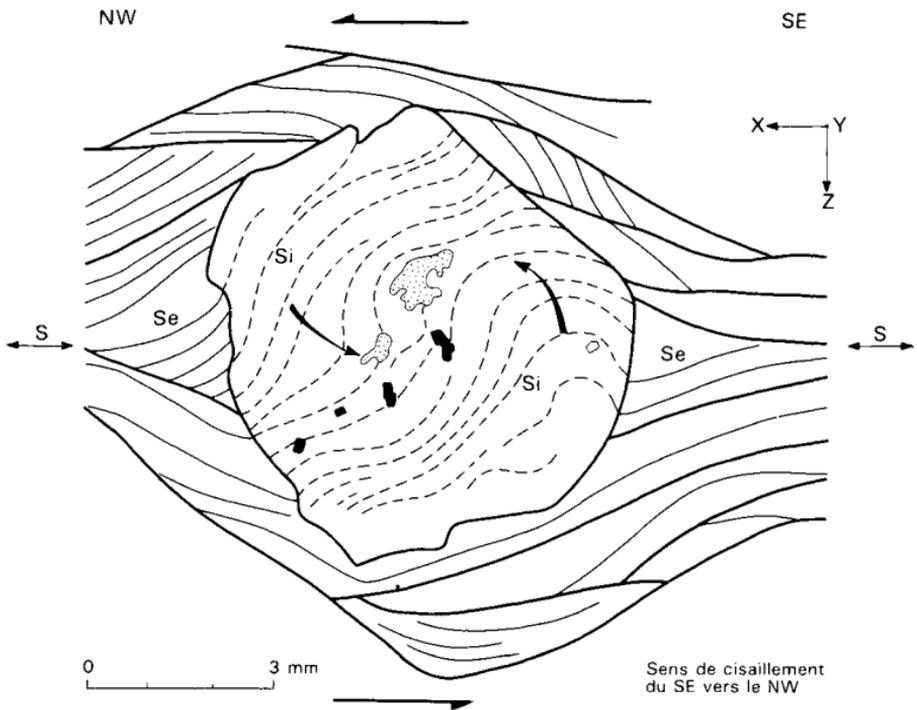
● **Cinématique de la déformation D1.** La géométrie des plis non cylindriques P1 ne donne aucune indication sur le sens de fonctionnement du cisaillement tangentiel qui les a produits, dans le plan S1 et selon la direction de L1. C'est l'analyse de la géométrie des inclusions sigmoïdes contenues dans les grenats des micaschistes et des amphibolites (fig. 15) qui indique un cisaillement agissant du SE/SSE vers le NW/NNW (Quinquis, 1980 ; Quinquis et Choukroune, 1981). Les zones abritées situées autour des grenats dans le plan XZ fournissent des résultats contradictoires et peu fiables. En l'absence de grenats, les plans C' peuvent donner des sens de cisaillement cohérents dans le même plan. Ce sens de cisaillement se retrouve dans l'ensemble des schistes bleus submergés.

En fait, la détermination du sens de cisaillement n'est réellement établie que dans l'intervalle du temps correspondant à la croissance du grenat. Or, on ne sait pas à quels moments précis le début et la fin de la croissance du grenat se situent sur le chemin P-T précédent par rapport au champ P-T calculé pour les plis P1. On ne sait pas non plus si l'enregistrement de la déformation accessible à l'analyse cinématique correspond à la totalité ou à une partie seulement de l'histoire de cette déformation.

Cette indétermination ne pourra être levée que dans la mesure où il sera possible de contrôler plus étroitement les conditions P-T de la déformation sous ses deux aspects essentiels :

- l'aspect planaire : analyse de la zonation des grenats couplée à l'analyse de certains minéraux constituant les inclusions sigmoïdes ;
- l'aspect linéaire : analyse de la zonation des amphiboles bleues et bleu-vert dont les axes c sont continuellement parallèles à la linéation d'allongement L1 au cours de leur cristallisation.

Ce contrôle devra concerner la totalité du chemin P-T : prograde (associé à F)-rétrograde (associé à D1, D2, D3). Ce type d'analyse de réactions minérales continues dans le temps a permis de construire ainsi des chemins



Si : structures internes ; Se : structures externes ; en pointillés : cristaux de quartz ; en noir : cristaux de glaucophane ; en tiretés : cristaux d'épidote et minéraux opaques matérialisant Si

Fig. 15 - Les microstructures internes des grenats et le sens de cisaillement (le Vivier)

P-T-t-d complets dans les amphibolites de haute température du continent (estuaire de la Vilaine, feuille La Roche-Bernard).

L'association du sens de cisaillement SE/SSE-NW/NNW à la formation des plis non cylindriques P1 au début du chemin rétrograde, constitue une hypothèse qui reste cependant dans le domaine du vraisemblable.

● **Géométrie de la zonation métamorphique et linéation d'allongement.**

La zonation spatiale au pic du métamorphisme schistes bleus (M1) affecte une géométrie particulière (fig. 7) très différente de la zonation établie par M.S. Carpenter (1976).

La zonation de Carpenter, essentiellement basée sur la présence du grenat dans la moitié orientale de l'île, et sur son absence dans la moitié occidentale, ne correspond pas à la réalité puisque des niveaux de glaucophanites à grenats (δG) existent à Gadoéric-Quéhello et Pen Men-basse Buzic.

C'est cependant cette zonation qui a été utilisée par H. Quinquis (1980) pour justifier que les mégastructures D2 déformaient une série lithotectonique de « métamorphisme inverse », les roches écolitiques (les « plus métamorphiques ») de la moitié orientale de l'île surmontant les roches non écolitiques (les « moins métamorphiques ») de la moitié ouest.

Le simple « déplissement » des mégastructures D2 restitue une série lithotectonique subhorizontale dont on peut raisonnablement supposer qu'elle conserve l'état originel des relations géométriques entre la zonation de M1 et la linéation d'allongement L1 (fig. 9). On observe, de ce point de vue, que la linéation L1 apparaît quasi parallèle aux limites des zones de métamorphisme sur la plus grande partie de l'île, mais qu'elle les recoupe très nettement au niveau des arcatures sur le plateau continental.

Si l'on observe, d'autre part, que la zonation I, II, III établie au pic du métamorphisme M1 se situe avant le champ P-T occupé par la déformation D1, on peut conclure que les limites des zones de métamorphisme ont été aussi déformées, et selon le même mécanisme qui a produit les plis non cylindriques. Dès lors, les relations entre la géométrie de la zonation spatiale et la linéation L1 s'interprètera de la manière suivante : à la fin du chemin prograde, la zonation spatiale est déformée en plis non cylindriques d'amplitude kilométrique. Les limites courbes représentent le « nez » de fourreaux recoupés par la linéation, et les limites parallèles les « flancs » de ces mêmes fourreaux parallèles à la linéation (fig. 9).

La surface topographique actuelle recoupe ces mégastructures non cylindriques à peu près parallèlement à leur plan axial (schistosité régionale S1) et met à l'affleurement différents niveaux de métamorphisme qui apparaissent « inverses » ou « normaux » selon les cas.

GÉOCHIMIE DES ROCHES BASIQUES

J. Bernard-Griffiths *et al.* (1986) ont étudié les compositions en éléments majeurs et en terres rares de 9 metabasites de Groix et de quelques métasédiments associés. Ces auteurs montrent que les metabasites analysées s'apparentent aux tholéiites actuelles, sauf trois d'entre elles qui présentent des compositions de basaltes alcalins. Les métasédiments sont interprétés comme des mélanges entre des matériaux volcanoclastiques issus des basaltes, et des sédiments d'origine crustale. J. Bernard-Griffiths *et al.* concluent sur le caractère « intraplaque » et « océanique » du magmatisme originel (magmatisme d'« île océanique »). La séquence sédimentaire proviendrait du démantèlement d'un continent voisin. Le site de mise en place, bien qu'océanique, doit être supposé péricontinental ou tout au moins deltaïque.

Nous avons mené une étude des éléments majeurs (10 éléments et la perte au feu) sur 14 éclogites à glaucophane, 41 glaucophanites et amphibolites à glaucophane, et 14 schistes verts (ces analyses sont consignées dans le fascicule II de la thèse de C. Triboulet, 1977). Les éléments traces ont été dosés par fluorescence X dans 10 éclogites, 27 glaucophanites et amphibolites, et 11 schistes verts. Des analyses représentatives sont reportées dans le tableau 3.

Éléments majeurs

Les alcalins (Na et K) et Ca sont des éléments très mobiles au cours des processus d'altération et de métamorphisme, aussi n'en tiendrons nous pas

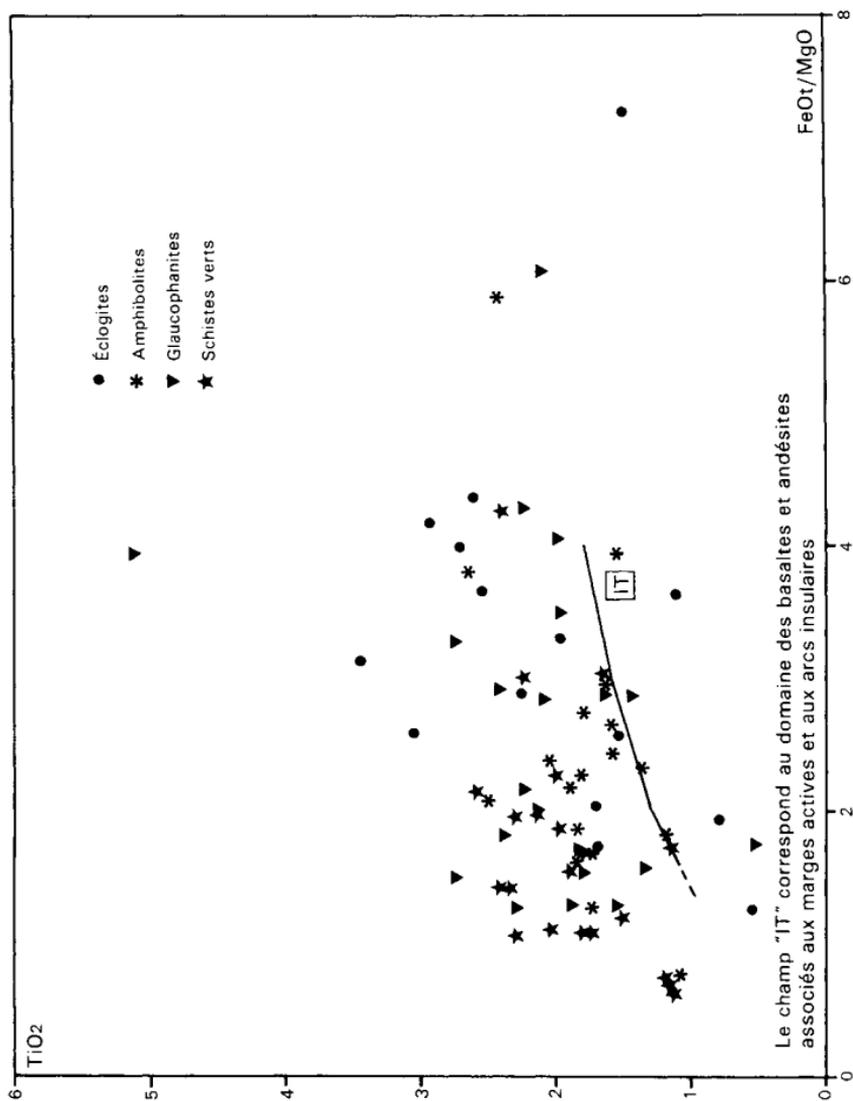


Fig. 16 - Diagramme FeO_t/MgO - TiO₂ pour les metabasites de l'île de Groix.

compte. Mg, Fe, Ti et Al sont des éléments plus ou moins inertes. Toutefois, l'albitisation qui affecte les échantillons les plus rétro-morphosés (voir le chapitre « Métamorphisme ») peut entraîner un enrichissement en Al_2O_3 .

Nous avons reporté l'ensemble des analyses dans le diagramme FeOt-MgO-TiO₂ (fig. 16) [où FeOt représente la teneur en oxyde de fer total recalculée d'après la formule $\text{FeOt} = \text{FeO} + (0,9 \times \text{Fe}_2\text{O}_3)$], en distinguant les écloques des amphibolites, schistes verts et glaucophanites. Dans ce diagramme, on observe une très forte dispersion selon une vague corrélation positive. Cette dispersion est indépendante de la nature des roches. Elle montre que les basaltes originels ne représentent pas une lignée unique ayant évolué par un processus simple de différenciation. Les teneurs relativement élevées en TiO₂ placent la quasi-totalité des points hors du domaine des basaltes associés aux contextes de marges actives et d'arcs insulaires. Vers la droite du diagramme, les roches à rapport FeOt/MgO et teneurs en TiO₂ élevés représenteraient des différenciés « ferro-titanés », caractéristiques des séries tholéiitiques. Sur la gauche du diagramme, quatre échantillons ont de faibles rapports FeOt/MgO et des teneurs en MgO > 11 %. Ces roches sont vraisemblablement d'anciens basaltes cumulatifs. Les metabasites présentant des rapports FeOt/MgO voisins de 1 peuvent être considérées comme d'anciens basaltes de compositions voisines de celles liquides primaires, mais non cumulatifs (MgO voisin de 8 %). Ces roches peu évoluées ont des teneurs en TiO₂ variables et relativement fortes (entre 1,5 % et 2,7 %). À rapport FeOt/MgO constant, ces teneurs en titane sont plus élevées que celles des basaltes de rides médio-océaniques. Les échantillons les plus riches en TiO₂ (> 2%) s'apparentent aux basaltes alcalins, et les plus pauvres aux tholéiites d'îles océaniques ou de rifts continentaux.

Le diagramme Al_2O_3 -FeOt-MgO (fig. 17) permet une discrimination géotectonique des metabasites. Toutefois, en toute rigueur, ce diagramme ne s'applique qu'à des roches volcaniques subalcalines ayant des teneurs en SiO₂ comprises entre 51 % et 56%. Son utilisation est donc délicate dans la mesure où les teneurs en SiO₂, en alcalins et, dans une moindre mesure, en Al_2O_3 , sont susceptibles de varier sous l'effet du métamorphisme et/ou de l'altération. Dans le diagramme de la figure 17, nous avons exclu les roches probablement cumulatives (teneurs en MgO supérieures à 11 %) et les échantillons pouvant représenter d'anciens basaltes alcalins (teneurs en TiO₂ supérieures ou égales à 1,7 % pour des rapports FeOt/MgO voisins de 1). Les échantillons restants ont des teneurs en SiO₂ fréquemment inférieures à 51 %. Toutefois, leur disposition dans le triangle Al_2O_3 -FeOt-MgO n'est pas aléatoire et peut être commentée. On remarque que la très grande majorité des échantillons se place dans le champ des roches « continentales », cette disposition résultant de valeurs élevées des rapports FeOt/MgO et FeOt/ Al_2O_3 . Le premier paramètre oppose les metabasites de l'île de Groix aux basaltes océaniques (MORB et OIB). Il traduit le caractère différencié de la plupart des laves originelles et suggère une mise en place en contexte de croûte épaisse. Le second paramètre oppose les metabasites de Groix aux laves de marges actives et d'arcs insulaires. Il traduit une relative richesse en FeOt corrélative des teneurs en TiO₂. Ainsi retrouve-t-on la discrimination observée dans le diagramme FeOt-MgO-TiO₂.

Tableau 3 – Analyses représentatives des éléments majeurs et de quelques éléments traces dans les métabasites de l'île de Groix

| | E | E | E | E | E | E | A | A | A | A | A |
|--------------------------------------|--------|--------|-------|--------|-------|-------|-------|--------|--------|--------|--------|
| | Cds18 | Sp13 | Que4 | PITr9 | Cds11 | Que5 | Sp17 | PoMe14 | CdH11 | PdC1 | LM17 |
| SiO₂ | 47,68 | 47,82 | 45,95 | 48,94 | 49,05 | 54,20 | 53,65 | 46,75 | 49,10 | 46,28 | 47,24 |
| TiO₂ | 1,54 | 3,45 | 1,69 | 2,61 | 1,69 | 0,55 | 1,74 | 1,36 | 2,51 | 1,08 | 1,82 |
| Al₂O₃ | 13,28 | 12,98 | 15,82 | 12,86 | 14,78 | 14,19 | 16,04 | 18,79 | 13,65 | 14,32 | 16,96 |
| Fe₂O_{3,t} | 16,60 | 18,20 | 18,89 | 19,06 | 13,09 | 7,77 | 10,86 | 10,94 | 14,15 | 10,47 | 13,63 |
| MnO | nd | nd | nd | nd | nd | nd | nd | nd | nd | nd | 0,05 |
| MgO | 5,82 | 5,23 | 2,34 | 3,93 | 6,80 | 5,56 | 5,82 | 4,24 | 6,15 | 12,45 | 5,44 |
| CaO | 9,99 | 7,27 | 10,18 | 7,12 | 8,73 | 6,47 | 4,99 | 9,87 | 8,54 | 9,74 | 7,12 |
| Na₂O | 3,38 | 3,53 | 3,18 | 4,36 | 4,32 | 4,95 | 2,94 | 3,29 | 2,69 | 1,38 | 3,98 |
| K₂O | 0,30 | 0,21 | 0,20 | 0,21 | 0,11 | 0,69 | 1,09 | 0,74 | 0,25 | 0,13 | 0,53 |
| P₂O₅ | nd | nd | nd | nd | nd | nd | nd | nd | nd | nd | nd |
| PF | 1,14 | 1,28 | 1,80 | 0,55 | 1,97 | 3,09 | 3,13 | 3,21 | 3,05 | 4,69 | 2,73 |
| Zr | 133,00 | 473,00 | 97,00 | 221,00 | | 52,00 | | 140,00 | 221,00 | 127,00 | 184,00 |
| Nb | 12,00 | 25,00 | nd | 12,00 | | 11,00 | | 16,00 | 10,00 | 12,00 | 14,00 |
| Y | 24,00 | 32,00 | 70,00 | 21,00 | | 19,00 | | 35,00 | 36,00 | 31,00 | 29,50 |
| Co | 52,00 | 54,00 | 68,00 | 63,00 | | 29,00 | | 29,00 | 49,00 | 46,00 | 74,00 |
| Ni | 44,00 | 25,00 | 5,00 | 23,00 | | 71,00 | | 542,00 | 167,00 | 346,00 | 43,00 |

E : écoligite ; A : amphibolite

| | G | G | G | G | G | G | SV | SV | SV | SV | SV | SV |
|--------------------------------------|--------|--------|-------|--------|--------|--------|--------|-------|--------|--------|--------|--------|
| | PL6 | ST5 | LQ2.3 | LM14 | PR7 | Sp5 | PL7H | Kriv2 | PR5 | Val1 | Be6M6 | Thr4 |
| SiO₂ | 48,44 | 48,39 | 49,08 | 48,68 | 53,16 | 47,66 | 46,90 | 50,31 | 49,24 | 42,46 | 54,63 | 47,66 |
| TiO₂ | 2,38 | 1,34 | 1,88 | 1,98 | 1,82 | 0,52 | 1,97 | 1,14 | 2,03 | 1,89 | 0,63 | 2,00 |
| Al₂O₃ | 16,70 | 19,16 | 16,08 | 15,18 | 12,58 | 13,97 | 16,08 | 19,18 | 16,77 | 18,19 | 14,93 | 14,31 |
| Fe₂O_{3,t} | 11,08 | 9,15 | 12,28 | 15,39 | 14,10 | 15,32 | 13,01 | 9,56 | 9,53 | 13,84 | 8,40 | 13,38 |
| MnO | nd | nd | nd | nd | nd | 0,33 | nd | nd | nd | nd | nd | nd |
| MgO | 5,50 | 5,25 | 8,60 | 3,42 | 7,44 | 7,91 | 6,29 | 4,99 | 7,73 | 8,06 | 8,23 | 5,31 |
| CaO | 10,74 | 10,88 | 3,85 | 8,21 | 4,01 | 6,47 | 6,43 | 4,77 | 6,10 | 7,30 | 3,16 | 10,95 |
| Na₂O | 3,48 | 3,10 | 1,99 | 4,03 | 4,59 | 3,70 | 3,71 | 3,93 | 4,47 | 2,55 | 6,26 | 1,94 |
| K₂O | 0,37 | 0,33 | 2,19 | 0,68 | 0,22 | 0,26 | 0,16 | 1,45 | 0,14 | 0,53 | 0,18 | 0,73 |
| P₂O₅ | nd | nd | nd | nd | nd | 0,05 | nd | nd | nd | nd | nd | nd |
| PF | 2,37 | 2,98 | 4,81 | 1,52 | 2,35 | 3,25 | 4,17 | 3,95 | 3,71 | 5,21 | 3,15 | 3,13 |
| Zr | 227,00 | 135,00 | | 173,00 | 186,00 | 151,00 | 180,00 | | 191,00 | 174,00 | 119,00 | 120,00 |
| Nb | 22,00 | 10,00 | | nd | 16,00 | 18,00 | 20,00 | | 34,00 | 14,00 | 12,00 | nd |
| Y | 37,00 | 37,00 | | 63,00 | 21,00 | 33,00 | 28,00 | | 27,00 | 23,00 | 28,00 | 46,00 |
| Co | 41,00 | 41,00 | | 21,00 | 85,00 | 64,00 | 49,00 | | 56,00 | 62,00 | 37,00 | 59,00 |
| Ni | 127,00 | 76,00 | | 16,00 | 182,00 | 200,00 | 156,00 | | 190,00 | 175,00 | 236,00 | 110,00 |

G : glaucophanite ; SV : schistes verts

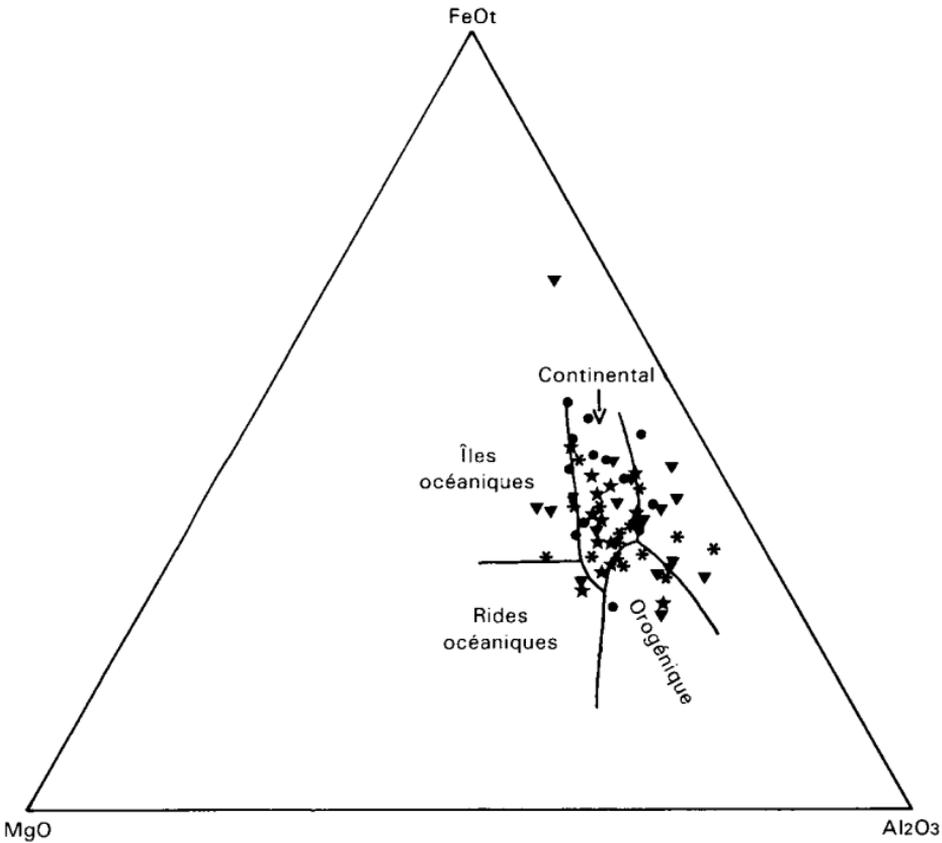
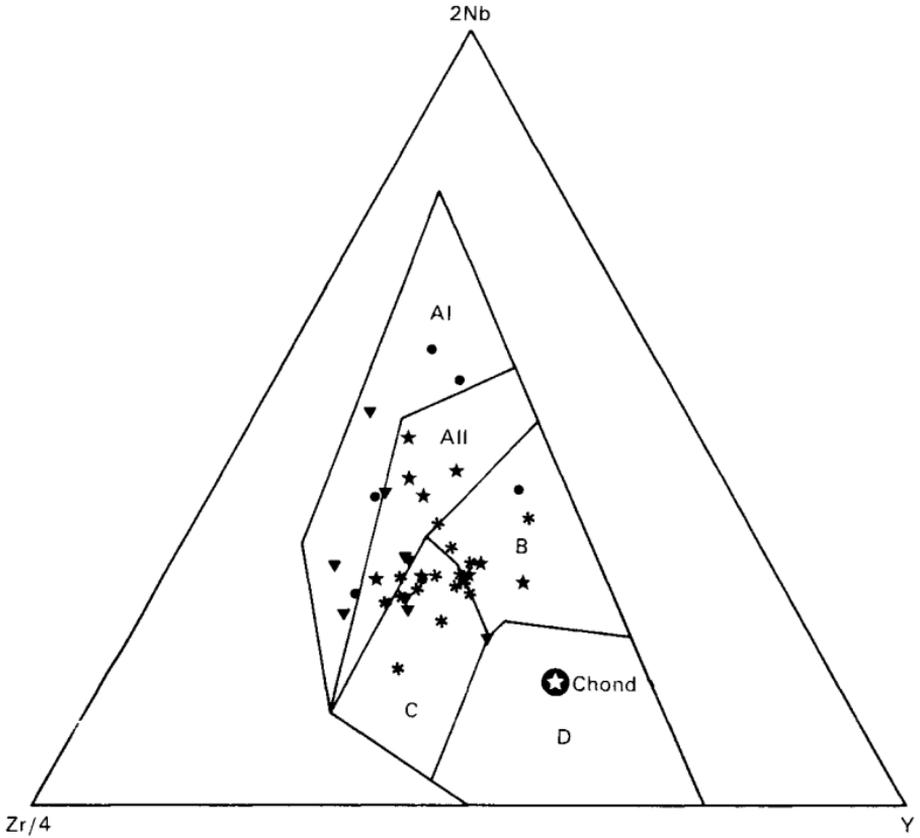


Fig. 17 - Diagramme Al_2O_3 - $FeOt$ - MgO pour les métabasites de l'île de Groix
Les figurés ont la même signification que dans la fig. 16

En résumé, la géochimie des éléments majeurs met en évidence le caractère « intraplaque » de la majorité des métabasites étudiées. Les comportements observés suggèrent la coexistence de basaltes tholéiitiques et de quelques basaltes transitionnels à alcalins. Il n'y a pas de relation directe entre la nature de la roche métamorphique et les caractéristiques géochimiques. On peut toutefois rappeler que la mémoire de l'histoire métamorphique vécue par un ensemble de roches voisines n'est pas la même pour tout l'ensemble. Ainsi, un actuel schiste vert peut avoir été, à un certain moment de l'évolution temporelle pression-température, une éclogite à glaucophane ou une glaucophanite dont l'ancienne paragenèse et l'ancienne structure ont été complètement effacées (mauvaise mémoire), alors qu'elles ne l'ont pas été dans les roches voisines (bonne mémoire) (voir chapitre « Métamorphisme »).

Éléments traces

Les éléments traces étudiés présentent des propriétés distinctes. Ainsi, les métabasites analysées ont des teneurs très variables en Rb, Ba et Sr. Toutefois, ces éléments sont mobiles et la dispersion observée résulte vraisemblablement de phénomènes d'altération tardive et/ou de métamorphisme,



AI et AII : champs des basaltes alcalins intraplaques; AII et C : champs des basaltes tholéitiques intraplaques; B : champ des P-types MORB; D : champ des N-types MORB; C et D : champs des basaltes d'arcs insulaires et de marges actives. Les figurés ont la même signification que dans la fig. 16. Chond : point représentatif des chondrites

Fig. 18 - Diagramme 2Nb-Zr/4-Y pour les metabasites de l'île de Groix

sans relation avec l'évolution magmatique. Co et Ni sont deux éléments relativement inertes, mais qui présentent des variations identiques dans des séries basaltiques liées à des contextes géotectoniques totalement différents. Les teneurs en Co sont généralement comprises entre 30 ppm et 60 ppm, valeurs classiquement observées dans les magmas basaltiques. Les teneurs en Ni s'échelonnent entre 25 ppm et 300 ppm. La variation sur cet élément est plus forte mais ces valeurs restent celles de magmas basaltiques, plus ou moins différenciés.

À l'issue de leur étude géochimique, J. Bernard-Griffiths *et al.* (1986) concluaient sur l'inertie des terres rares au cours du métamorphisme de faciès schistes bleus et de la rétro-morphose ultérieure. Ces auteurs montraient le caractère faiblement à fortement « enrichi » des spectres de terres rares des échantillons analysés (rapports entre terres rares légères et terres rares lourdes plus élevés que dans les chondrites). Comme les terres rares, Nb, Zr et Y sont des éléments peu mobiles ou inertes et qui permettent une caractérisation des sites géodynamiques de mise en place des magmas basaltiques. Cette discrimination n'est cependant pas parfaite. En particulier, les diagrammes utilisant Nb, Zr et Y n'offrent pas une distinction claire entre les basaltes mis en place dans les contextes de convergence de plaques et des basaltes mis en place dans les contextes de divergence de plaques.

Nous avons reporté les analyses effectuées dans le diagramme $2 \times \text{Nb-Zr}/4\text{-Y}$ (fig. 18), en distinguant les éclogites, amphibolites, glaucophanites et schistes verts. On observe une assez forte dispersion. Cette dispersion est toutefois indépendante de la nature pétrographique des roches. Aucun échantillon ne se place dans le champ des « N-MORB », basaltes les plus caractéristiques des contextes de rides médio-océaniques. La quasi-totalité des roches présente des rapports Nb/Y et Zr/Y plus élevés que ceux des chondrites, ce qui les place dans le champ des basaltes intraplaques. On retrouve là le caractère « enrichi » des magmas originels. Une partie des échantillons se situe dans le domaine « C », champ commun aux tholéiites intraplaques et aux basaltes calco-alcalins. Les teneurs en TiO_2 relativement élevées (fig. 16) excluent une affinité calco-alcaline.

Conclusions : origine magmatique et géodynamique des metabasites

Conformément aux résultats de J. Bernard-Griffiths *et al.*, cette étude montre le caractère « intraplaque » et variablement « enrichi » des metabasites de l'île de Groix. Quelques échantillons pourraient s'apparenter aux basaltes de marges actives ou d'arcs insulaires. Ils semblent toutefois très minoritaires. Une étude en cours permettra de mieux documenter ce problème. La signification géotectonique des metabasites de Groix étant relativement homogène, on peut attribuer la mise en place de la séquence volcano-sédimentaire originelle à un événement géodynamique unique. L'hypothèse de contexte d'île océanique invoquée par J. Bernard-Griffiths *et al.* ne nous semble pas clairement argumentée par les données géochimiques. Au contraire, le diagramme $\text{Al}_2\text{O}_3\text{-FeO-MgO}$ (fig. 17) suggère une affinité « continentale » pour la majorité des échantillons analysés. Par ailleurs, l'hypothèse d'île océanique implique un contexte abyssal, corollaire qui ne s'accorde ni avec la présence de grands volumes de roches

paradérivées, ni avec la composition de ces dernières. Afin de reconcilier les données géochimiques et géologiques, nous proposons d'attribuer le dépôt de la séquence volcano-sédimentaire de l'île de Groix à la création, à une époque difficile à préciser, d'un rift intracontinental. Dans ce cadre, ils ne nous semble donc plus fondé d'interpréter les schistes bleus de l'île de Groix comme les témoins d'une subduction océanique ayant fonctionné au Paléozoïque dans l'Ouest de la France.

GÉOPHYSIQUE

MAGNÉTISME

Prospection magnétique

Les variations de la valeur du champ ont été enregistrées selon 24 profils N-S recoupés par deux profils grossièrement E-W ; les mesures ont été faites selon un pas de 50 m. L'espacement des profils et des mesures a été choisi à l'issue d'une première prospection exploratoire et tient compte de la taille des structures magnétiques existant sur l'île. Seule la zone de Port-Tudy, trop construite, n'a pas été étudiée.

Les mesures de l'intensité du champ magnétique total, effectuées à l'aide d'un magnétomètre à protons, ont été ramenées au 1^{er} janvier 1985 à 12 h GMT après réduction de la variation diurne. Après calcul des erreurs commises, lors de l'échantillonnage sur le terrain, sur la diurne (qui était enregistrée à Rennes) et sur les croisements de profils, une carte dont la précision est meilleure que 10nT a pu être produite. Il n'a pas été jugé nécessaire d'établir une carte d'anomalies compte tenu de la taille des structures et de l'étendue restreinte de l'île.

Carte magnétique

Cette carte (fig. 19, en encart) montre deux zones distinctes. La première, située à l'Ouest, est caractérisée par des anomalies oblongues orientées N 290 à N 300° ; l'amplitude de ces anomalies peut atteindre 500nT. Dans cette zone, on note l'existence de deux « sillons » positifs, l'un au Nord et l'autre au Sud. Dans la partie orientale par contre, il n'y a aucune organisation claire des anomalies et une dynamique très faible. Cette zonation rejoint certaines observations déjà effectuées par M.S. Carpenter (1976) et par C. Triboulet (1974). Pour le premier auteur, la zone occidentale serait caractérisée par un déficit en grenat et la présence de ferroglaucophane, tandis que la zone orientale montrerait des écloğites à glaucophane ; pour le second, la zone occidentale serait globalement celle des schistes verts peu rétomorphosés (bien que la partie localisée à l'extrême Ouest montre elle aussi des amphibolites à grenats sans clinopyroxènes). Dans la partie orientale on retrouverait une zone à amphibolites à grenats, interrompue en son milieu par une bande de glaucophanites à omphacite.

Les mesures de susceptibilité magnétique effectuées sur l'île au kappamètre montrent clairement que les anomalies magnétiques les plus fortes sont associées à la présence des prasinites (tableau 4).

Tableau 4 – Susceptibilités moyennes des glaucophanites et des prasinites relevées au kappamètre

| | Nombre de mesures | Susceptibilité moyenne en u.e.m (cgs) |
|--|--------------------------|--|
| Susceptibilité magnétique moyenne des glaucophanites | 24 | $4,21 \cdot 10^{-4}$ |
| Susceptibilité magnétique moyenne de l'association glaucophanites + prasinites | 28 | $7,53 \cdot 10^{-4}$ |
| Susceptibilité magnétique moyenne des prasinites | 52 | $1,75 \cdot 10^{-3}$ |

Mais on constate sur le terrain qu'aucune des zones précédemment décrites n'est particulièrement riche en roches basiques ; ce n'est donc pas la fréquence de ces roches qui est à l'origine de la zonation magnétique. Par contre, la zone orientale montre plus fréquemment l'association glaucophanite-prasinite que la zone occidentale. Or, on note dans le tableau 4 que cette association fait diminuer la susceptibilité magnétique locale ; c'est donc indirectement que la zonation métamorphique semble intervenir dans la répartition des anomalies magnétiques.

Il est enfin clair que dans la zone la plus magnétique, les anomalies soulignent les structures de phase 2, tant est remarquable la superposition entre notre carte et le schéma structural établi par H. Quinquis (1980).

Calcul de la profondeur des sources magnétiques reconnues dans la région occidentale

Cette région ne montrant que peu de roches magnétiques à l'affleurement, nous avons recherché à déterminer la profondeur des sources magnétiques cachées à l'aide de la méthode de A. Spector et F.S. Grant (1970) modifiée par A.G. Green (1972). Compte tenu du fait que les calculs ont été menés sur profils et non sur des anomalies individualisées, les résultats ne suggèrent qu'une valeur moyenne du toit des structures ; celle-ci est homogène d'un profil à l'autre, les profondeurs s'étageant de 20 à 40 m sous le niveau du sol. Ces ordres de grandeur sont compatibles avec les observations géologiques puisque l'on a noté, qu'en coupe, les grandes masses de roches basiques étaient généralement situées, et notamment sur la côte ouest, au pied de falaises présentant approximativement ce dénivelé.

Modélisation des corps magnétiques reconnus dans la région occidentale

La faible dynamique enregistrée dans la zone orientale ne permet aucune modélisation.

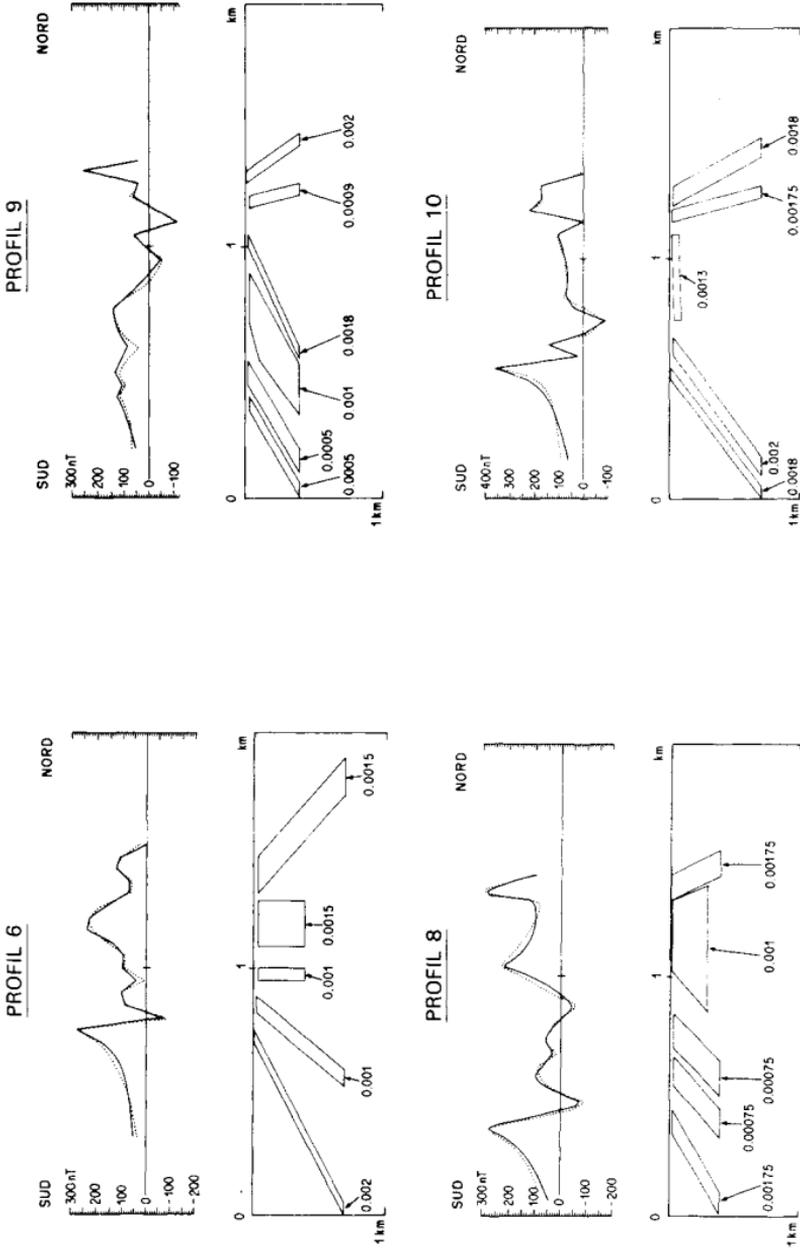


Fig. 20 - Modélisation magnétique par la méthode Talwani et Heirtzler (les susceptibilités, exprimées en u.e.m./c.g.s, magnétiques sont indiquées sous les modèles)

À l'Ouest, cette modélisation a été effectuée à l'aide de la méthode de M. Talwani et J.R. Heirtzler (1964). Cette méthode permet de déterminer la forme possible des sources. Elle ne permet pas une bonne appréciation de la profondeur à laquelle s'enracinent les structures, mais donne par contre une bonne idée des pendages et est très sensible à la valeur des susceptibilités choisies. Son application consiste à définir en deux dimensions, et par essais successifs, la géométrie de corps aimantés auxquels on a affecté une susceptibilité magnétique déterminée. On a utilisé dans ces calculs les profondeurs obtenues par la méthode Spector et Grant (1970). Le résultat est considéré comme satisfaisant lorsque l'effet magnétique du corps ainsi proposé se superpose au profil expérimental.

La figure 20 donne les résultats obtenus pour quatre profils (les profils 6, 8, 9, 10 sont comptés à partir de l'Ouest) présentant une dynamique bien contrastée ; la courbe mesurée est en trait plein et la courbe calculée en pointillés. La susceptibilité magnétique du matériel encaissant a été considérée comme nulle, ce qui a été vérifié de nombreuses fois sur les mica-schistes de l'île. Dans ces modèles on remarque que l'on est contraint de donner aux corps les plus externes, un pendage qui implique l'existence d'une antiforme. Les valeurs des pendages que l'on obtient sont proches des mesures structurales effectuées sur le terrain par H. Quinquis (1980).

On note encore que, compte tenu de l'amplitude des anomalies et de la valeur des susceptibilités magnétiques mesurées sur le terrain, les corps les plus externes doivent être constitués de prasinites, tandis que ceux qui forment l'intérieur de la structure sont probablement constitués d'un mélange de prasinites et de glaucophanites.

Le profil le plus oriental (n° 9) nous amène à dessiner une structure centrale identique mais qui serait recouverte au Sud par des corps ayant des susceptibilités de glaucophanites. On voit là une tendance au recouvrement des horizons riches en prasinites par des couches dans lesquelles les glaucophanites sont dominantes, ce qui est compatible avec l'augmentation de ces niveaux vers l'Est. Cette observation rejoint ce qui a été dit sur la plus faible dynamique constatée à l'Est. Elle suggère encore que l'antiforme de phase 2 s'ennoie vers l'Est sous la région à glaucophanites dominantes (fig. 21).

GRAVIMÉTRIE

Une campagne de mesures gravimétriques a été conduite au cours des mois de décembre 1986 et avril 1987. 250 mesures ont été réalisées pour couvrir la totalité de la surface de l'île, ce qui correspond à une densité de 10 à 12 points par kilomètre carré répartis de manière homogène sur tout le territoire insulaire. Les mesures ont été effectuées aux nombreux points cotés de l'IGN aisément repérables sur l'île. Là où ces points étaient absents, les mesures d'altitude ont été relevées grâce à un baro-altimètre de précision recalé toutes les heures en des points de cote connue. La précision de ces mesures est d'environ 0,5 m. Les mesures gravimétriques, effectuées à l'aide d'un gravimètre Lacoste-Romberg modèle G, ont été calées sur la base de Lorient. Une base a été établie sur l'île de façon à pouvoir observer et

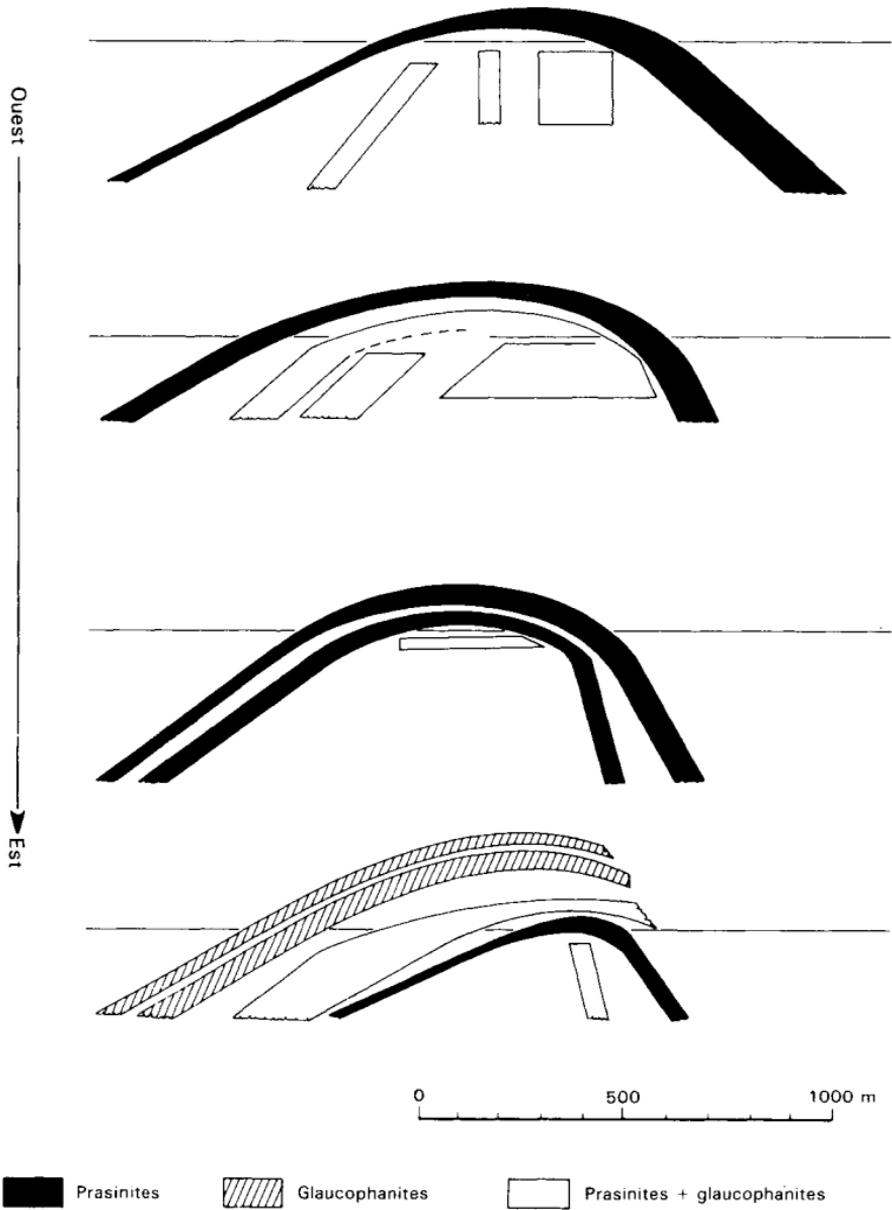


Fig. 21 - Interprétation géologique des modélisations effectuées sur profils magnétiques

évaluer la dérive de l'appareil ; celle-ci était inférieure à 0,1 mgal lors des retours à la base. Les corrections usuelles (plateau, topographie, latitude) ont été effectuées de façon à obtenir une carte de l'anomalie de Bouguer avec une densité de correction de 2,70. Les mesures présentées sont donc corrélables avec les cartes gravimétriques générales du BRGM et avec la carte gravimétrique levée en mer.

Carte de l'anomalie de Bouguer (fig. 22, en encart)

Après comparaison avec la carte marine et la feuille Lorient, il ressort que sur l'île de Groix l'anomalie de Bouguer est fortement positive. Les valeurs sont comprises entre 10 et 17 mgal alors que l'on aurait pu s'attendre à une gamme de + 5 à + 10 mgal, compte tenu des valeurs obtenues à terre. Cependant, les roches qui forment l'île ont une forte densité (en moyenne 3,0) et la différence entre l'altitude moyenne de l'île et la profondeur du plateau continental est comprise entre 60 et 100 m. Le calcul de l'anomalie créée par ces roches, à cette altitude, par la formule du plateau infini de Bouguer, fournit une valeur comprise entre 8 et 12 mgal. On est donc dans la gamme de mesures observée, compte tenu des valeurs connues à terre.

La carte gravimétrique montre également un gradient continu positif vers le Sud. Ce fort gradient (2,5 mgal/km) oblitère trop la carte pour que l'on tire de celle-ci des conclusions à valeur locale. Une régionale a été calculée, elle prend en compte les valeurs connues à terre, les données acquises à Groix, et les mesures effectuées en mer (Sibuet, 1972 ; Vignerresse, 1978) et à Belle-Île par le BRGM.

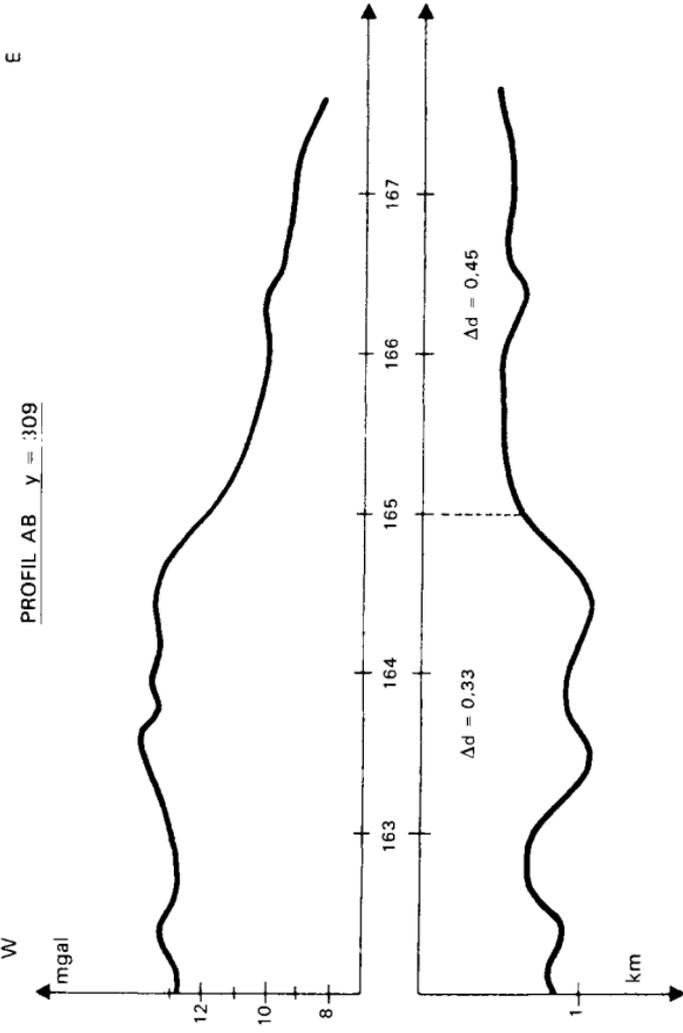
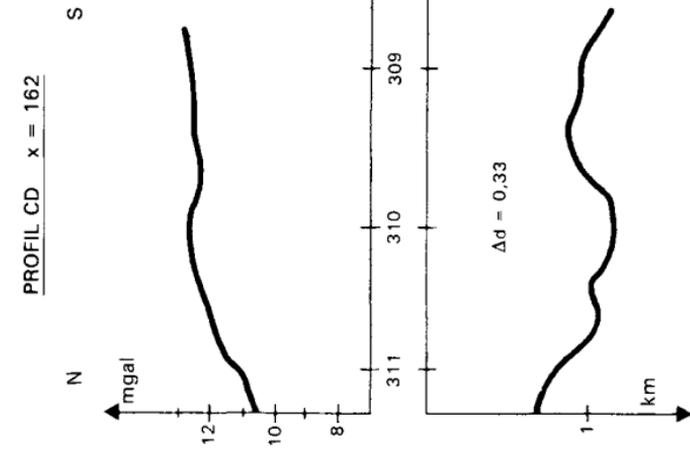
Après le retrait de la régionale, on peut observer une similitude entre la carte magnétique et la carte gravimétrique. Ces deux documents acceptent une partition de l'île en deux zones distinctes. La zone ouest montre en gravimétrie des anomalies organisées suivant un système d'orientation N 110 ; ces structures sont clairement identifiées comme la trace de l'antiforme déjà mise en évidence par la prospection magnétique (Audrain et Lefort, 1986) et par les mesures structurales (Quinquis, 1980). Lorsque l'on examine les anomalies de la partie orientale de l'île, ces structures disparaissent, et la zone, comme en magnétisme, ne montre aucune organisation nette.

Mesures de densités

Une cinquantaine d'échantillons ont été prélevés sur le terrain, leurs densités ont été mesurées et comparées à celles existant dans la bibliographie (Makanjuola, 1967). On obtient les valeurs suivantes :

- glaucophanites : 3,17
- prasinites : 2,92
- éclogites : 3,27
- micaschistes : 2,81

Nous avons découpé l'île en deux zones et, en moyennant les densités des différents faciès pétrographiques représentés sur chacune de ces zones, nous avons obtenu des densités de 2,93 pour la zone ouest et de 3,05 pour la



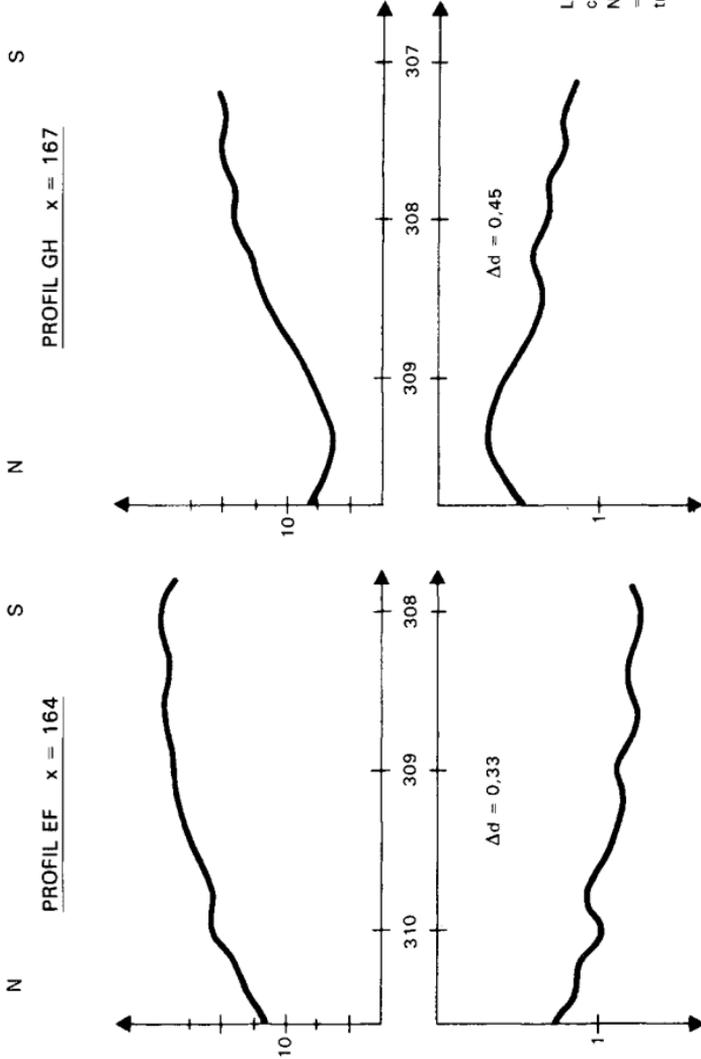


Fig. 23
Profondeurs du plancher
des formations basiques de Groix
d'après la technique d'inversion
bidimensionnelle des données

Le profil AB est orienté W-E à la latitude $y = 309$ en coordonnées Lambert. Les profils CD, EF et GH sont orientés N-S selon les méridiens de coordonnées Lambert $x = 162$, $x = 164$ et $x = 167$ respectivement. Les coordonnées Lambert transverses sont également indiquées au long de ces profils

zone est. En ce qui concerne la densité de l'encaissant, nous savons qu'il est de nature volcano-sédimentaire ; le type de roches qui le compose se retrouve à l'affleurement à Belle-Île-en-Mer : c'est une série de roches de cette île qui a fourni la valeur de 2,60 attribuée à cet encaissant.

Modélisation

Deux techniques ont été utilisées pour tenter de rendre compte de l'anomalie observée. La première est une méthode directe (Talwani *et al.*, 1959), elle permet d'approcher la forme de la lame probablement basique sous-jacente. Ce corps peut être approximé par un bloc d'épaisseur variant entre 500 et 1 000 m. Une technique de problème inverse (Qureshi et Mula, 1971) appliquée ensuite a permis d'affiner les modèles. Cette technique permet, par itérations successives, de modéliser en profondeur la forme d'un corps, à condition de lui imposer un contraste de densité avec son encaissant. Ce contraste est constant en profondeur, mais peut varier légèrement de façon latérale (Vignerresse, 1977). Les profils ont été choisis selon des coordonnées Lambert constantes et sont orientés W-E (profil AB) et N-S (profils CD, EF, GH).

Ces profils (fig. 23) montrent que l'on peut différencier deux zones. Cette séparation est basée sur les mesures de densité mais aussi déduite du contexte géologique. À l'Ouest, le contraste de densité est plus faible (0,33) qu'à l'Est (0,45). Après inversion, la zone ouest indique des profondeurs d'environ 1 km, la zone orientale semble de plus faible épaisseur (en moyenne 500 m). Les ondulations de profondeur observées sur ces profils ne semblent pas significatives. Elles sont du même ordre de grandeur que l'erreur commise sur le calcul de la profondeur. Le décalage de profondeur est sensible sur le profil orienté W-E et localisé au milieu de l'île. La partie ouest, plus lourde (13 mgal) et plus épaisse (900 m), se différencie de la partie orientale, plus légère (9 mgal) et plus superficielle (500 m).

Un léger pendage vers le Sud est présent sur tous les profils N-S. Il est de 10° pour la partie occidentale de l'île, et de 15° pour la partie orientale. La différence de pendage entre les deux parties de l'île indique peut-être une différence dans l'histoire de ces deux zones. Le sens de ce pendage, toujours vers le Sud, est significatif et confirme l'idée d'un écaillage ; ces observations sont confirmées sur tous les profils. Les deux zones entrent en contact le long d'un axe orienté N 170°.

CONCLUSIONS

La modélisation qui a été effectuée à partir de notre levé magnétique a permis de retrouver l'antiforme de phase 2 reconnue partiellement en surface. Le cœur de cette antiforme serait en majeure partie constitué d'un mélange de prasinites et de glaucophanites. Vers l'Est, cet ensemble serait couvert de niveaux à glaucophanites dominantes et à prasinites plus rares.

Cette disposition suggère qu'avant la phase de plissement D2, les niveaux à prasinites dominantes étaient situés sous les niveaux plus riches en glaucophanites.

À la suite des carottages effectués autour de l'île (Audren et Lefort, 1977), puis des prélèvements sous-marins (Lefort *et al.*, 1982 a et b), il était devenu évident que des schistes bleus étaient entourés de porphyroïdes ; mais l'hypothèse d'une fenêtre de roches de haute pression était encore envisageable, et la possibilité d'une klippe n'était soutenue que par des arguments indirects (Lefort et Segoufin, 1978).

Les anomalies gravimétriques observées sur l'île de Groix sont probablement à rattacher à la présence de corps basiques lourds qui constitueraient près de la surface une partie importante du volume de l'île. L'épaisseur de ces corps, obtenue par plusieurs techniques de modélisation gravimétrique, suggère que les formations de l'île de Groix ne sont pas enracinées dans l'autochtone. On retrouve ainsi l'hypothèse d'une klippe, déjà formulée par la géologie. Les modèles gravimétriques laissent encore penser que cette klippe n'est pas strictement plate. Une diminution de son épaisseur du Sud vers le Nord est assez nettement visible.

Bien que les informations issues du magnétisme et de la gravimétrie soient de nature différente, il nous a semblé utile de les superposer. La figure 24, qui synthétise les informations géophysiques, suggère que le matériel de l'île se présente aujourd'hui de façon allochtone au-dessus d'un autochtone constitué de porphyroïdes (coupe CD) ou de micaschistes (coupe AB).

Il est tout à fait clair que cette interprétation résulte d'un choix, car trois solutions pouvaient être envisagées : soit celle de matériel lourd (comme en surface) se prolongeant en profondeur, soit celle de matériel lourd superposé à des roches encore plus lourdes, soit enfin celle de matériel lourd recouvrant des sédiments plus légers. La première hypothèse aurait été peu compatible avec la valeur moyenne de l'anomalie de Bouguer, la deuxième aurait impliqué l'existence de roches profondes d'une densité inhabituelle dans la région. C'est pourquoi nous avons opté pour l'hypothèse de la klippe.

On ne doit par ailleurs pas s'étonner que l'on ne retrouve pas, en gravimétrie, les corps modélisés par magnétisme, car ceux-ci sont de petite taille, et la maille de prospection gravimétrique est beaucoup plus lâche que les mesures effectuées sur profils en magnétisme.

L'âge des porphyroïdes étant fixé en Vendée à 405 Ma (Peucat *et al.*, 1988), il est évident que les prasinites, les glaucophanites et les schistes associés n'ont chevauchés ces terrains (restes probables d'un arc volcanique rhyolitique) qu'après le Silurien.

On doit aussi noter que l'antiforme observée en magnétisme présente un flanc sud systématiquement moins penté que le flanc nord. Ceci doit être mis en parallèle avec la remontée du toit des porphyroïdes vers le Nord et suggère que les plis de phase D2 pourraient être contemporains de la mise en place de la klippe ; ce que renforce l'étude de la fabrique des quartz dans ces plis (Cannat, 1983).

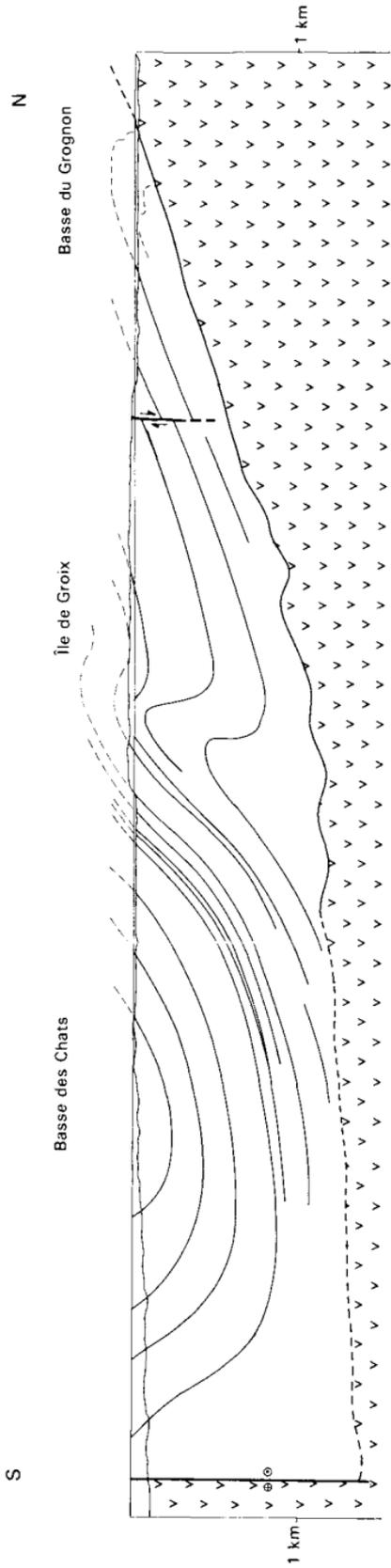


Fig. 24 - Coupe de la klippe de Groix d'après les informations magnétiques, gravimétriques, sismiques, géologiques et les plongées sous-marines (d'après Lefort et Vigneress, 1992)

L'antiforme de phase D2 n'est en tout cas pas postérieure à la mise en place de la klippe supposée, puisque le toit des porphyroïdes n'est pas plissé. Cette interprétation est cohérente avec le chemin P-T-t récemment publié par C. Djro *et al.* (1989).

GÉODYNAMIQUE

La coexistence des roches métamorphiques de haute pression de l'île de Groix et des roches métamorphiques de haute température du continent (micaschistes, gneiss et migmatites) a toujours suscité des débats passionnés. Les générations successives de géologues ont proposé des interprétations souvent contradictoires en fonction des idées en cours sur la genèse des chaînes de montagne pour une discipline donnée. On sait que chaque discipline secrète son modèle particulier dont la logique interne est parfois incompatible avec la logique d'un modèle d'une autre discipline.

Un certain consensus s'étant cependant établi sur les théories mobilistes quant à la genèse de la zone axiale de la chaîne varisque, on proposera une discussion sur les modèles suggérés par chacun des aspects traités dans la notice.

L'origine géodynamique des metabasites de l'île de Groix est argumentée par le comportement de certains éléments majeurs, traces et terres rares, dont on suppose que celui-ci n'ait pas été — ou ait été peu — modifié par le métamorphisme, les déformations et l'altération météorique.

Quelle que soit la *représentativité des résultats* (9 échantillons analysés pour les terres rares et 117 par les éléments majeurs et traces), l'identification précise du site géodynamique de production des roches basiques résulte de choix qui n'intègrent pas l'ensemble des résultats.

Il semble raisonnable d'admettre, pour l'instant, que l'origine de ces matériaux soit à rechercher dans un domaine « distensif » au sens large. La présence d'un large océan ne semble pas devoir être maintenue, et l'existence d'un « rifting » limité doit plutôt être envisagée. L'abondance des sédiments d'origine continentale (les roches pélitiques représentent 80 % des affleurements de l'île), interstratifiés à toutes les échelles avec les roches basiques, paraît difficile à expliquer dans un environnement d'île océanique.

Ceci implique que le modèle jusqu'ici admis — obduction de croûte océanique sur une marge active — ne représente qu'une alternative.

L'évolution tectono-métamorphique est argumentée dans le temps et dans l'espace par un chemin pression-température rétrograde corrélé aux déformations successives D1 → D2 → D3 dans le faciès amphibolite, et donc en dehors du faciès schistes bleus.

Le chemin prograde demeure inconnu et pourrait être contemporain de la foliation initiale produite dans le faciès schistes bleus au cours d'une

déformation anté-D1, et qui reste également inconnue. Les âges radiométriques disponibles sont inutilisables pour étalonner le chemin P-T-t-d-e calculé en raison du mélange des générations de minéraux. La chronologie établie provisoirement montre que le chemin rétrograde correspondrait à un intervalle de temps compris entre 396 Ma et 340 Ma. Cet intervalle de temps correspond à l'essentiel des événements tectono-métamorphiques progressés-rétrogrades de la ceinture de haute température. On constate alors qu'il n'y a pas d'incompatibilité thermique entre les déformations régionales des deux ceintures, car elles se sont produites dans les mêmes conditions P-T du faciès amphibolite au cours du chemin rétrograde. La notion de « double ceinture métamorphique » n'a donc plus de réalité au Dévonien.

Il y a par contre incompatibilité structurale car les linéations d'allongements sont pratiquement orthogonales (fig. 1) et l'on conçoit difficilement que les empilements synchrones de nappes aient pu se faire ainsi dans le même site géodynamique. Ceci constitue un argument pour l'allochtonie des séries métamorphiques de Groix.

L'allochtonie de la ceinture de schistes bleus, suggérée sur le plateau continental, est confirmée par la géophysique enregistrée sur l'île. Les corps basiques n'ont pas d'enracinement et appartiennent à une unité structurale indépendante de son substratum (groupe volcano-sédimentaire de Belle-Île-en-Mer). Cette unité affleure actuellement dans un graben limité par des failles subméridiennes réactivées au Tertiaire. À l'intérieur de ce graben, les schistes bleus sont limités vers le Nord par une discontinuité plate à valeur de chevauchement, et vers le Sud par des failles transcurrentes parallèles (fig. 1). Le fonctionnement d'un bassin de type « pull-apart » pourrait expliquer la mise au même niveau topographique des schistes bleus et des séries de Belle-Île-en-Mer.

Le mécanisme a pu se développer au Carbonifère *après* le chevauchement de la ceinture de H.P. sur la ceinture de H.T. Ce chevauchement est cependant *postérieur* à l'empilement différentiel de nappes qui a produit l'essentiel de l'histoire thermo-structurale de la chaîne au Dévonien.

Les progrès réalisés au cours des dix dernières années ont surtout permis de mieux comprendre l'organisation interne des schistes bleus, de décrypter la fin de leur histoire tectono-métamorphique et d'avancer l'hypothèse de leur allochtonie générale.

Mais les stades précoces de leur histoire tectono-métamorphique demeurent inconnus, et leur site de formation dans la chaîne varisque reste énigmatique.

SABLES LOURDS DES PLAGES

Les riches accumulations de minéraux lourds des grèves de l'île de Groix sont connues depuis longtemps, comme l'attestent la toponymie (crique des Sables-Rouges) ou le parler imagé des insulaires (« sable d'acier »). Ces dépôts, brièvement signalés dans le passé (Bréon, 1880 ; Barrois, 1883 ; de

Limur, 1883 ; Le Bail, 1970 a et b) ont fait récemment l'objet d'examen détaillés (Chauris, 1982, 1985). Des prélèvements systématiques ont été effectués en vue de préciser la nature et l'origine des concentrations qui se placent parmi les plus remarquables des côtes bretonnes.

Localisation et morphologie

L'importance des accumulations de minéraux lourds (M.L.) est en relation étroite avec la géomorphologie littorale de l'île (fig. 25).

Dans la partie occidentale de Groix (zone 0), des falaises de 30 à 40 m plongent directement dans la mer ; les plages font défaut, à l'exception des grèves caillouteuses de Saint-Nicolas. Cette zone est totalement dépourvue de dépôts de sables lourds.

Plus à l'Est (zone I), de minuscules indentations abritent de petites grèves sablonneuses au pied des falaises. Les concentrations sont extrêmement réduites en extension (parfois quelques mètres carrés seulement) et en puissance (pellicules de quelques millimètres).

Encore plus à l'Est, (zone II), les criques s'agrandissent (côte d'Héno, Porh-Morvil,...) et même une belle plage se développe au fond de l'anse de Locmaria. Les accumulations de minéraux lourds augmentent et peuvent même localement devenir assez notables : à la côte d'Héno, les sables lourds atteignent une dizaine de centimètres de puissance ; à Locmaria, l'épaisseur est de l'ordre de 20 cm. Souvent, cependant, les dépôts restent encore d'extension réduite et généralement pelliculaires (environs de Porh-Morvil).

Enfin, dans la partie orientale de l'île (zone III), les plages sableuses prennent de plus en plus d'importance (Spernec, PortMélite, Trec'h,...) pour aboutir aux Grands-Sables : cette vaste accumulation dessine vers l'Est un arc de cercle convexe de plus de 800 m d'extension longitudinale. Les principales concentrations en M.L. se rencontrent dans la zone III. À la plage du Trec'h, les dépôts s'étendent sur 3-4 m de large, avec sur la partie haute de l'estran, une quinzaine de couches minéralisées réparties sur une cinquantaine de centimètres d'épaisseur. Au Nord-Ouest de la pointe de la Croix, la plage est minéralisée sur plus de 25 m de large, avec des puissances qui dépassent 50 cm sur le haut de l'estran. La plus forte concentration apparaît localisée dans un large rentrant situé à l'extrémité méridionale des Grands-Sables : la crique des Sables-Rouges, où la minéralisation se poursuit parfois de la surface au bed-rock, sur 0,60 à 1 m d'épaisseur.

Le net contraste entre les accumulations sableuses (avec leur cortège de minéraux lourds) présenté par les zones occidentale et orientale de Groix, est en relation avec la dérive littorale W-E. La seule plage importante — les Grands-Sables — s'est développée dans la zone d'abri située à l'extrémité orientale de l'île.

Composition et répartition

38 échantillons (en général de l'ordre de 0,5 à 1 kg) ont été prélevés, à la pelle, par raclage des placages minéralisés. Les prélèvements ont été

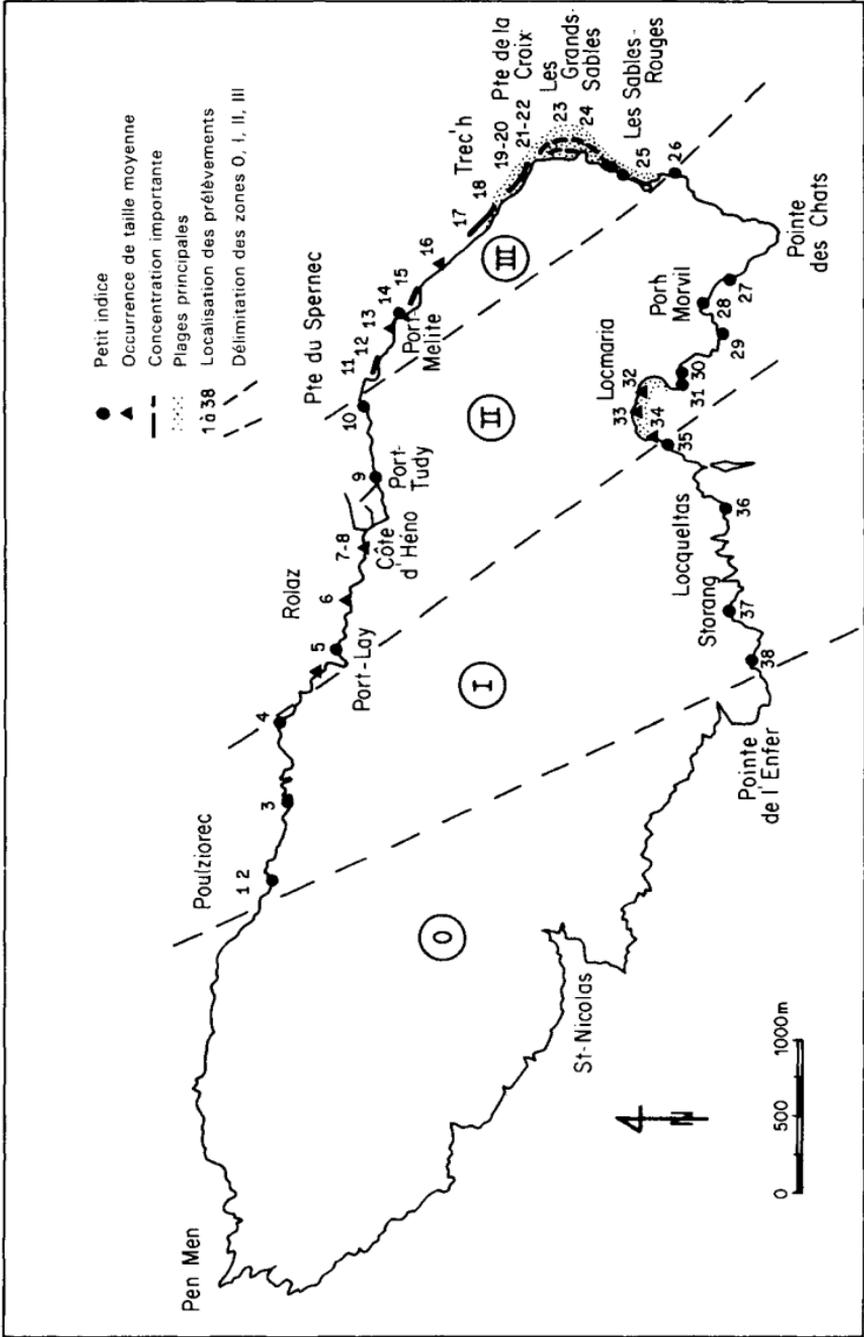


Fig. 25 - Accumulations de sables lourds des plages

Tableau 5 — Composition minéralogique de quelques sables lourds de l'île de Groix

(analyses H. Chevance). Localisation sur la figure 25. % M.L. = pourcentage des minéraux lourds ($d > 2,89$)

par rapport au sable brut (en poids). % des différents M.L., également en poids. — = traces. Pe = péridot. Py = pyrite. Sp = Spinelle.

| | N° sur fig. 25 | 1 | 6 | 10 | 15 | 18 | 22 | 23 | 25 | 29 | 32 | 33 | 38 |
|---------------|----------------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|
| % M.L. | | 38,4 | 72,7 | 52,2 | 83,8 | 73,8 | 94,9 | 73,3 | 94,8 | 54,6 | 85,8 | 62,2 | 80,1 |
| Zircon | | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — |
| Tourmaline | | — | — | — | — | — | — | 0,8 | — | — | — | — | — |
| Rutile | | — | 0,3 | 1,7 | 0,4 | 0,8 | 0,5 | 0,8 | 0,8 | 0,7 | 0,7 | 0,9 | 0,6 |
| Anatase | | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — |
| Monazite | | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — |
| Corindon | | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — |
| Cassitérite | | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — |
| Scheelite | | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — |
| Ilménite | | 16,0 | 1,1 | 36,0 | 27,8 | 12,5 | 44,7 | 9,1 | 25,0 | 2,7 | 5,3 | 9,5 | 6,7 |
| Magnétite | | 12,0 | 13,4 | 16,5 | 13,0 | 2,0 | 1,8 | 2,8 | 5,1 | 2,0 | 2,3 | 1,8 | 19,9 |
| Staurolite | | — | — | — | — | 1,1 | 0,7 | 2,2 | 0,4 | — | 1,4 | 0,9 | 5,1 |
| Andalousite | | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — |
| Sillimanite | | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — |
| Disthène | | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — |
| Grenat | | 8,0 | 80,0 | 25,0 | 55,0 | 78,0 | 50,0 | 81,0 | 67,0 | 88,5 | 71,0 | 74,0 | 61,0 |
| Epidote | | 51,8 | 1,8 | 19,5 | 1,4 | 3,1 | 0,3 | 1,1 | 0,4 | 2,0 | 7,0 | 5,4 | 1,7 |
| Amph. (pyrox) | | 2,0 | — | — | — | — | — | — | — | — | — | 0,9 | — |
| Apatite | | 1,5 | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — |
| Sphène | | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — |
| Glaucophane | | — | 2,2 | — | — | 0,8 | — | — | — | — | — | — | — |
| Chloritoïde | | 8,0 | — | Py | 0,9 | 0,8 | — | 0,8 | — | 2,7 | 10,5 | 4,8 | 3,2 |
| Divers | | — | — | Py | Py | Py | SpPy | SpPe | 0,2 | — | — | — | — |

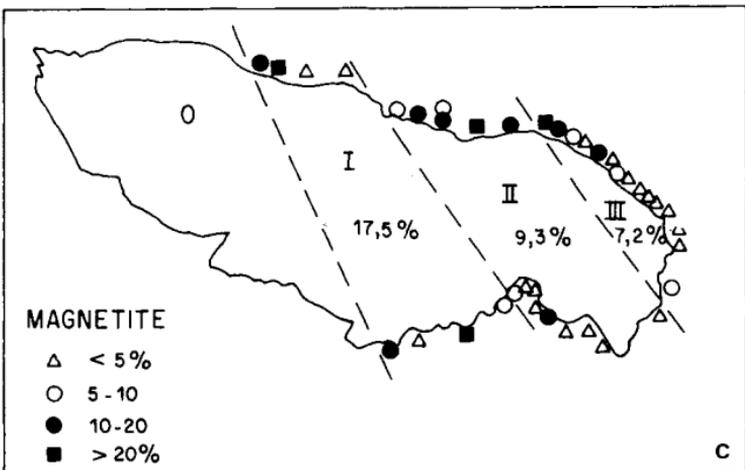
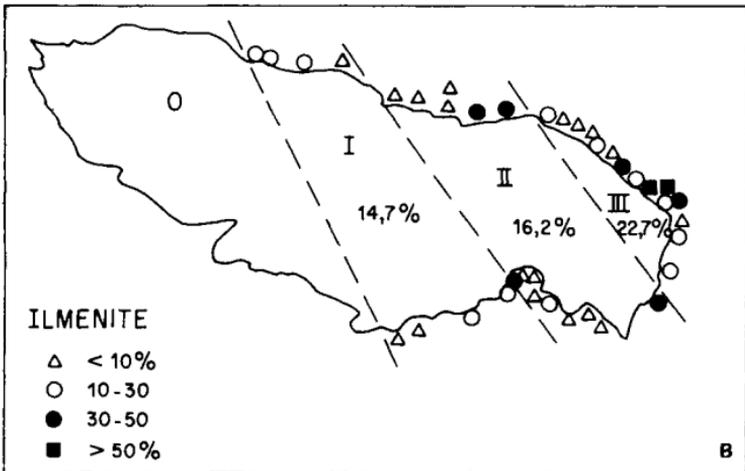
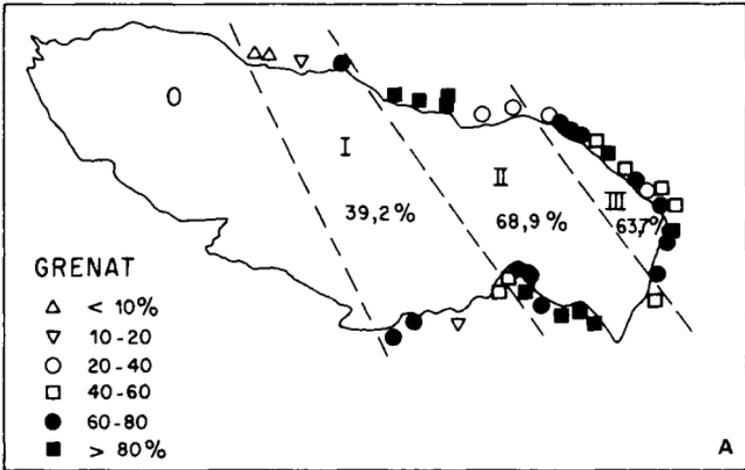
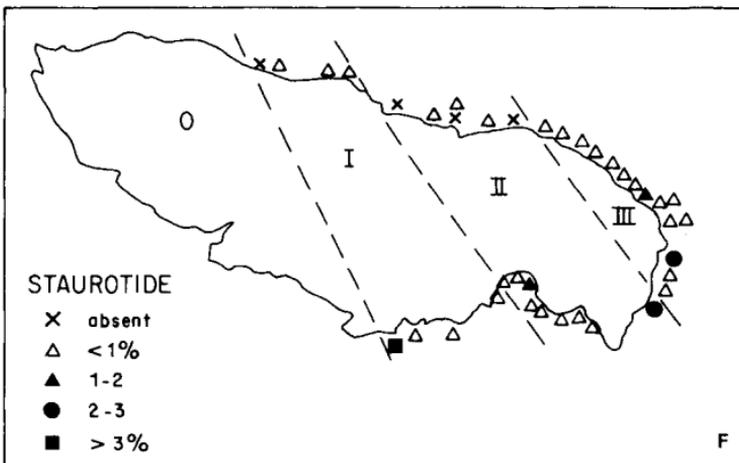
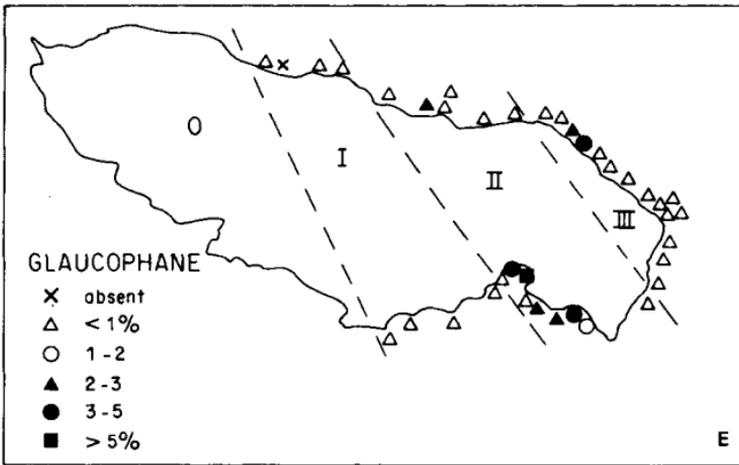
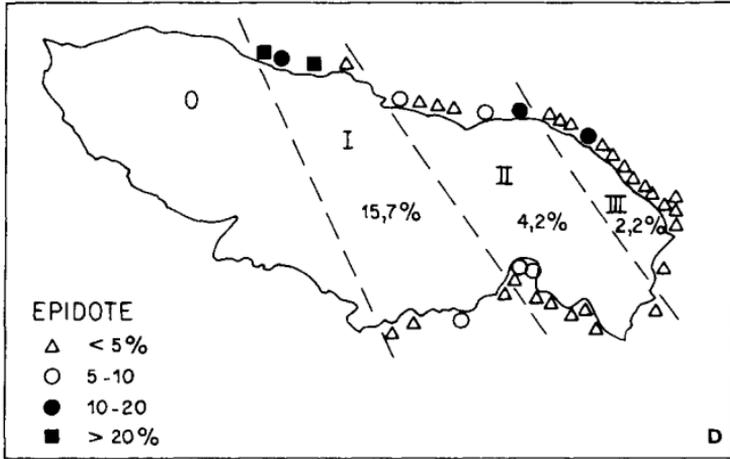


Fig. 26 - Pourcentage des minéraux lourds en poids.



Les chiffres (indiqués à l'intérieur de l'île)
donnent les teneurs moyennes pour les différentes zones (I-II-III)

analysés selon la méthode préconisée par le BRGM (Guigues et Devismes, 1969 ; Devismes, 1978). Le pourcentage des M.L. ($d > 2,89$) par rapport au sable brut est donné en poids ; il est, dans l'ensemble, extrêmement élevé : en 10 points, il dépasse 90 %, soulignant ainsi l'extraordinaire pouvoir concentrateur de la mer. Le pourcentage des différents M.L. est également donné en poids. Le cortège minéralogique est riche : dans chaque prélèvement, 12 à 21 espèces ont été déterminées (tableau 5 et fig. 26).

Dans l'ensemble, le spectre est dominé par le *grenat* (teneur moyenne [t.m.] : 60,6 %), d'où la couleur rouge très fréquente des sables. 10 prélèvements ont présenté des teneurs supérieures à 80 % des M.L. (t. max. : 88,5 %) ; les faibles teneurs (< 10 %) sont très rares (2/38). Viennent ensuite l'*ilménite* (17,4 %), avec des teneurs très irrégulières selon les prélèvements (≈ 1 % à Rolaz ; plus de 60 % au Nord-Ouest de la pointe de la Croix) ; puis, la *magnétite* (t.m. : 10,1 %) avec également des pourcentages très différents selon les localités (moins de 1 % près de la pointe de la Croix, plus de 45 % à Locqueltas) ; enfin, l'*épidote* (t.m. : 5,8 %), avec des concentrations très variables selon les plages (0,2 % près de la pointe de la Croix, 51 % à Poulziorec).

À ces minéraux essentiels (plus de 95 % des M.L.), s'associent quelques espèces accessoires :

- le *chloritoïde*. Teneur généralement faible, parfois même non observé. 3 prélèvements relativement élevés (jusqu'à plus de 8 % à Port-Melin) ;
- la *glaucophane*. Minéral typomorphe des schistes bleus. Pratiquement noté dans tous les prélèvements (37/38). Des plus fortes teneurs (10,5 %) ont été décelées sur la plage de Locmaria ;
- le *rutile*. Reconnu dans tous les échantillons, mais toujours avec de basses teneurs (t. max. : 1,7 %).

À ces 7 espèces qui constituent le cortège caractéristique des plages de l'île, peuvent s'associer de nombreux autres minéraux, sporadiques ou uniquement en traces :

- *stauroïde*, répandue (34/38), mais le plus souvent avec des teneurs très faibles : seuls 5 échantillons sont supérieurs à 1 %. T. max., 5,1 % ;
- *andalousite*, *sillimanite* et *disthène*, uniquement en traces ou absents ;
- *tourmaline* (34/38), t. max., 0,8 % aux Grands-Sables ;
- *amphibole*, teneurs très basses : t. max., 2 % ;
- *zircon*, omniprésent, jamais concentré.
- *monazite*, exceptionnelle (4/38) et alors uniquement en traces ;
- *cassitérite* (8/38) ; *scheelite* (2/38) ; *or* (1/38), etc.

Origine

● **Sources proximales prépondérantes.** À l'évidence, les M.L. constitutifs des roches du domaine groisillon émergé et immergé se retrouvent dans le « miroir des sables ». Ce « reflet de la falaise » constitue un argument déterminant pour l'origine essentiellement proximale des « placers » de Groix. En particulier, le *grenat*, si fréquent dans différentes formations métamorphiques de l'île, est surabondant dans les sables. La comparaison de la composition des différents ensembles pétrographiques de Groix (Makanjuola et Howie, 1972) avec le cortège des M.L. des plages, révèle des aptitudes très

différentes à la concentration alluvionnaire (intense pour le grenat, l'ilménite et la magnétite ; médiocre pour l'épidote, la glaucophane, le chloritoïde, ... ; faible pour l'amphibole, la chlorite, ...). Les causes de ces comportements variés semblent dues principalement aux différences de résistance des M.L. (mais aussi à leur densité relative et à leur habitus). Ainsi s'expliquent sélection et triage différentiel. Les basses teneurs en amphibole reflètent la résistance médiocre de ce minéral ; la plus « forte » teneur notée (2 % seulement) a été observée dans l'échantillon le plus minéralisé en épidote et en apatite et l'un des plus riches en chloritoïde (Poulziorec). Inversement, dans les zones à forte concentration en ilménite (minéral très résistant), la teneur en épidote est toujours très basse (< 1 %) (près de la pointe de la Croix).

La répartition préférentielle des sables lourds dans la partie orientale de l'île, sous l'influence de la dérive littorale en direction de l'Est, montre toutefois quelques exceptions dues à la présence de pièges locaux (côte d'Héno au Nord, Locmaria au Sud). L'influence d'apports latéraux localisés peut, par ailleurs, introduire des « anomalies ». Le pourcentage élevé en magnétite du point 36 est dû, à l'évidence, à l'abondance de ce minéral dans les falaises voisines. Les teneurs significatives en glaucophane entre la pointe des Chats et Locmaria, où sont situés d'importants affleurements de schistes bleus, sont aussi sous la dépendance de sources localisées.

L'examen morphoscopique confirme l'importance des sources proximales dans l'origine des M.L. et l'influence de la dérive littorale vers l'Est. Ainsi, le long de la côte septentrionale, entre Poulziorec et la crique des Sables-Rouges, trois secteurs peuvent être distingués : à l'Ouest, les M.L. sont, en règle générale, très anguleux ; plus à l'Est, environ à partir de Port-Lay, aux minéraux anguleux vient s'ajouter une certaine proportion de minéraux émoussés ; enfin, les minéraux roulés sont nombreux et l'émoussé souvent excellent à l'extrémité orientale de l'île.

L'origine autochtone prépondérante des M.L. des plages de Groix est en bon accord avec la faiblesse de l'indice ZTR (zircon + tourmaline + rutile) qui souligne le caractère immature des accumulations.

● **Sources distales subordonnées.** Plusieurs minéraux, non observés en place dans le domaine groisillon, sont, à l'évidence, de provenance distale. Toutefois, leur faible pourcentage dans le spectre des M.L. indique qu'ici les apports lointains restent réduits en volume. C'est le cas des silicates d'alumine (andalousite, sillimanite, disthène) et, très probablement aussi, de la staurotide (exceptionnelle en place dans l'île). La présence de cassitérite uniquement sous forme de traces fines et roulées, confirme également la faiblesse des sources distales. L'extrême rareté de quelques minéraux d'origine imprécisée, mais probablement lointaine (monazite, spinelle, péridot) est également en bon accord avec des apports allochtones restreints.

Le domaine groisillon : importante source de minéraux lourds

L'énorme stock de minéraux lourds libéré à partir du domaine groisillon émergé et immergé est — pour une part importante — à l'origine des accumulations de sables lourds observées plus à l'Est, tant sur le « continent » (côte de Gâvres) que dans les îles du Mor Bras. La migration des sables vers l'Est est confirmée par les dragages (Bouysson et Le Calvez, 1967) : à l'Ouest de

Groix, les sables se sont révélés pauvres en grenat, contrairement à ce qui se passe à l'Est de l'île. La rareté d'apports groisillons significatifs vers le Nord-Ouest est également suggérée par l'examen des sables lourds de l'anse du Pouldu dont le spectre est différent de celui de Groix : grenat, 15,7 % ; ilménite, 36,1 % ; magnétite, 24,3 % ; staurotide, 8,9 % ; (t.m. de 15 éch. ; Chauris, 1988).

Par contre, l'influence des apports groisillons en direction de l'Est peut être précisée à l'aide de minéraux traceurs (fig. 27) :

– dans le cadre de la région étudiée, la *glaucophane* est connue uniquement en place dans le domaine groisillon. (Une occurrence inconnue vient d'être signalée par B. Lasnier, 1988, plus à l'Est, dans l'île Dumet.) À Gâvres, les sables sont riches en glaucophane (t.m. de 3 éch. : 3,1 %). À Quiberon, l'apport groisillon est encore sensible, même s'il est plus faible. Sur la côte septentrionale du Mor Bras, la glaucophane est décelée aux environs de Carnac, mais pas au-delà de La Trinité-sur-Mer. Elle est rare à Belle-Île et à Houat, inconnue à Hoëdic. L'apport groisillon en glaucophane vers l'Est a commencé à une époque ancienne, comme l'atteste sa présence dans les dépôts tertiaires de Port-Louis, Étrel et Quiberon (Durand, 1960). Une certaine coïncidence spatiale apparaît entre les extensions anciennes et actuelles ;

– l'*épidote* est très fréquente à Gâvres (t.m. de 3 éch. : 22,9 %). Elle est encore notée avec des teneurs significatives à Quiberon, mais à Belle-Île, Houat et Hoëdic, elle ne se présente plus qu'en traces ;

– le *grenat* constitue, dans les îles du Mor Bras, comme à Groix, le principal M.L. des accumulations (t.m. de 22 éch. : 71,7 % ; Chauris, 1987). Sur la côte

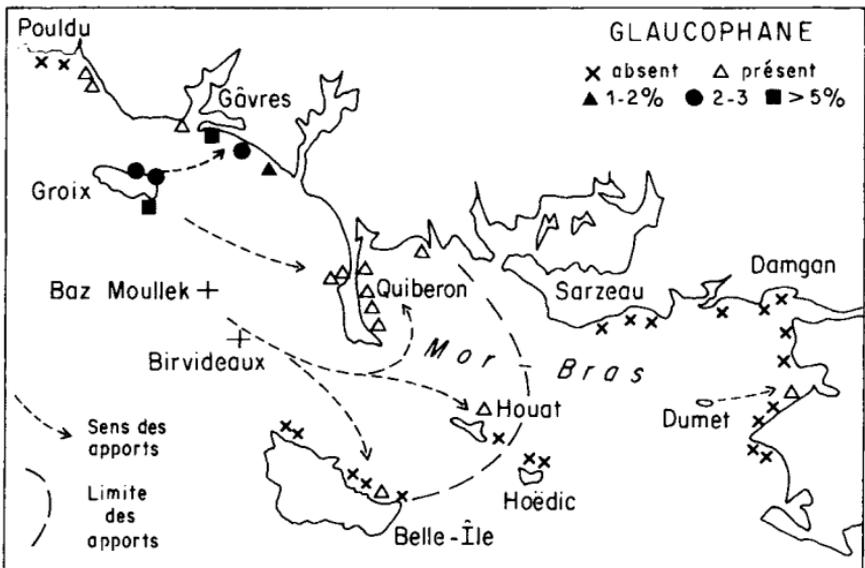


Fig. 27 - La glaucophane : un minéral-traceur

septentrionale du Mor Bras, par contre, les teneurs sont nettement plus basses (6,6 % seulement à La Trinité-sur-Mer ; 31,3 % dans les districts de Sarzeau—Damgan, avec quelques prélèvements inférieurs à 10 %). Au total, les teneurs sont ici très nettement inférieures à la moyenne des accumulations insulaires. Ces observations incitent à penser qu'une partie importante du grenat des îles du Mor Bras (où ce minéral est absent ou sporadique en place) provient du domaine groisillon. La possibilité de telles migrations, facilitées par la morphologie globuleuse du grenat, est appuyée par le fort émousé de ce minéral.

Ainsi, par ses roches-mères particulièrement favorables, le domaine groisillon constitue une source privilégiée de M.L., dont il est possible de suivre, grâce à quelques traceurs, les migrations vers l'Est. Cet apport arénique distal interfère progressivement avec des apports plus proximaux dérivés en particulier des micaschistes de l'embouchure de la Vilaine et de leurs prolongements sous-marins dans le Mor Bras. Les dépôts de ce domaine oriental se caractérisent par la staurotide (bien connue ici en place ; Guigues et Devismes, 1969 ; Audren, 1971, 1987), pratiquement absente du domaine groisillon.

RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS

HYDROGÉOLOGIE

L'eau souterraine sur l'île de Groix, comme dans tout le socle armoricain est contenue et circule dans des réservoirs de types « fracturé ». Pour permettre l'exploitation de l'eau souterraine, la fracturation doit être suffisamment importante, ouverte, étendue, relayée par tout un réseau de fissures, et de préférence surmontée de niveaux supérieurs altérés jouant un rôle capacitif.

L'aire d'alimentation de ces réservoirs par la fraction de l'eau de pluie qui s'infiltre, est généralement d'extension limitée aux quelques dizaines d'hectares qui les surplombent directement.

Actuellement, l'île de Groix est alimentée en eau potable à partir d'une prise d'eau dans le barrage de Port-Melin qui stocke un maximum de 165 000 m³. Des recherches de ressources complémentaires à partir de forages profonds (40 m) sont en cours.

Une étude récente de la DDAF 22 donne les chiffres suivants concernant les forages des particuliers, réalisés au hasard des demandes, sans études hydrogéologiques préalables :

| Nombre | Débit (m ³ /h) | | | Profondeur (m) | | |
|--------|---------------------------|-------------------|---------|-------------------|-------------------|---------|
| | Extrême inférieur | Extrême supérieur | Moyenne | Extrême inférieur | Extrême supérieur | Moyenne |
| 26 | 1 | 9 | 14 | 24 | 97 | 54 |

54 % des forages ont un débit compris entre 5,5 et 4 m³/h, 23 % un débit inférieur ou égal à 2 m³/h.

Une analyse plus fine de ces résultats, et surtout de leur répartition géographique, permet d'observer des différences significatives entre l'Est et l'Ouest de l'île, de part et d'autre d'une ligne passant grossièrement par la pointe du Spernac au Nord-Est et par la pointe de l'Enfer au Sud :

- 88 % des ouvrages réalisés à l'Est de cette ligne ont plus de 50 m de profondeur, contre 38 % à l'Ouest ;
- la profondeur maximale frôle les 100 m à l'Est alors qu'elle atteint seulement 67 m à l'Ouest ;
- à l'inverse, 88 % des débits instantanés mesurés en fin de foration sont inférieurs ou égaux à 4 m³/h à l'Est, contre 23 % seulement à l'Ouest ;
- les débits spécifiques, débits obtenus pour 10 m de forage, synthétisent ces observations : ils sont toujours inférieurs à 0,8 m³/h/10 m à l'Est, toujours supérieurs ou égaux à cette valeur à l'Ouest.

GÎTES MINÉRAUX

Les occurrences métallifères de l'île de Groix ont, dans l'ensemble, beaucoup moins retenu l'attention que les associations paragénétiques des complexes métamorphiques *stricto sensu*. Quelques données sont éparses dans les travaux anciens de Lorieux et de Fourcy (1848), de d'Ault-Dumesnil (1866), de R. Bréon (1880), de l'abbé Guyonvarc'h et du comte de Limur (1883), de C. Barrois (1883) et de A. Lacroix (1893-1913). D'autres remarques sont présentées dans les publications plus récentes de J. Cogné (1960, 1961), de C. Triboulet (1971), de A.A. Mankanjuola et R.A. Howie (1972). Les seules recherches détaillées ont été effectuées par F. Le Bail (1970 a) et lors de l'établissement de l'inventaire minéralogique du Morbihan (Pierrot *et al.*, 1980). Toutefois, aucune vue d'ensemble sur les gîtes minéraux groisillons n'avait encore été publiée avant la synthèse présentée ici.

Les minéralisations reconnues à ce jour peuvent être classées – sous l'angle de l'évolution géologique – en quatre groupes principaux :

- occurrences antémétamorphes (Cr) ;
- occurrences métamorphes à tardi-métamorphes (Fe, Ti, Mn, graphite) ;
- occurrences postmétamorphes (Cu, As, Pb) ;
- occurrences détritiques récentes (Fe, Ti).

Dès à présent, il importe de noter que plusieurs éléments offrent une *évolution polyphasée complexe*, avec remise en mouvement : soit dissémination précoce (préconcentration), puis concentration tardive (enrichissement) ; soit, au contraire, concentration précoce, puis dissémination tardive (appauvrissement). Des exemples sont proposés dans chaque cas.

Aucun des indices reconnus à ce jour ne présente d'intérêt économique.

Chrome

La présence de *mariposite* (ou phengite chromifère) (Triboulet, 1971 ; Makanjuola et Howie, 1972) avait été observée depuis longtemps sous le nom de « fuchsite » (de Limur, 1883 ; Lacroix, 1893 ; Le Bail, 1970 a). Selon A. Lacroix, la « fuchsite d'un vert émeraude » se rencontre dans les micaschistes de la côte de Bilhéric. F. Le Bail note l'abondance de la fuchsite, « d'un beau vert d'eau », dans une amphibolite à actinote entre la pointe de Beg-Melen et la crique de Bilhéric. C. Triboulet (1971) signale la phengite chromifère (*mariposite*) tant au Nord-Ouest qu'au Sud-Est de l'île, mais sans localisation précise ; au Sud-Est de l'île, elle est associée à grenat, glaucophane, stilpnomélane, ... L'analyse chimique de la phengite donne une teneur en Cr_2O_3 de 0,99 % (d'où le nom de *mariposite*). Au total, ce minéral semble assez peu répandu à Groix. Il est dû à une concentration locale en chrome dont la source est sans doute à rechercher dans les schistes magnésiens (à actinote, talc, chlorite) et les serpentinites.

Les *serpentinites* sont rares à Groix. Le gisement le plus important est situé sous le fort du Grognon dans la petite crique de Tréhor (Le Bail, 1970 a). La formation serpentiniteuse, qui affleure sur une quinzaine de mètres de puissance, est « intercalée » dans des amphibolites et associée à une chlorite massive en gros bancs. Elle présente une texture bréchique. Elle est essentiellement constituée de greenalite vert bouteille, associée à du chrysotile et à des masses blanchâtres de dolomite. Elle renferme des inclusions disséminées de *magnétite* (localement altérée en *goëthite*) à noyaux de *spinelle chromifère*. Une serpentinite chromifère a été également signalée par J. Cogné (1961) à Kermarec ; il ne nous a pas été possible de localiser l'occurrence.

Fer

Les minéraux ferrifères *stricto sensu* (*magnétite*, *hématite*, *sidérite*, *pyrite*) sont fréquents à Groix où ils apparaissent dans des associations paragenétiques variées. Quelques exemples caractéristiques sont brièvement décrits.

● *Magnétite*

Serpentinites à *magnétite* (à noyaux de *spinelle chromifère*) de Tréhor (voir chrome).

Glaucophanites lenticulaires à grenat et à *magnétite* (à Kermarec-Locqueltas). Les grenats, millimétriques, rose orangé assez foncé (almandin : 75-80 % ; grossulaire : 15-20 % ; spessartite : 5 %), sont associés à la *magnétite* très abondante, en octaèdres millimétriques ou sans forme cristalline, altérée en *hématite* sur les bords et dans les fissures.

Micaschistes à *chloritoïde*, avec octaèdres bien cristallisés de *magnétite*, disséminés, parfois très abondants.

Chloritoschistes et *amphibolites* à *magnétite* en petits octaèdres (0,5 à 2 mm) disséminés, entre Beg-Melen et Pen Men (en particulier entre le sémaphore et Bilhéric), entre le signal de brume et le vallon de Stang ar Marc'h, entre Port-Mélite et le fort Surville, ... (Le Bail, 1970 a et b).

Nids à albite-ripidolite, avec cristaux octaédriques de quelques millimètres (falaises de Bilhéric, entre Nosterven et Locmaria, entre le Trou du Tonnerre et Quentrech,...).

Lits lenticulaires de quelques centimètres de puissance dans les *micaschistes albitiques* (Trou du Tonnerre) (Le Bail, 1970 a et b. La magnétite, en cristaux automorphes ou en amas, contient parfois des lamelles d'ilménite (qui peut être altérée en rutile) ; la titano-magnétite épigénise l'ilménite. Le lépidomélane est parfois très abondant, ainsi que la pyrite.

Sables lourds des plages. La teneur moyenne de 38 échantillons est de l'ordre de 10 % en poids des minéraux lourds (cf. chapitre « Sables lourds des plages »). Localement, la teneur s'élève à plus de 45 % (Kermarec-Locqueltas, à proximité immédiate des glaucophanites à magnétite).

● **Hématite**. Outre sa présence comme minéral d'altération de la sidérite, dans les falaises du Nord-Ouest de l'île, l'hématite a été observée dans des lentilles quartzieuses, en lames centimétriques, associée à la sidérite (Trou de l'Enfer) ; dans un filon de quartz près du Spernec, sous forme de lames brillantes disséminées.

● **Sidérite**. Moins répandue que la magnétite, elle a été reconnue (Le Bail, 1970 a et b) :

– dans des chloritoschistes sous forme de nodules pluridécimétriques, plus ou moins limonitisés, entre Kersauce et le Storan ;

– dans des micaschistes en lentilles de teinte blond miel, entre Locqueltas et le Storang ;

– dans des micaschistes albitiques, entre Stang ar Marc'h et le signal de brume de Pen Men, en particulier près du lieu-dit Trou de l'Enfer, en gros nodules de quelques dizaines de centimètres cubes (avec localement des cristaux de pyrite), à texture saccharoïde, de teinte beige clair à grisâtre, se transformant en surface en hématite rougeâtre à presque noire ;

– dans des lentilles quartzieuses intra-micaschisteuses (Trou de l'Enfer) ;

– dans des glandules, associée au quartz (vallon du Lavoir) ;

– dans un filon quartzieux, à l'Est du vallon de Kerigant.

● **Pyrite**. Fréquente, mais le plus souvent disséminée (Le Bail, 1970 a et b) :

– dans les micaschistes, en cristaux altérés subcentimétriques (entre la pointe des Chats et Locmaria ; au Nord de Stang ar Marc'h,...) ;

– dans des glaucophanites massives à grenat, sous forme de cristaux cubiques (pointe du Stanvrec) ;

– dans les actinotites et formations talqueuses des environs du sémaphore, en cubes légèrement altérés ;

– dans les nodules de sidérite intra-micaschisteux entre Stang ar Marc'h et le phare de Pen Men (en cristaux cubiques) ;

– en association avec la magnétite massive de l'occurrence du Trou du Tonnerre. Elle peut renfermer des inclusions de pyrrhotite et/ou de chalcopyrite. Elle est souvent recouverte d'une pellicule d'hématite ; elle est parfois altérée en jarosite.

Titane

Se présente, outre le sphène, sous deux formes principales.

● **Ilménite.** Signalée pour la première fois par de Limur (1883) sous le nom de « crichtonite », puis étudiée par A. Lacroix (1901) et F. Le Bail (1970 a et b). Observée dans des glandules d'albite-quartz, dans des lentilles de quartz ou dans les micaschistes eux-mêmes. Elle se présente en lames (d'épaisseur millimétrique à centimétrique), atteignant parfois plusieurs centimètres carrés, à surface gondolée, de teinte noire légèrement bleuâtre, à poussière noire. Parmi les nombreuses occurrences, on citera :

- les quartz d'exsudation des micaschistes près de Porh-Morvil ;
- les veinules de quartz des glaucophanites de la pointe des Chats ;
- les nids à ripidolite-quartz-albite des environs de Bilhéric.

L'ilménite est très fréquente dans les sables lourds des plages de l'île (« sable d'acier » des habitants) : la teneur moyenne (38 échantillons) est de 18,5 % en poids des minéraux lourds. Elle est particulièrement abondante au Nord-Ouest de la pointe de la Croix (teneur localement supérieure à 60 % en poids des minéraux lourds).

● **Rutile.** Se présente en cristaux rougeâtre à rouge noirâtre, cannelés, très allongés suivant l'axe vertical (jusqu'à 4 cm), souvent flexueux et ressoudés. Observé dans des glaucophanites (entre la pointe des Chats et Locmaria, fort Surville,...), dans des lentilles de quartz (entre Kermarec et Locqueltas, fort du Gripp,...). Apparaît aussi en gros microlites ou en aiguilles dans les micaschistes à chloritoïde (Locqueltas). Dans les sables lourds, le rutile est très nettement moins abondant que l'ilménite : il est omniprésent mais, le plus souvent, avec des teneurs inférieures à 1 % ; sa teneur maximale ne dépasse pas 1,7 % en poids des minéraux lourds.

Manganèse

Quelques minéraux manganésifères étaient connus à Groix depuis longtemps. La première occurrence, découverte au siècle dernier par l'abbé Guyonvarc'h, près du lieu-dit « la Source Minérale », avait été déterminée par de Limur (1883) comme pyrolusite. Dans la « Minéralogie de la France », A. Lacroix indique la présence de rhodonite (I, p. 632) sans localisation ; la piémontite (I, p. 155) ; la manganite (Beg-Melen ; III, p. 354-355) transformée en pyrolusite et, enfin (VI, p. 243), le psilomélane barytique dans des micaschistes près du phare. Plus récemment, F. Le Bail (1970 a et b) cite les occurrences de Bilhéric (il s'agit sans aucun doute du gisement de l'abbé Guyonvarc'h) et les nouveaux indices situés entre Ineveli et le sémaphore, d'une part ; à Gadoéric, d'autre part. J.R. Kiénast et C. Triboulet (1973) signalent la présence, au Sud des Grands-Sables, de piémontite associée au grenat manganésifère et à la pyrolusite. En plusieurs points de l'île, (L. Chauris, inédit) ont été recueillis des échantillons essentiellement constitués de grenat extrêmement fin (riche en mol. spessartite : MnO, 19,90 % ; Fe₂O₃, 10,30 % ; Al₂O₃, 17,30 % ; CaO, 5,70 %), formant des nodules (« rodin-gite »). Enfin, peu avant sa disparition, F. Le Bail (inédit) avait reconnu aux Saisies une riche paragenèse manganésifère, citée pour la première fois dans l'inventaire minéralogique du Morbihan.

● **Occurrences des Saisies (silicates manganésifères).** Cette longue échine rocheuse, orientée du Nord au Sud sur environ 400 m, est remarquable par la dissémination, le long de son flanc oriental, sur quelques dizaines de mètres de large, de nombreux nodules ovoïdes à pisciformes, de taille variable (de 10-15 cm à 0,50 x 1 m.), très riches en minéraux manganésifères. Certains nodules, encore mal dégagés par l'érosion, forment des « bosses » moulées par la foliation, au sein des micaschistes. La paragenèse est assez variable selon les nodules. Au total, les minéraux suivants ont été déterminés :

- téphroïte ($Mn_2[SiO_4]$) en masses de plusieurs kilogrammes, composées d'éléments imbriqués, brillants, lisses ou légèrement striés, de couleur brunâtre ;
- pyroxmangite ($MnSiO_3$) en plages centimétriques de teinte rose, dans la téphroïte ;
- piémontite en baguettes plus ou moins juxtaposées et entrecroisées, de couleur rose clair à rose lie-de-vin ;
- grenat ($\simeq 85\%$ spessartite, $\simeq 15\%$ grossulaire), en cristaux crème millimétriques automorphes (dodécaèdres) associés à la piémontite ;
- épidote en veinules jaune verdâtre (formées de baguettes) dans la piémontite ;
- hématite, localement très abondante, en encroûtements de teinte noirâtre ;
- jacobsite ($MnFe_2O_4$) finement disséminée en plages xénomorphes à sub-automorphes ;
- psilomélane paraissant se développer aux dépens de minéraux automorphes préexistants (hausmannite ?) ;
- dolomite, en croûtes grumeleuses jaunâtres. Quartz présent localement.

● **Autres occurrences (oxydes de manganèse).** Près de Gadoéric, des filonnets quartzeux centimétriques qui recoupent sur plusieurs mètres les amphibolites albitiques, sont bien minéralisés en pyrolusite massive, tachant les doigts et présentant son aspect craquelé classique. Elle est associée à de la goëthite. À Bihéric, dans une petite crique affleure un filon de quartz manganésifère (pyrolusite). Ces deux occurrences, ainsi que les dépôts observés sur quelques diaclases quartzieuses entre le sémaphore et Ineveni, sont à l'évidence d'origine secondaire et dérivent, selon toute probabilité, de la remise en mouvement, à la faveur de circulations hydrothermales, des indices de manganèse primaires.

Cuivre

Les minéralisations cuprifères semblent sporadiques à Groix. Une occurrence de chalcopyrite a été signalée par Lorieux et de Fourcy (1848) au Nord du village de Saint-Tudy dans une petite crique située un peu à l'Ouest du port. La découverte, effectuée vers les années 1830, avait donné lieu à une sorte de « fièvre de l'or » – les habitants ayant cru qu'il s'agissait du métal précieux – qui a rapidement épuisé le gîte : il s'agissait en fait d'une dissémination de chalcopyrite dans un filon quartzeux. L'indice est également cité par de Limur (1883). Une autre occurrence a été observée par F. Le Bail (1970 a) dans un filon de quartz - albite situé entre Beg-Melen et Bihéric. Ici, chalcopyrite et bornite sont associées à un peu de malachite en mouches

fibreuses. Ces deux petits indices cuprifères paraissent en relation avec une remise en mouvement, lors de circulations hydrothermales postérieures au métamorphisme, des traces de cuivre contenues dans les formations basiques.

Arsenic, plomb

Une légère minéralisation en mispickel et galène a été découverte dans un filon de quartz blanc, lenticulaire, pluridécimétrique, qui affleure au pied des falaises du Trec'h, selon une direction E-W et un pendage S de 60°. Le mispickel, massif, se présente en amas pluricentimétriques. La galène cimente les plages du mispickel ; elle renferme de fines inclusions de cosalite ($Pb_2Bi_2S_5$). La chalcopyrite est associée à la galène ou indépendante. Les minéraux supergènes sont représentés par la scorodite (As), l'anglésite (Pb), la covellite (Cu) et la goëthite (Fe). De fines pyritosphères ont été observées dans la scorodite. On notera par ailleurs que le seul prélèvement de sables lourds de Groix avec des traces d'or a été recueilli sur la grève du Trec'h (caractère aurifère du mispickel ?). Le filon As-Pb du Trec'h pourrait peut-être représenter une manifestation filonienne distale (dégénérescence hydrothermale) du leucogranite de Ploemeur. En Bretagne méridionale, les leucogranites sont accompagnés assez souvent par un cortège de filonnets à mispickel dominant et à galène sporadique. Une note manuscrite de F. Le Bail indique (toutefois avec doute) « blende » à Port-Mélite, un peu au Nord-Ouest de l'indice plombifère du Trec'h.

Étain, tungstène

La cassitérite n'a jamais été observée en place dans l'île. On notera toutefois que ce minéral a été décelé sous forme de microtraces émoussées dans 8 échantillons de sables lourds. De même, la scheelite, également inconnue ici en roche, a été notée dans 11 prélèvements de sables lourds des plages.

SUBSTANCES UTILES

Talc

Une occurrence affleure dans les falaises à une centaine de mètres à l'Ouest de sémaphore, sous forme de bancs gris clair de quelques mètres de puissance (F. Le Bail). Le talc, massif, renferme localement de nombreux cristaux cubiques de pyrite et, plus rarement, des octaèdres de magnétite.

Graphite

Fréquent dans certaines formations métamorphiques de Groix (Barrois, 1883 ; Le Bail, 1970 a) :

- dans des micaschistes à chloritoïde, soit à l'état de petites inclusions dans les chloritoïdes ou en enduits superficiels sur les paillettes de ce minéral qui présente alors une teinte noirâtre, soit en granules indépendants, rassemblés en masses ou finement disséminés ;
- dans des micaschistes à chloritoïde, à allure de quartzite à grain fin.

Les occurrences les plus intéressantes ont été observées entre Kersauce et les Saisies et entre le Storan et la pointe de l'Enfer.

Grenat

Les sables des plages de l'île de Groix sont souvent extrêmement riche en grenat (cf. « Sables lourds des plages »). Ce minéral constitue en effet plus de 60 % en poids des minéraux lourds (teneur moyenne de 38 échantillons). Les tonnages les plus importants sont situés aux Grands-Sables. (On rappellera qu'au 19^e siècle, le grenat a été exploité, comme abrasif, sur les plages de l'île d'Houat.)

Matériaux de construction

Seules les « prasinites » (à amphibole, albite, chlorite,...) représentent un matériau de construction valable, utilisé jadis pour l'édification des quais et des phares (Barrois, 1883).

DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

SITES CLASSIQUES, SITES CLASSÉS, ITINÉRAIRES

Par décret en date du 23 décembre 1982, et sous la tutelle du ministère de l'Environnement, a été créée la **réserve naturelle François Le Bail** afin de préserver l'intérêt géologique et minéralogique de l'île ainsi que la faune et la flore. Cette réserve s'étend sur tout le littoral entre la pointe des Chats et Locqueltas au Sud-Est, d'une part, et entre le parallèle du grand phare de Pen Men, le sémaphore de Beg-Melen au Nord-Ouest, d'autre part. Gérée par la Société pour l'étude et la protection de la nature en Bretagne (S.E.P.N.B.), assistée par un comité consultatif présidé par le sous-préfet de Lorient, la réserve est soumise à une stricte réglementation quant au prélèvement d'échantillons. Sauf autorisation spéciale délivrée par la préfecture aux fins de recherche scientifique, il est interdit de prélever, de quelque façon que ce soit, roches et minéraux. Des animations scientifiques (géologie, botanique, zoologie) sont proposées en juillet-août (calendrier disponible au syndicat d'initiative de Groix) et toute l'année, à la demande, pour les groupes (scolaires, enseignants,...). On se renseignera à la « Maison de la Réserve » (Le Bourg, route de Port-Melin) où une garde-animatrice assure la gestion de la réserve et son suivi scientifique.

La réserve est un lieu permanent de recherche, fréquenté par les géologues de toutes les nationalités et par des étudiants effectuant des stages de terrain organisés par les universités européennes (France, Allemagne, Angleterre, Suisse,...). C'est également une étape obligée des réunions scientifiques internationales traitant du métamorphisme et de la déformation des « schistes bleus » dans la chaîne hercynienne.

L'écomusée de l'île de Groix, à Port-Tudy, est le complément pédagogique indispensable de la réserve naturelle. Un panorama complet de la géologie de l'île y est présenté en permanence.

D'autre part, on trouvera des renseignements complémentaires sur la géologie de la région, et en particulier un itinéraire, dans le **guide géologique régional : Bretagne** (Durand et Lardeux coord., 1985), Paris : Masson édit. (*itinéraire 17b*), ainsi que dans « Excursions dans le Massif armoricain » (*Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne*, C, 16, 1, p. 61-70, 1986).

BIBLIOGRAPHIE *

AUDRAIN J. (1985) — Cartographie magnétique de l'île de Groix (Morbihan). Interprétation. D.E.A., Rennes, 66 p.

AUDRAIN J. (1989) — Application des techniques géophysiques à différentes échelles. Mise en place des massifs granitiques de Saint-Sylvestre (Limousin) et de Cabeza de Arava (Espagne). Île de Groix (Morbihan). Fosse du Japon. Thèse doct. univ. Nantes, 150 p.

AUDRAIN J., LEFORT J.P. (1986) — Le levé magnétique de Groix (Massif armoricain) : une aide pour l'interprétation des structures profondes de l'île. *Hercynica*, II, 1, p. 65-70.

AUDRAIN J., VIGNERESSE J.L. (1990) — Le levé magnétique de l'île de Groix. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 311, II, p. 319-324.

AUDREN C. (1971) — Étude pétrographique et structurale des schistes cristallins de l'estuaire de la Vilaine. Thèse 3^e cycle, Rennes, 104 p.

AUDREN C. (1987) — Évolution structurale de la Bretagne méridionale au Paléozoïque (thèse État, Rennes). *Mém. Soc. géol. minéral. Bretagne*, n° 31, 365 p.

AUDREN C., LEFORT J.P. (1977) — Géologie du plateau continental sud-armoricain entre les îles de Glénan et de Noirmoutier. Implications géodynamiques. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 7, XIX, 2, p. 395-404.

AUDREN C., TRIBOULET C. (1985) — L'île de Groix : un témoin exceptionnel de l'histoire géologique hercynienne de l'Europe. *Penn-Ar-Bed*, vol. 16, n° 122-123, p. 88-100.

AUDREN C., TRIBOULET C. (1986) — Métamorphisme et déformation dans la ceinture de haute pression de l'île de Groix, Bretagne méridionale. *Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne*, C, 16, 1, p. 61-70 : « Excursions dans le Massif armoricain ».

AUGRIS C., BERTHOUP P. (1990) — Les gisements de maërl en Bretagne. 1 rapport, 27 cartes et annexes. Partenaires Conseil régional de Bretagne et S.N.A.M.

* La bibliographie a été complétée jusqu'en novembre 1992. En revanche, les données et hypothèses mentionnées dans cette notice correspondent à l'état des connaissances accessibles avant le 29 novembre 1989, date de présentation au CCGF. Depuis cette date, de nouveaux travaux ont modifié certaines conclusions (chemins P-T-t-d complets obtenus sur les amphibolites).

BARRIENTOS X. (1992) — Petrology of coexisting blueschists and greenschists, île de Groix, France : implication for preservation of blueschists. Ph.D. Thesis, Harvard, 253 p.

BARROIS C. (1883 a) — Sur les amphibolites à glaucophane de l'île de Groix. *Bull. Soc. fr. minéral.*, VI, p. 289-293.

BARROIS C. (1883 b) — Sur les schistes métamorphiques de l'île de Groix. *Ann. Soc. géol. Nord*, II, p. 18-71.

BERNARD-GRIFFITHS J., PEUCAT J.J., SHEPPARD S., VIDAL P. (1985) — Petrogenesis of Hercynian leucogranites from the Southern Armorican Massif : contribution of REE and isotopic (Sr, Nd, Pb and O) geochemical data to the study of source rock characteristics and ages. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 74, p. 235-250.

BERNARD-GRIFFITHS J., CARPENTIER M.S.N., PEUCAT J.J., JAHN B.M. (1986) — Geochemical and isotopic characteristics of blueschist facies rocks from the île de Groix, Armorican Massif (Northwest France). *Lithos*, 19, p. 235-253.

BERNÉ S., ALLEN G., AUFFRET J.P., CHAMLEY H., DURAND J., WEBER O. (1989) — Essai de synthèse sur les dunes hydrauliques géantes tidales actuelles. *Bull. Soc. géol. Fr.* (8), t. V, n° 6, p. 1145-1160.

BERTHÉ D., CHOUKROUNE P., JÉGOUZO P. (1979) — Orthogneiss, mylonite and non-coaxial deformation of granites : the exemple of the South Armorican shear zone. *J. Struct. Geol.*, 1, p. 31-42.

BOUDIER F., NICOLAS A. (1976) — Interprétation nouvelle des relations entre tectonique et métamorphisme dans l'île de Groix (Bretagne). *Bull. Soc. géol. Fr.* (7), XVIII, p. 135-144.

BOUYASSE P., HORN R. (1971) — Étude structurale du plateau continental au large des côtes méridionales de la Bretagne. *Cahiers océanographiques*, t. 23, n° 6, p. 497-517.

BOUYASSE P., LE CALVEZ Y. (1967) — Étude des fonds compris entre Penmarc'h et Groix. *Bull. BRGM*, 2, p. 39-73.

BRÉON R. (1880) — Liste des minéraux des sables de l'île de Groix et de l'île d'Houat (Massif armoricain). *Bull. Soc. fr. minéral.*, 3, p. 55-56.

CANNAT M. (1983) — Cinématique de charriages ophiolitiques (Klamath Moutains, Semail, Groix) et convergence océanique. Thèse 3^e cycle, Nantes.

CANNAT M. (1985) — Quartz microstructures and fabrics in the island of Groix (Brittany, France). *J. Struct. Geol.*, 7, 5, p. 555-562.

CARPENTER M.S.N. (1976) — Petrogenetic study of the glaucophane schists and associated rocks from the île de Groix, Brittany, France. Ph.D. Thesis, Oxford.

CARPENTER M.S.N., CIVETTA L. (1976) — Hercynian high pressure/low temperature metamorphism in the île de Groix blueschists. *Nature*, 262, p. 276-277.

CHAURIS L. (1982) — Les sables lourds des plages du Mor Bras. Introduction à l'étude des placers littoraux en Bretagne méridionale. *Bull. Soc. sci. nat. Ouest. n.s.*, 4, I, p. 1-58.

CHAURIS L. (1985) — Placers littoraux d'origine proximale : l'exemple de l'île de Groix (Massif armoricain). 110^e congr. nat. soc. sav., I, 195-206.

CHAURIS L. (1987) — Composition minéralogique et origine des placers littoraux dans quatre îles du Morbihan. *Géol. de la France*, 1, p. 55-63.

CHAURIS L. (1988) — Les sables noirs à magnétite de l'anse du Pouldu en Bretagne méridionale (France). *Géol. de la France*, 4, p. 23-31.

COBBOLD P.R., QUINQUIS H. (1980) — Development of sheath-fold in shear regimes. *J. Struct. Geol.*, 2, p. 199-226.

COGNÉ J. (1953) — L'île de Groix (Morbihan). *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, L1, 239, p. 41-50.

COGNÉ J. (1960) — Schistes cristallins et granites en Bretagne méridionale : le domaine de l'anticlinal de Cornouaille. Chapitre VII : « L'île de Groix », p. 114-132. *Mém. expl. Carte géol. France*, 382 p.

COGNÉ J. (1961) — Remarques sur quelques unes des principales associations minérales dans les micaschistes de la Bretagne méridionale. *Bull. Soc. fr. minéral. cristall.*, 84, p. 222-226.

COGNÉ J., JEANNETTE D., RUHLAND M. (1966) — L'île de Groix : étude structurale d'une série métamorphique à glaucophane en Bretagne méridionale. *Bull. Serv. Carte géol. Als. Lorr.*, 19, 1, p. 41-95.

DE FOURCY, LORIEUX (1848) — Description géologique du Morbihan. Paris : Imprimerie nationale.

D'AULT-DUMESNIL (1866) — Histoire naturelle du Morbihan. Vannes : Galles édit.

DELANOË Y., DIEUCHO A., PINOT J.P. (1972 a) — La zone périlittorale entre les îles de Glénan et l'île de Houat. Étude géologique et géomorphologique. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 7, XIV, p. 248-260.

DELANOË Y., GALLENNE B., LASNIER B., PINOT J.P. (1972 b) — Découverte par carottages sous-marins d'une association pétrographique de micaschistes à chloritoïdes et de schistes verts à glaucophane autour de la Baz Moullék, à 11 km au Sud-Est de l'île de Groix (Morbihan). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 274, D, p. 644-646.

DELANOË Y., GRASSY R., GROVEL A. (1969) — Applications des sondages sismiques continus par petits fonds à l'étude du littoral lorientais (Morbihan). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 268, p. 1255-1258.

DEVISMES P. (1978) — Atlas photographique des minéraux d'alluvions. Mém. BRGM, 95, 206 p.

DJRO C.S. (1983) — Analyse structuro-minéralogique des schistes bleus de l'île de Groix (Morbihan, France). Apport de l'étude du métamorphisme au problème « continuité-discontinuité » des phases de déformation dans les domaines orogéniques complexes. Thèse 3^e cycle, Paris VI.

DJRO C.S., TRIBOULET C., AUDREN C. (1989) — Les chemins pression-température-temps-déformation-espace (chemins P-T-t-d-e) dans les micaschistes associés aux schistes bleus de l'île de Groix, Bretagne méridionale, France. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 69, p. 71-88.

DURAND S. (1960) — Le Tertiaire de Bretagne. Étude stratigraphique, sédimentologique et tectonique. Mém. Soc. géol. minéral. Bretagne, n^o 12, 390 p.

FÉLIX C. (1969) — Étude pétrographique des roches basiques de l'île de Groix (Bretagne méridionale). *Ann. Soc. géol. Belgique*, 92, p. 359-370.

FÉLIX C. (1972 a) — Interprétation d'une paragenèse à glaucophane-épidote/lawsonite-grenat dans les glaucophanoschistes plurifaciels de l'île de Groix (Morbihan, France). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 275, D, p. 317-320.

FÉLIX C. (1972 b) — Étude structuro-minéralogique des pseudomorphes de présumées lawsonite des glaucophanoschistes de l'île de Groix (Bretagne, France) : considérations sur la possibilité d'une paragenèse à glaucophane et lawsonite. *Ann. Soc. géol. Belgique*, 95, p. 345-391.

FÉLIX C., FRANSOLET A.M. (1972) — Pseudomorphes à épidote *s.l.*, paragonite, muscovite *s.l.*, chlorite, albite, ... de prophyroblastes de lawsonite (?) dans les glaucophanoschistes de l'île de Groix (Bretagne, France). *Ann. Soc. géol. Belgique*, 95, p. 323-334.

GREEN A.G. (1972) — Magnetic profile analysis. *Geophys. J.R. Astr. Soc.*, 30, p. 393-403.

GUIGUES J., DEVISMES P. (1969) — La prospection minière à la batée dans le Massif armoricain. Mém. BRGM, 71, 172 p.

GUILCHER A. (1948) — Le relief de la Bretagne méridionale de la baie de Douarnenez à la Vilaine (thèse). La Roche-sur-Yon : H. Potier imprimeur.

HALLÉGOUËT B., CORAGUER F. (1986) – Géomorphologie de l'île de Groix. *Penn-Ar-Bed*, vol. 16, n° 122-123, p. 101-109.

JEANNETTE D. (1965) – Étude tectonique de l'île de Groix (Morbihan). Thèse 3^e cycle, Strasbourg, 64 p.

KIÉNAST J.R., TRIBOULET C. (1972) – Le chloritoïde dans les paragenèses à glaucophane, albite ou paragonite. *Bull. Soc. fr. minéral. cristall.*, 95, p. 565-573.

KIÉNAST J.R., TRIBOULET C. (1973) – Sur la piémontite de l'île de Groix (Morbihan, France). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 276, D., p. 1377-1379.

LACROIX A. (1893-1913) – Minéralogie de la France, 5 vol. (réédition 1964, 6 vol.).

LAMOUCHE (colonel) (1929) – Étude tectonique de l'île de Groix. *Bull. Soc. sci. nat. Ouest*, 4, IX, p. 71-87.

LASNIER B. (1988) – Géologie de l'île Dumet. Le socle cristallophyllien. *Bull. Soc. sci. nat. Ouest France*, n. s., 10, 3, p. 112-124.

LE BAIL F. (1961) – Compte rendu de l'excursion de la Société française de minéralogie et de cristallographie en Bretagne. *Bull. Soc. fr. minéral. cristall.*, 84, p. 213-221.

LE BAIL F. (1970 a) – Observations minéralogiques en Basse-Bretagne : l'île de Groix (Morbihan). *Penn-ar-Bed*, 60, p. 217-238.

LE BAIL F. (1970 b) – L'île de Groix (Morbihan). In L. Chauris, F. Le Bail, J. Guigues : « Minéraux de Basse-Bretagne ». *Penn-Ar-Bed*, vol. spéc., 4^e partie, p. 52-73.

LEFORT J.P. (1978) – Les prolongements submergés du Massif armoricain : étude de géologie et de géophysique marine. *Mém. Soc. géol. Fr.*, n° 130, 68 p.

LEFORT J.P. (1989) – Basement correlation across the North Atlantic. Chapter 5 : « The submerged part of the Ligerian (Eo-Hercynian) Acadian mobile belt », p. 52-56. Berlin : Springer Verlag, 148 p.

LEFORT J.P., AUDREN C., JÉGOUZO P., MAX M.D., GRANT P., RATTEY P. (1982 a) – Disposition of structure in the high pressure metamorphic belt of South Brittany (France). Proceedings of the symposium of the C.M.A.S., 285-291, Natural environmental Research Council, U.K.

LEFORT J.P., AUDREN C., MAX M.D. (1982 b) – 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, p. 359-377.

LEFORT J.P., SEGOUFIN J. (1978) – Étude géologique de quelques structures magnétiques reconnues dans le socle péri-armoricain. *Bull. Soc. géol. Fr.* (7), XXII, 3, p. 455-462.

LEFORT J.P., VIGNERESSE J.L. (1992) – Le levé 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. Fr.*, 163, 1, p. 3-11.

LIMUR (comte de) (1883) – Catalogue raisonné des minéraux du Morbihan. Vannes : Galles édit., 111 p.

LORIEUX, de FOURCY (1848) – Carte géologique du Morbihan. Paris : Imprimerie nationale.

MAKANJUOLA A.A. (1967) – The mineralogy and geochemistry of the glaucophane and chloritoid bearing schists and associated rocks of the île de Groix, Brittany, France. Ph.D. Thesis, London.

MAKANJUOLA A.A., HOWIE R.A. (1972) – The mineralogy of the glaucophane schists and associated rocks from île de Groix, Brittany, France. *Contr. Min. Petr.*, 35, p. 83-118.

MALUSKI H. (1977) – Intérêt de la méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur la datation des glaucophanes de l'île de Groix. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 283, D, p. 223-226.

PEUCAT J.J. (1982) – Géochronologie des roches métamorphiques (Rb-Sr et U-Pb). Exemples choisis au Groenland, en Laponie, dans le Massif armoricain et en Grande Kabylie (thèse État, Rennes). *Mém. Soc. géol. minéral. Bretagne*, n° 28, 150 p. (1983).

PEUCAT J.J. (1986) – Rb-Sr and U-Pb dating of the blueschists of the île de Groix. *Geol. Soc. America*, memoir 164, p. 229-238.

PEUCAT J.J., COGNÉ J. (1977) – Geochronology of some blueschists from île de Groix, France. *Nature*, 268, 5616, p. 131-132.

PEUCAT J.J., JÉGOUZO P., VIDAL P., BERNARD-GRIFFITHS J. (1988) – Continental crust formation through the Sr and Nd isotopic systematics of S-type granites in the Hercynian belt of Western France. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 88, p. 60-68.

PIERROT R., CHAURIS L., LAFORÊT C., PILLARD F. (1980) – Inventaire minéralogique de la France. N° 9 : Morbihan. Orléans : BRGM, 316 p.

PINOT J.P. (1975) – Le continent breton entre Penmarc'h, Belle-Île et l'escarpement continental. Étude géomorphologique. Lannion : IMPRAM, 256 p.

PINOT J.P., VANNEY J.R. (1972) – Carte sédimentologique sous-marine des côtes de France à 1/100 000 : feuille Lorient. IGN-BRGM édit.

POULPIQUET J. (de) (1990) — Une klippe océanique au large de Groix et Belle-Île. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 310, II, p. 207-212.

QUINQUIS H. (1977) — Structures et microstructures dans une zone métamorphique de haute pression : l'île de Groix. D.E.A., Rennes.

QUINQUIS H. (1980) — Schistes bleus et déformation progressive : l'exemple de l'île de Groix (Massif armoricain). Thèse 3^e cycle, Rennes, 145 p.

QUINQUIS H., AUDREN C., BRUN J.P., COBBOLD P.R. (1978) — Intense progressive shear in île de Groix blueschists and compatibility with subduction or obduction. *Nature*, 273, 5657, p. 43-45.

QUINQUIS H., CHOUKROUNE P. (1981) — Les schistes bleus de l'île de Groix dans la chaîne hercynienne : implications cinématiques. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 7, XXIII, 4, p. 409-418.

QURESHI I.R., MULA H.G. (1971) — Two dimensional mass distributions from gravity anomalies : a computer method. *Geophys. Prospecting*, 19, p. 180-191.

RICHARDS L.E. (1983) — Tectonic evolution of part of the southern metamorphic belt of the Armorica massif including the île de Groix. Ph.D. Thesis, Chelsea College, London.

RUHLAND M., JEANNETTE D. (1966) — La baie de Ker Béthanie : secteur clef de la structure géologique de l'île de Groix. *Bull. Serv. Carte géol. Als. Lorr.*, 19, 1, p. 97-104.

RUHLAND M., JEANNETTE D. (1966) — Les structures en fuseaux : témoins de tectoniques superposées, île de Groix (France). Colloque sur les étages tectoniques, Neuchâtel, p. 269-278.

SIBUET J.C. (1972) — Contribution de la gravimétrie à l'étude de la Bretagne et du plateau adjacent. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, 3, p. 124-129.

SPECTOR A., GRANT F.S. (1970) — Statistical models for interpreting aeromagnetic data. *Geophysics*, 32, p. 293-302.

TALWANI M., HEIRTZLER J.R. (1964) — Computation of magnetic anomalies caused by two-dimensional structures of any shape. *Computers in the mineral industry*. Ed. G.A. Parks, Stanford University.

TALWANI M., WORZEL J.L., LANDISMAN M. (1959) — Rapid gravity computation for two dimensional bodies with application to the mendocino fracture zone. *J. Geophys. Res.*, 64, p. 49-59.

TRIBOULET C. (1971) — Mise en évidence de stilpnomélane, biotite verte et phengite chromifère à l'île de Groix, Morbihan, (France). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 272, D, p. 1477-1480.

TRIBOULET C. (1974) — Les glaucophanites et roches associées de l'île de Groix (Morbihan, France) : étude minéralogique et pétrogénétique. *Contr. Min. Petr.*, 45, p. 65-90.

TRIBOULET C. (1977) — Stabilité et relations de phases dans le système expérimental $\text{Na}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{MgO}-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$. Applications à la pétrologie des glaucophanites et des roches qui leur sont associées. Thèse État, Paris VI.

TRIBOULET C. (1978) — Co-existing blue and blue-green amphiboles from île de Groix (Morbihan, France). *J. Petrology*, 19, 4, p. 653-668.

TRIBOULET C. (1979) — Différenciations paragenétiques d'origine métasomatique à l'île de Groix (Morbihan, France). *Bull. minéral.*, 102, p. 373-378.

TRIBOULET C. (1983) — Uni and divariant equilibria between staurolite, chloritoid, garnet, chlorite, biotite in medium pressure meta-acidites from Lorient-Concarneau area (South Brittany, France). *Contr. Min. Petrol.*, 82, p. 195-204.

TRIBOULET C. (1991) — Étude géothermo-barométrique comparée des schistes bleus paléozoïques de l'Ouest de la France (île de Groix, Bretagne méridionale et Bois-de-Céné, Vendée). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 312, II, p. 1163-1168.

TRIBOULET C. (1992) — Les schistes verts subglaucophaniques du « Pouldu », zone de transition entre schistes bleus et amphibolites d'un complexe métamorphique monozonal paléozoïque en Bretagne méridionale. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 315, II, p. 697-703.

VELDE B. (1967) — Note sur un micaschiste à chloritoïde et glaucophane de l'île de Groix, Morbihan. *Bull. Soc. fr. minéral. cristall.*, 90, p. 265-266.

VIGNERESSE J.L. (1977) — Linear inverse problem in gravity profile interpretation. *J. Geophys.*, 43, p. 193-213.

VIGNERESSE J.L. (1978) — Gravimétrie et granites armoricains : structure et mise en place des granites hercyniens. Thèse 3^e cycle, Rennes, 98 p.

VON LASAULX A. (1884) — Die mineralen eines neuen Glaukophanges-teins von der insel Groix and der Südwestküste des Bretagne. *Z. Krist.*, 9, p. 422-424.

DOCUMENTS CONSULTABLES

La banque de données du sous-sol du BRGM détient l'inventaire des sondages et autres ouvrages souterrains exécutés dans le périmètre de la feuille et archive régulièrement les nouveaux travaux. Les documents peuvent être consultés soit au service géologique régional Bretagne, 4 bis, rue du Bignon

35000 Rennes, soit au BRGM. Maison de la Géologie, 77, rue Claude-Bernard, 75005 Paris.

AUTEURS

La participation des auteurs à la rédaction de cette notice est la suivante :

- C. AUDREN, chargé de recherche au CNRS (université de Rennes) : introduction, terrains métamorphiques, géologie du plateau continental, structure, géodynamique ;
- C. TRIBOULET, chargé de recherche au CNRS (université P. et M. Curie, Paris) : terrains métamorphiques, métamorphisme, géochimie, géodynamique ;
- L. CHAURIS, directeur de recherche au CNRS (université de Rennes) : sables lourds, gîtes minéraux, substances utiles ;
- J.P. LEFORT, maître de conférences à l'université de Rennes : géophysique, géodynamique ;
- J.L. VIGNERESSE, maître de conférences à l'université de Nantes : géophysique ;
- J. AUDRAIN, étudiant à l'université de Nantes : géophysique ;
- D. THIÉBLEMONT, ingénieur géologue au BRGM : géochimie ;
- J. GOYALLON, géologue au BRGM : terrains sédimentaires et formations superficielles ;
- P. JÉGOUZO, maître de conférences à l'université de Rennes : terrains cristallins ;
- P. GUENNOG, ingénieur géologue au BRGM : sédiments meubles ;
- C. AUGRIS, géologue à l'IFREMER : sédiments meubles ;
- A. CARN, ingénieur géologue au BRGM : hydrogéologie.

Coordination : C. AUDREN

Carte structurale synthétique du Sud-Est de la Bretagne méridionale
incluant le plateau continental submergé

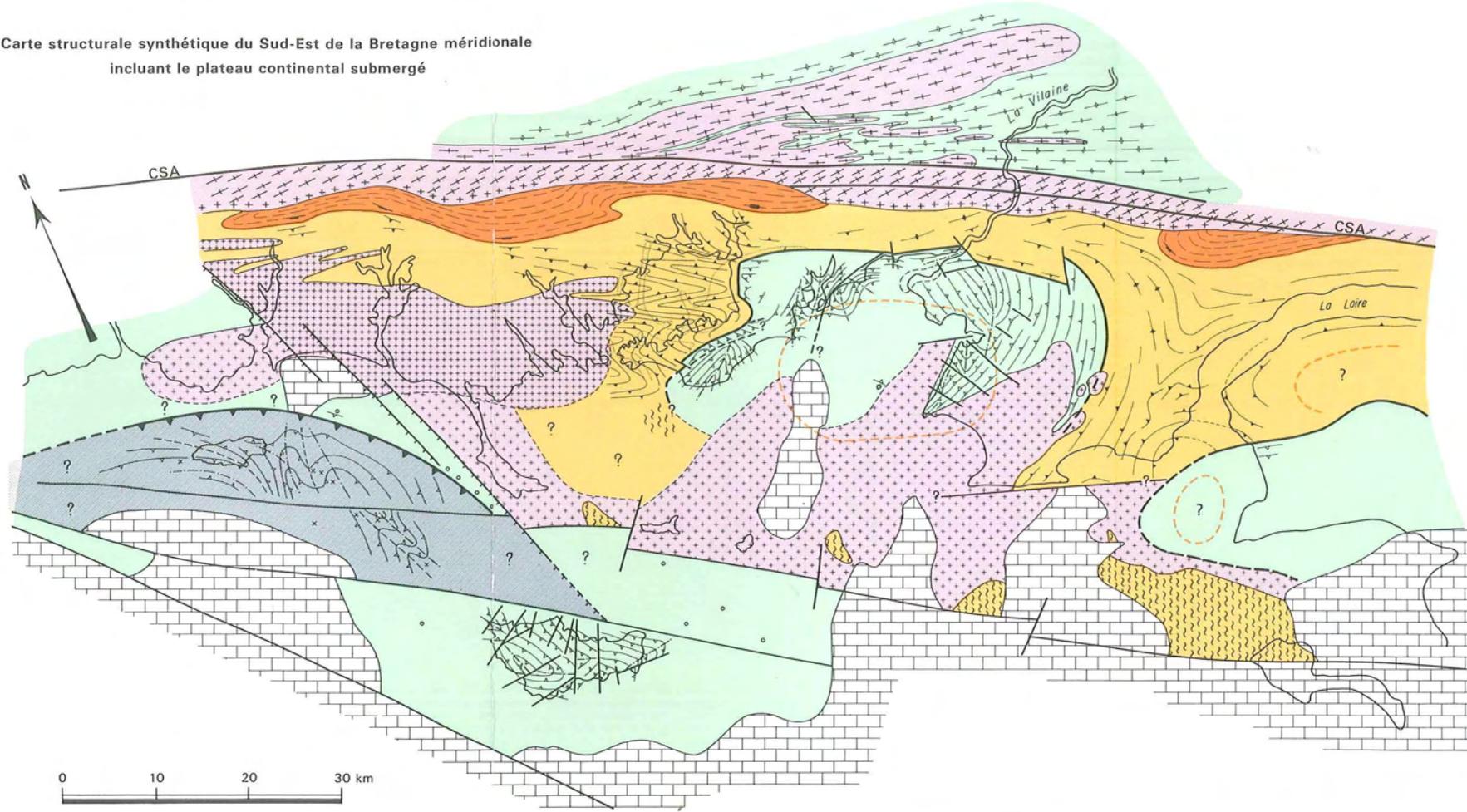


Fig. 1

La carte et le bloc-diagramme ont été établis d'après Audren et Lefort (1977)
Lefort, Audren et Max (1982), Audren (1987) et Jégouzo (1979)

Localisations géographiques

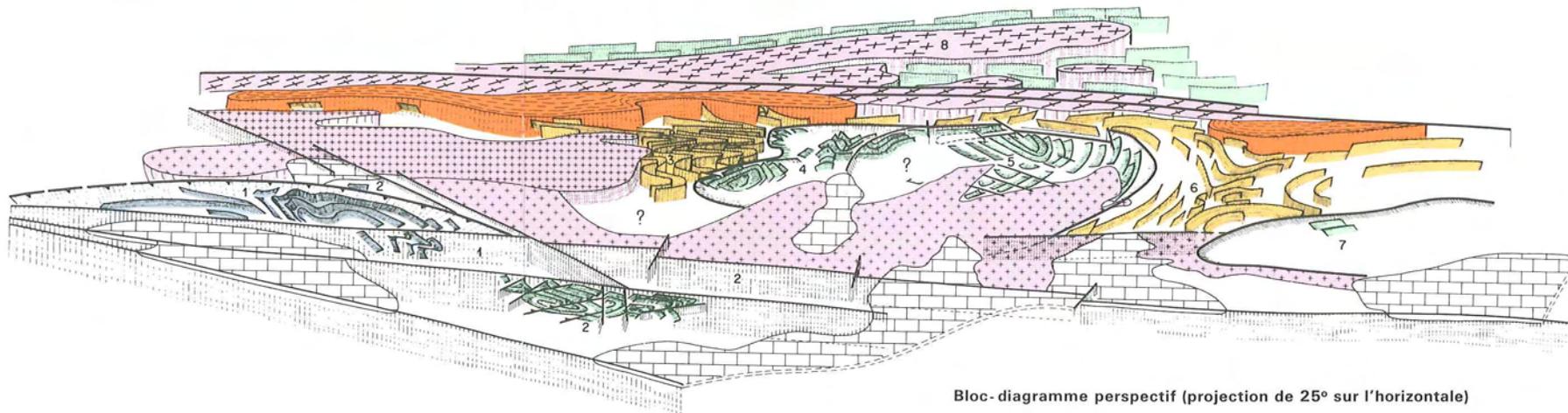
- 1 : île de Groix - 2 : Belle-Île-en-mer - 3 : golfe du Morbihan - 4 : presqu'île de Rhuys
5 : estuaire de la Vilaine, presqu'île de Guérande - 6 : basse Loire - 7 : Vendée maritime
8 : région de Grand-Champ, Questembert, La Roche-Bernard

Structures

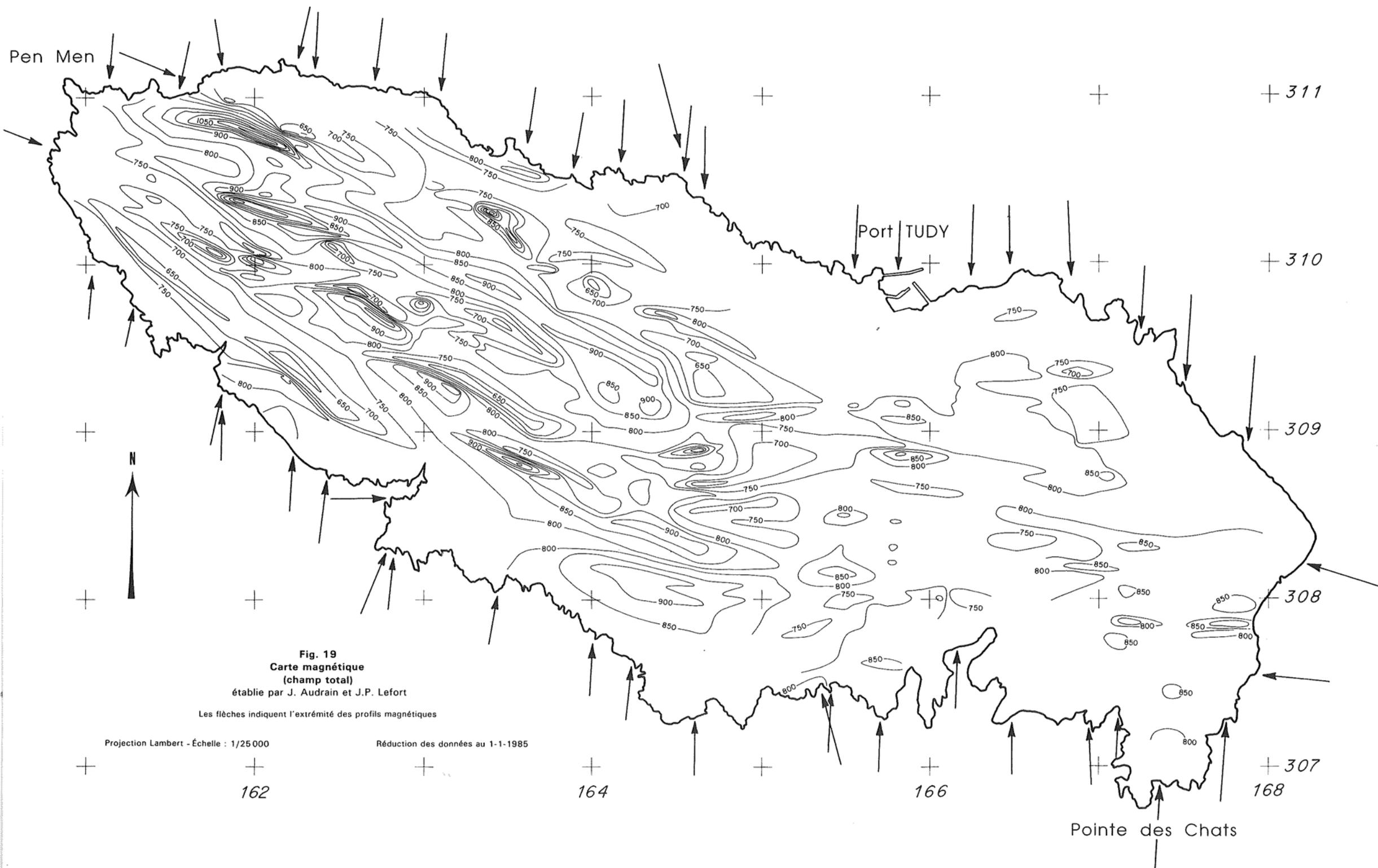
- ↗ ↘ Foliation subverticale à fortement pentée dans les gneiss et migmatites
- ↔ Schistosité subhorizontale dans les micaschistes situés au Sud du cisaillement sud-armoricain
- ↕ Schistosité subverticale dans les micaschistes situés au Nord de ce cisaillement (région 8)
- - - Antiforme
- · - · - Synforme
- ↔ Limites structurales complexes sans indication de sens de fonctionnement (CSA : cisaillement sud-armoricain)
- Faille verticale
- / — Faille normale
- — Structures de flux dans le granite d'anatexie

Faciès pétrographiques

- | | | |
|---|---|----------------------|
| Schistes bleus | Micaschistes | Gneiss et migmatites |
| Granite d'anatexie (376 Ma) | Granite tardi-migmatitique (340 Ma) | |
| Leucogranite (300 Ma) | Leucogranite (340 Ma) déformé, associé au cisaillement sud-armoricain | |
| Granite d'anatexie supposé exister sous les micaschistes ou dans les gneiss | Contours du leucogranite de Sarzeau (300 Ma) | |
| Affleurements sous-marins de gneiss et de migmatites | Carottages sous-marins de schistes bleus | |
| | Carottages sous-marins de matériel volcano-sédimentaire de type Belle-Île | |
| | Calcaire d'âge éocène | |



Bloc-diagramme perspectif (projection de 25° sur l'horizontale)



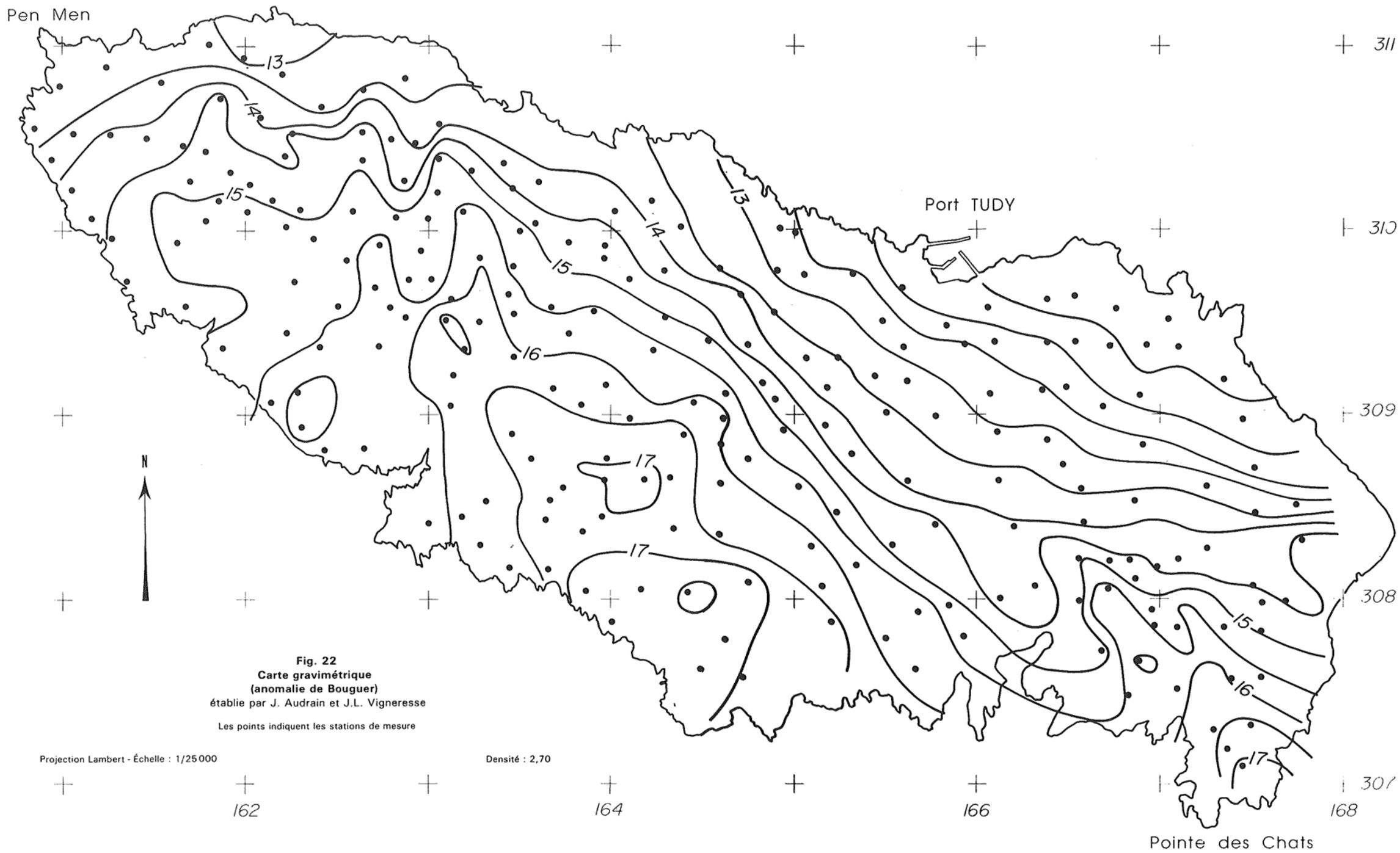


Fig. 22
Carte gravimétrique
(anomalie de Bouguer)
 établie par J. Audrain et J.L. Vignerresse
 Les points indiquent les stations de mesure

Projection Lambert - Échelle : 1/25 000

Densité : 2,70

Pointe des Chats

