



**CARTE  
GÉOLOGIQUE  
DE LA FRANCE  
A 1/50 000**

BUREAU DE  
RECHERCHES  
GÉOLOGIQUES  
ET MINIÈRES

## BELLE-ISLE- EN-TERRE

### BELLE-ISLE- EN-TERRE

La carte géologique à 1/50 000  
BELLE-ISLE-EN-TERRE est recouverte par les coupures suivantes  
de la carte géologique de la France à 1/80 000 :  
à l'ouest : MORLAIX (N° 58)  
à l'est : ST-BRIEUC (N° 59)

Plestin- -les-Grèves	Lannion	Pontrieux Etables- -s-Mer
Morlaix	BELLE-ISLE- -EN-TERRE	Guingamp
Huelgoat	Carhaix- -Plouguer	Quintin

MINISTÈRE DE L'INDUSTRIE ET DE LA RECHERCHE  
BUREAU DE RECHERCHES GÉOLOGIQUES ET MINIÈRES  
SERVICE GÉOLOGIQUE NATIONAL  
Boîte postale 6009 - 45060 Orléans Cedex - France



# NOTICE EXPLICATIVE DE LA FEUILLE

## BELLE-ISLE-EN-TERRE A 1/50 000

par A. BAMBIER, P. BOS, J. CHANTRAINE,  
L. CHAURIS, J. GARREAU, Ph. GUILLET, Y. HERROUIN, Y. HIRBEC,  
Y. LULZAC et B. MULOT

1984

## SOMMAIRE

INTRODUCTION .....	5
DESCRIPTION DES TERRAINS .....	5
<i>FORMATIONS MÉTAMORPHIQUES D'ORIGINE SÉDIMENTAIRE</i> .....	5
<i>FORMATIONS SÉDIMENTAIRES TRÈS PEU MÉTAMORPHIQUES</i> .....	6
<i>FORMATIONS MAGMATIQUES</i> .....	10
<b>Roches basiques</b> .....	10
<b>Granitoïdes</b> .....	14
<b>Roches diverses</b> .....	24
<i>FORMATIONS SUPERFICIELLES</i> .....	25
PHÉNOMÈNES GÉOLOGIQUES .....	25
<i>TECTONIQUE ET MÉTAMORPHISME</i> .....	25
<i>GÉOCHIMIE DES VOLCANISMES</i> .....	35
RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS .....	38
<i>HYDROGÉOLOGIE</i> .....	38
<i>RESSOURCES MINÉRALES</i> .....	41
<b>Gîtes minéraux</b> .....	41
<b>Matériaux</b> .....	45
DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE .....	46
<i>SITES CLASSIQUES ET ITINÉRAIRES</i> .....	46
<i>BIBLIOGRAPHIE</i> .....	46
<i>DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES</i> .....	50
AUTEURS DE LA NOTICE .....	50
ANNEXE :	
<i>TABLEAUX D'ANALYSES CHIMIQUES</i> .....	51
<i>TABLEAU RÉSUMÉ DES GÎTES ET INDICES MINÉRALISÉS</i> .....	58

## INTRODUCTION

Dans l'W.NW de la Bretagne, la feuille Belle-Isle-en-Terre est située sur l'alignement septentrional des hautes terres bretonnes qui encadrent le bassin carbonifère central, entre les pays de Morlaix et de Guingamp. La morphologie de cette région, décrite en détail par J. Garreau (fig. 1, 1980), ne sera ici que brièvement rappelée.

Sur le territoire de la feuille Belle-Isle-en-Terre l'alignement de collines, culminant entre 270 et 330 m et dessinant une structure arquée centrée sur Loc-Envel, sépare deux domaines morphologiques différents correspondant à deux domaines géologiques différents.

*Au Nord* le domaine nord-breton du Trégor est occupé sur la feuille par le massif de granite de Plouaret et son encaissant métamorphique qui est marqué par le relief isolé du Ménez Bré (300 m) dû à un petit massif de diorite. Ce domaine, en pente douce vers la côte nord, est traversé par les vallées du Léguer (rivière de Lannion) et du Jaudy (rivière de Tréguier), toutes deux fortement encaissées et empruntant des fossés d'origine tectonique, post-hercyniens.

*Au Sud*, le domaine des hautes terres centre-bretonnes, au relief confus, est constitué par les terrains métamorphiques du dôme briovérien de Plougonver et par le massif de roches basiques, également briovérien, de Calanhel. Le coin sud-est de la carte est occupé par le rebord nord-ouest du massif de granite de Quintin. C'est dans ce domaine que prennent sources aussi bien le Léguer coulant vers le Nord que l'Aulne et le Blavet, importantes rivières sud-bretonnes.

*L'arc de Loc-Envel* lui-même est axé sur l'accident mylonitique nord-armoricain (Chauris, 1969) et armé par les massifs basiques des forêts de Coat-an-Noz, Coat-an-Hay et Beffou, ainsi que par les formations quartzitiques paléozoïques, prolongement oriental de celles des monts d'Arrée. Ces formations paléozoïques affleurent plus largement vers le coin sud-ouest de la carte dans la structure de Scignac.

## DESCRIPTION DES TERRAINS

### *FORMATIONS MÉTAMORPHIQUES D'ORIGINE SÉDIMENTAIRE*

Les formations métamorphiques de Plougonver constituent la majeure partie de la moitié est de la carte. Traversées par le cisaillement nord-armoricain et recouvertes au Nord de cet accident par les formations paléozoïques de Coat-an-Noz, elles encaissent au Sud de cet accident le complexe basique de Calanhel. Elles sont limitées au Nord-Ouest et au Sud-Est par les massifs de granite de Plouaret et de Quintin.

Ces formations fortement métamorphiques et tectonisées, selon un gradient d'intensité décroissant vers le Sud-Ouest, se relient au domaine migmatitique cadomien de Guingamp et forment une structure avancée vers le Sud-Ouest où leurs relations avec le Briovérien peu métamorphique et peu tectonisé du dôme de Plourac'h ne sont pas clairement élucidées : passage progressif ou affrontement tectonique, cette alternative sera discutée plus loin.

Quoiqu'il en soit, l'âge briovérien de ces formations ne semble pas faire de doute, le complexe basique de Calanhel, qui y est intrusif, étant daté à 600 M.A. (Peucat *et al.*, 1981).

**M<sup>1-2</sup>. Migmatites à sillimanite et cordiérite.** Les faciès de diatexites sont rares au sein des gneiss métatexiques et groupés autour du complexe basique ; ce sont des roches à grain fin, à texture isotrope et composition granitoïde ; elles sont riches en lentilles d'exsudation et contiennent de nombreux *schlierens* biotitiques ainsi que des enclaves gneissiques. Elles sont constituées de quartz et oligoclase essentiellement, associés à quelques feldspaths potassiques, biotite, muscovite ainsi que cordiérite et sillimanite.

**b $\xi$ <sup>1-2</sup>. Gneiss à biotite et sillimanite.** Ces gneiss essentiellement plagioclasi-ques occupent la majeure partie des formations métamorphiques briovériennes. Ils sont assez hétérogènes et contiennent quelques niveaux de quartzites ainsi que quelques horizons amphiboliques. Dans ces roches à grain variable, la sillimanite (localement associée à la cordiérite ou à l'almandin) apparaît de manière irrégulière, en grandes gerbes, le plus souvent en reliques dans des pœciloblastes de muscovite. Les premières manifestations de mobilisation anatectique s'observent épisodiquement et conduisent à des gneiss rubanés de type métatexites qui se développent particulièrement dans la région de Belle-Isle-en-Terre.

**b $\xi$ <sup>1-2</sup>. Micaschistes à biotite et muscovite.** Au-delà d'une ligne ouest—est reliant la Chapelle-Neuve à Pont-Melvez (isograde de la sillimanite), les roches ne contiennent plus de sillimanite et ne présentent plus d'aspect vraiment gneissique. Ce sont essentiellement des micaschistes à deux micas constitués d'alternance de lamines quartzo-feldspathiques et phylliteuses, ce rubanement étant manifestement d'origine métamorphique. Ces roches dérivent, semble-t-il, de la série métasédimentaire de Callac qui les jouxte au Sud-Ouest, leur limite étant marquée par l'isograde de la biotite, à partir de laquelle le faciès de type micaschiste disparaît assez brusquement.

#### FORMATIONS SÉDIMENTAIRES TRÈS PEU MÉTAMORPHIQUES

##### Formations briovériennes (Protérozoïque supérieur)

**bS<sup>1-2</sup>. Schistes et grauwackes.** La série de Callac, qui forme le dôme de Plourac'h dont seule la moitié nord se trouve sur la feuille Belle-Isle, est constituée d'alternances rythmiques de siltites grises, parfois rubanées, parfois ardoisières, et de niveaux grossiers de type *wackes*, quartzo-feldspathiques ; ces faciès grossiers, qui se développent sous forme de conglomérats sur la feuille voisine Carhaix, contiennent de nombreux débris lithiques : quartzites, volcanites, schistes et phtanites.

Cette série est caractérisée par des intercalations de lentilles de phtanites (ph : microquartzites carbonés) associées localement (Kermenguy au Sud de Calanhel) à du matériel volcanique basique. Ces phtanites l'ont fait attribuer par Barrois aux séries à phtanites de Saint-Lô et Lamballe (1905). Outre la présence de phtanites, cette formation contraste avec celle du domaine tectono-métamorphique précédent par sa tectonique modérée et son métamorphisme anchi- à épizonal, identique à celui des formations paléozoïques entourant le dôme de Plourac'h.

##### Formations paléozoïques d'âge imprécis

Sont groupées sous ce terme les formations, manifestement paléozoïques (en comparaison avec les faciès connus et datés du domaine centre-armoricain) mais qui sont isolées des formations paléozoïques par l'accident nord-armoricain

dans la région située à l'Est de Belle-Isle-en-Terre (formations de Coat-an-Noz, voir le cartouche structural). L'absence de datation dans ces formations, ainsi que la puissante tectonique et le métamorphisme qui les affectent, rendent aléatoire toute succession lithologique et toute attribution stratigraphique. Nous verrons plus loin que leurs caractères tectonométamorphiques particuliers sont liés au jeu du cisaillement nord-armoricain.

**dX. Formation de Coat-an-Hay.** Bien exposée sur les bords du Léguer, elle est constituée de gros bancs gréseux blancs, à tendance saccharoïde et/ou graveleuse et de quartzites qui forment une barre rocheuse très nette (Keryas). A ces grès sont associés des schistes noirs ardoisiers qui contiennent de nombreux lentilles déformées et boudinées de quartz mais également des niveaux siliceux riches en gros quartz à facture volcanique. Cette formation avait été attribuée, sans argument convaincant par Pruvost *et al.* (1962) à la formation de Landévennec aujourd'hui reconnue gedinnienne.

**dSX.D. Formation de Loc'h Du.** Constituée essentiellement d'alternances de schistes et quartzites comme la formation suivante de Coat-Losquet, elle s'en différencie par la présence de niveaux à chloritoïde prédominant.

Cette formation, bien exposée dans la carrière de Loc'h Du située entre Belle-Isle et Gurunhel, avait été attribuée au Gedinnien par Pruvost *et al.* (1962) ; mais les niveaux riches en chloritoïde permettent de la comparer à l'étroite bande, essentiellement à chloritoïde qui longe au Sud l'accident nord-armoricain jusqu'au Dresnay et l'on sait (Chantraine *et al.*, 1981) depuis le lever de la carte Morlaix que cette formation est très probablement siegenienne ; cette similitude lithologique, sans être un argument décisif, constitue cependant une indication pour l'âge de la formation de Loc'h Du.

**dSX. Formation de Coat-Losquet.** Bien exposée dans la carrière de Coat-Losquet située juste à l'Ouest de Loc-Envel, cette formation est constituée par des alternances de bancs quartzitiques massifs, de teinte sombre, d'épaisseur généralement décimétrique à localement plurimétrique, et de schistes gris ou noirs alumineux, essentiellement micacés, sans chloritoïde apparent.

Plus quartzitique dans la bande nord (Coat-Losquet) et plus schisteuse au Sud (forêt de Coat-an-Hay), cette formation est affectée dans sa partie occidentale par un métamorphisme, provoqué par le granite de Plouaret, qui développe de nombreux blastes d'andalousite ainsi que des petits grenats.

Les caractères lithologiques de cette formation évoquent ceux des Schistes et Quartzites de Plougastel, formation siluro-dévonienne reconnue jusque dans les monts d'Arrée sur la feuille Morlaix.

**dSV, dSN. Formation du Foz.** Affleurante selon une bande située au Nord des formations précédentes, cette formation est constituée de deux faciès qui s'interpénètrent largement : des schistes noirs (dSN) qui dominent dans la partie orientale et des schistes verts (dSV) qui constituent l'étroite bande occidentale (le Foz).

Les schistes noirs sont surtout des siltites carbonées prenant souvent une structure finement rythmique ; ils contiennent des lentilles d'ampélites, des niveaux tuffacés et quelques intercalations amphiboliques (lande Supplice) identiques aux faciès suivants.

Les schistes verts, essentiellement faits d'actinote et de plagioclase, contiennent de nombreuses intercalations amphiboliques à gros grain, ces deux faciès manifestant probablement un même épisode volcanique basique.

A été rattachée à cette formation une étroite bande située au Sud de l'accident nord-armoricain (le Rest), faite de schistes verts semblables aux précédents, faciès associés ici avec les lentilles à chloritoïde de la formation siegenienne, ce rapprochement stratigraphique demeurant hypothétique, étant donné la structure écaillée de cette zone.

### Formations paléozoïques d'âge déterminé

Les formations paléozoïques constituent, dans le quart sud-ouest de la feuille Belle-Isle, la terminaison synclinoïdale de la structure de Scignac qui s'ouvre sur la feuille Morlaix où affleurent essentiellement le Silurien et le Dévonien.

La série décrite autour de Scignac (Chantraine *et al.*, 1981) se trouve ici réduite et modifiée par les importants épanchements basiques qui l'envahissent au Dévonien. En outre, elle est cisailée au Nord par l'accident nord-armoricain, alors qu'au Sud, transgressive sur le soubassement briovérien de Plourac'h, elle débute par un Ordovicien probable et un Silurien daté, dans une série très condensée.

**o-S<sub>X</sub>. Quartzites à débris lithiques. Ordovicien-Silurien ?** Constituant dans le coin sud-ouest de la carte une courte et étroite bande située à la base des formations paléozoïques et limitée à la charnière anticlinale du dôme briovérien de Plourac'h, cette formation présente un faciès très spécial, inconnu dans le Paléozoïque régional. Ce sont des quartzites grossiers associés à des arkoses grossières ; les quartzites sont à gros grains ronds et soudés et incluent quelques débris lithiques (microquartzites, de type phthanite ?) ; les arkoses ont un aspect carrié typique dû à l'altération argileuse des nombreux feldspaths qu'elles contiennent.

Cette formation azoïque n'est pas datée, mais sa position structurale et le contexte régional permettent de lui attribuer un âge paléozoïque inférieur, probablement ordovicien.

**s-dS<sub>X</sub>. Schistes et quartzites. Siluro-Dévonien.** Située de manière identique à la précédente autour de la charnière anticlinale du dôme de Plourac'h cette formation présente deux faciès principaux : un faciès banal de quartzites gris à brun clair, associés à des schistes bleutés sombres et un faciès très typé de grès noirs en lentilles massives dans des schistes bleus. Ces grès noirs sont des roches à grains de quartz anguleux ou arrondis, noyés dans une matrice chloriteuse abondante ; ils contiennent quelques gros débris lithiques et quelques nodules phosphatés qui ont permis de les dater. En effet, si la faune à *Cardiola interrupta* (Wenlockien) décrite par Barrois n'a pas pu être retrouvée, la découverte de Deunff et Paris (1971) d'un paléoplancton à Acritarches et Chitinozoaires permet d'attribuer à cette formation un âge imprécis mais siluro-dévonien, confirmé par la présence juxtaposée des grès blancs gedinniens (grès de Landévennec, voir ci-dessous).

De ce résultat il découle que, sur la bordure du dôme de Plourac'h, le Siluro-Dévonien présente une série très réduite par rapport à la série de la région de Scignac (feuille Morlaix) et des faciès très particuliers, de type littoral à lagunaire ; il semble qu'avec les quartzites et arkoses précédents, ces faciès puissent témoigner de la transgression paléozoïque sur le socle briovérien. Si le contact Paléozoïque — Protérozoïque a pu rejouer à certains endroits et si le cisaillement le long du flanc nord du dôme est manifeste (présence de lambeaux fusiformes et écaillés), il semble cependant exagéré d'évoquer l'allochtonie des formations paléozoïques (Rolet *et al.*, 1982).

d<sub>1</sub>S et d<sub>1</sub>χ. **Alternances argilo-silteuses et grès saccharoïdes blancs. Gedinnien.** Intimement juxtaposés à la formation précédente, les grès saccharoïdes blancs (d<sub>1</sub>χ) affleurent très mal, mais leur présence est prouvée par des échantillons volants fossilifères à *Platyorthis monnieri* (Gedinnien) qui les rattachent aux grès de Landévennec, largement affleurant dans la région de Scrignac (feuille Morlaix) ; cette formation apparaît encore très réduite en bordure du dôme de Plourac'h. Des faciès de grès très semblables, affleurant plus largement à l'Ouest de la forêt de Beffou, mais entièrement enclavés dans les volcanites basiques, ont été également attribués, bien qu'azoïques, aux grès de Landévennec.

Les alternances argilo-silteuses (d<sub>1</sub>S) ou phyllades rythmiques se trouvent en bordure de la feuille, prolongation et terminaison des affleurements développés sur la carte Morlaix dans les structures très complexes de la région nord de Bolazec. Des travaux récents ont montré que l'attribution de cette formation au Gedinnien est trop restrictive et qu'elle pourrait englober également le Siegenien dont les deux faciès suivants étaient déjà connus.

d<sub>2a-c</sub>S. **Argilites noires ardoisières et phyllades alumineuses massives. Siegenien.** Ni l'âge de ces deux formations azoïques et disjointes sur le terrain, ni leur synchronisme ne sont démontrés.

Le faciès *argilites ardoisières* est associé de manière presque stricte, surtout dans le flanc sud de la structure de Scrignac, avec les volcanites basiques dont les épanchements commencent à partir du Gedinnien et se terminent probablement dans l'Emsien-Eifélien.

Le faciès *phyllades massives* constitue une étroite lanière sur le flanc nord de la structure de Scrignac le long du cisaillement nord-armoricain, suite du même faciès daté siegenien par encadrement sur la feuille Morlaix (Chantraine *et al.*, 1981).

Les argilites homogènes, noires, à grain très fin, sont constituées essentiellement de chlorite et de muscovite, le quartz étant très rare. A caractère ardoisier vers le sommet des épanchements volcaniques, elles ne présentent aucune schistosité quand elles sont enclavées dans les basites mais au contraire un début de cornéification (cassure conchoïdale typique).

Les phyllades, également homogènes, sont des roches très alumineuses essentiellement constituées de chloritoïde avec un peu de chlorite et très peu de quartz.

La rareté du quartz dans les roches ainsi que l'absence de niveaux de quartzite distinguent cette formation des schistes et quartzites des monts d'Arrée d'âge siluro-dévonien, bien qu'elle forme sur la carte un alignement, paraissant en continuité avec les monts d'Arrée, de rochers isolés (roc'h) depuis Manaty à l'Ouest jusqu'au Dresnay à l'Est.

d<sub>2d-4</sub>S. **Schistes, schistes à nodules, grès. Emsien, Eifélien, Givétien.** Dans le quart sud-ouest de la feuille, la majeure partie du centre de la structure de Scrignac est occupée par une formation composite à dominante schisteuse, contenant quelques intercalations grésotuffacées.

Constituée essentiellement de méta-siltites et méta-argilites (séricito- et chlorito-schistes), cette formation schisteuse est caractérisée par la présence de niveaux à nodules siliceux, de dimensions centimétriques à décimétriques ; elle contient des intercalations gréseuses discontinues dont des lentilles massives de grès chloriteux noirs figurées sur la carte ; annonçant la formation volcano-



sédimentaire sus-jacente, on y trouve aussi quelques manifestations volcaniques (tufs et laves acides).

Une faune éparse, trouvée surtout sur la feuille Morlaix, permet d'attribuer à cette formation un âge emsien à eifélien, le Givétien n'étant pas caractérisé.

Cette même formation se retrouve de manière identique (présence des schistes à nodules) à l'Est de la forêt de Beffou où elle forme le cœur d'une structure complexe accolée contre le cisaillement nord-armoricain où elle semble s'enraciner.

d<sub>5-6</sub>Σ. **Siltites, tuffites, argilites. Frasnien.** Partie orientale de l'Unité de Bolazec définie sur la feuille Morlaix, cette formation composite s'individualise au sein de la série paléozoïque régionale par son caractère volcano-sédimentaire inhabituel.

Constituée d'alternances de siltites et d'argilites, elle contient en effet d'abondantes intercalations tuffitiques ainsi que quelques lentilles de tufs vrais et de laves acides ; ces volcanites très peu déformées, à structure conservée, sont parfaitement reconnaissables ; leur composition est rhyodacitique.

L'attribution de cette formation au Dévonien supérieur (Frasnien) repose sur un gisement fossilifère à *Posidonia* découvert au cours du lever de la carte Morlaix.

d<sub>6-7</sub>χ. **Quartzites rubanés. Famennien ?** Annoncée au sein de la série de Bolazec par des niveaux de quartzites qui se développent, soit latéralement à la formation tuffitique, soit vers son sommet, une grosse masse de quartzites rubanés constitue le cœur de l'Unité de Bolazec.

Ces quartzites bleutés, à grain fin, finement rubanés, à débit en plaques, ont été autrefois mis en parallèle avec les grès de Landévennec dont ils se distinguent cependant nettement. Leur juxtaposition avec la formation précédente à faune frasnienne justifie leur attribution au Dévonien supérieur (Famennien ?).

## FORMATIONS MAGMATIQUES

### Roches basiques

Sur la feuille Belle-Isle-en-Terre affleurent plusieurs massifs basiques importants de caractères et/ou d'âge différents :

— deux massifs déjà connus, celui de Calanhel et celui de Beffou, rapportés tous les deux, à la suite de Barrois (1905), au Briovérien ;

— un massif considéré jusqu'à présent comme un faisceau de sills et filons, intrusif dans le Dévonien, les dolérites de Bolazec (Barrois, 1905).

Le lever de la carte et les études associées tendent à montrer que ce faisceau filonien est en fait un puissant massif effusif d'âge dévonien et qu'il est lié au massif de Beffou de même âge.

Le massif de Calanhel, dont l'âge briovérien a été confirmé par une datation isotopique, est totalement dissocié de l'ensemble précédent.

### Complexe briovérien

Il constitue un massif allongé sud-ouest—nord-est au sein du Briovérien métamorphique et cisailé par l'accident nord-armoricain : au Sud le massif de

Calanhel intrusif jusque dans les formations très peu métamorphiques de Callac, au Nord le massif de Gurunhel décalé et relié par les masses basiques tronçonnées et boudinées de Coat-an-Noz et Coat-an-Hay ; cette disposition apparaît très bien sur le cartouche structural.

Les caractères essentiels de ce complexe sont déjà décrits par Barrois (1905) : « ces roches ont des caractères intrusifs et dérivent par métamorphisme d'anciens gabbros ». Ce complexe a fait l'objet d'une étude récente (Hirbec, 1979) ; il est constitué dans sa majeure partie par des gabbros plus ou moins métamorphiques et par des orthogneiss amphibolitiques ; il contient localement des termes ultrabasiques transformés en serpentinites qui forment de petits massifs et épisodiquement des termes différenciés acides leptynitiques à composition de plagiogranite, qui ne sont pas cartographiables.

**δθ. Métagabbros.** Ces roches se trouvent surtout dans la partie médiane du massif de Calanhel ainsi qu'au cœur du massif de Gurunhel mais peuvent former partout des reliques isolées au sein des amphibolites. Ce sont des roches grenues à gros grain, constituées essentiellement d'un plagioclase basique automorphe (An 50-65 : labrador) et d'un clinopyroxène (augite) ouralitisé ; peuvent s'y ajouter parfois une amphibole brune primaire, de la biotite et rarement de l'olivine.

Cette paragenèse magmatique primaire est plus ou moins transformée par le métamorphisme au cours duquel se développe une amphibole actinotique aux dépens du pyroxène alors que ce dernier peut aussi être *schillérisé* par une amphibole brun-vert et que le plagioclase est *saussuritisé* (séricite + albite + épidote). Localement (la Chapelle-Neuve), les gabbros présentent une granulation et une recristallisation du plagioclase dues aux effets thermiques des granites intrusifs voisins.

**θδ. Amphibolites.** Des gabbros plus ou moins métamorphisés mais non déformés, on passe aux amphibolites par développement de l'amphibole, recristallisation du plagioclase et apparition d'une foliation plus ou moins marquée. L'origine plutonique des amphibolites ne fait donc aucun doute, de nombreuses reliques gabbroïques l'argumentant amplement.

L'amphibolitisation est particulièrement accentuée dans les extrémités nord et sud du massif de Calanhel et dans le massif de Gurunhel.

Généralement la roche est foliée et faite d'une hornblende verdâtre et d'un plagioclase néoformé (An 10-30), l'abondance des reliques de pyroxènes étant très variable. Quelques structures coronitiques déjà signalées dans ces roches aux alentours de Calanhel (Lohou, 1971) ont été retrouvées à proximité de la Chapelle-Neuve.

Au sein de ces amphibolites ordinaires qui constituent la presque totalité des affleurements, apparaissent quelques faciès particuliers :

— des amphibolites à grenat, localisées, semble-t-il, autour de la carrière de la Roche (Nord-Est de Calanhel), contenant des amygdales feldspathiques et associées à des faciès leptynitiques à grenats (voir ci-dessous). Le grenat (à forte composante de pyrope, Lohou, 1971), dont le caractère de relique apparaît nettement au sein de la paragenèse à hornblende, pourrait être le témoin d'une phase précoce du métamorphisme ;

— des amphibolites à zoisite, non cartographiées car elles ne se différencient que difficilement des amphibolites ordinaires. Formées de hornblende et clinozoisite, elles semblent associées aux petits massifs d'ultrabasite de la région

nord de Calanhel où elles pourraient constituer un faciès intermédiaire entre amphibolite et serpentinite.

**A. Serpentes.** Signalées par Barrois (1905), ces roches forment de petits massifs de quelques centaines de mètres de diamètre, au sein des roches basiques, dont les principaux sont ceux de Kerméno (Nord-Ouest de la Chapelle-Neuve), de Respères (Nord de Calanhel) et celui situé au Sud-Ouest de la Chapelle-Neuve ; elles forment aussi quelques lentilles éparses (telles que celles du Scalon au Nord-Ouest de Plougonver) ou de minuscules pointements non cartographiables.

Ce sont des roches denses, massives et grenues, formées d'une paragenèse primaire à olivine, pyroxène, spinelle et grenat, rarement conservée, généralement transformée en antigorite + amphibole + chlorite + magnétite ; de nombreux indices d'asbeste sont disséminés dans ces roches. Les relations entre ces ultrabasites et les roches basiques encaissantes ne sont jamais visibles et demeurent inconnues mais la présence autour des massifs de serpentine d'amphibolites à clinzoïsite suggère un passage progressif entre les deux faciès.

### **Age du complexe briovérien**

Une datation isotopique a été effectuée sur les amphibolites à grenats, plus riches en zircons que les autres faciès, par la méthode U/Pb sur zircons ; elle donne un âge de 600 M.A.  $\pm$  5 M.A. qui est interprété comme l'âge de la mise en place du massif (Peucat *et al.*, 1981) (fig. 2).

### **Complexe paléozoïque**

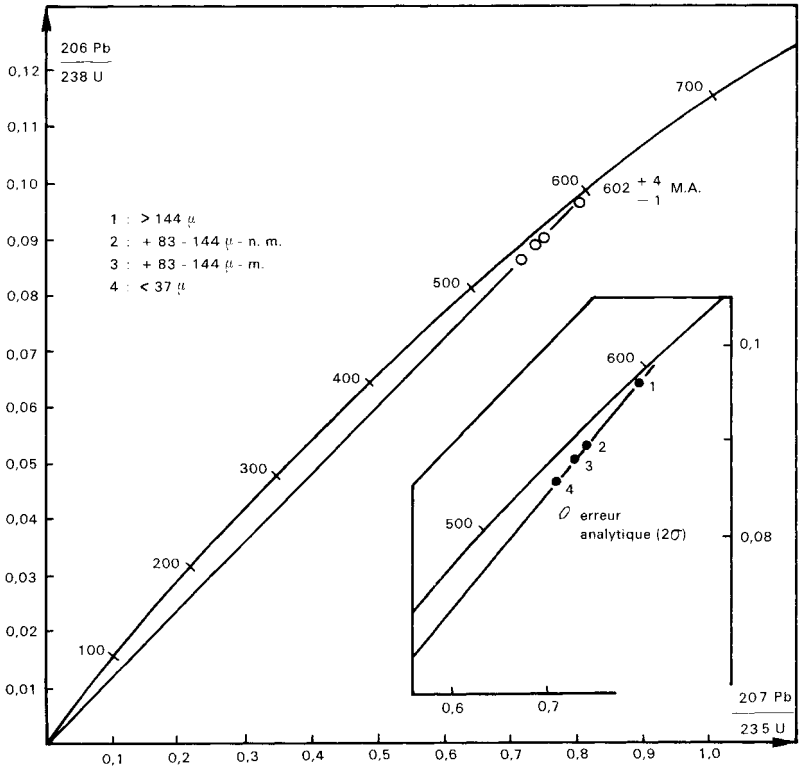
Dans le quart sud-ouest de la carte, il dessine un arc aigu bordant la terminaison synclinale paléozoïque de la structure de Scignac. Il est composé de deux ensembles légèrement différents :

— un ensemble occidental qui marque l'arc à lui seul en longeant d'abord le flanc nord du dôme de Plourac'h suivant l'orientation sud-ouest—nord-est de Bolazec à Lohuec puis en tournant est—ouest pour former la ligne de collines culminant à 314 m à l'antenne de Goariva. Cet ensemble est composite, constitué de basaltes spilitiques et de metabasaltes associés à des sédiments dévoniens ;

— un ensemble oriental plus homogène, constitué de métadolérites et métagabbros, qui forme, dans l'extrême terminaison structurale, le massif de la forêt de Beffou où se situe le point le plus élevé de la feuille à 322 m. Il est séparé du précédent par une dépression où affleurent des sédiments briovériens.

$\beta^{K3}$ . **Basaltes spilitiques.** Ces roches, qui forment des intercalations dans l'ensemble basique occidental, représentent des épanchements volcaniques sous-marins. Si l'on considère la polarité sédimentaire de la série paléozoïque associée, ces épanchements sont plutôt situés dans la partie basse de la série.

Bien que les récurrences avec les faciès de metabasaltes ou métadolérites soient habituelles, les roches groupées sur ce terme de basaltes spilitiques correspondent à des basaltes à structure conservée et à paragenèse spilitique, présentant souvent des textures de trempe et contenant localement des laves à débit en *pillow-lavas*.



**Fig. 2 - Datation du complexe basique briovérien de Belle-Isle-en-Terre par la méthode U/Pb sur zircon (Peucat et al., 1981)**

Ces roches déjà décrites en détail par Conquéred (1966) montrent une texture microlitique fluidale à ophitique, vacuolaire ; elles sont faites d'une trame de petites lattes d'albite (An 01 à An 10 (\*)), de granules de pyroxène (augite *s.str* (\*)) et de titano-magnétite noyés dans une mésostase chloriteuse et pigmentée plus ou moins abondante ; le pyroxène est généralement très frais ; la mésostase est interprétée comme le produit d'altération d'un ancien verre volcanique ; les vacuoles sont remplies de chlorite, pumpellyite, actinote, épidote.

Correspondant généralement aux structures en *pillow-lavas* trouvées sur le terrain, les roches à texture de trempe sont constituées d'une association felsitique de l'albite et de l'augite en agrégats dendritiques.

Les roches à *pillow-lavas* sont particulièrement remarquables dans la carrière décrite par Bril (1975) au moulin Quélen au Sud-Ouest de Lohuec ; de très belles brèches spilitiques associées à quelques chertites sont visibles sur le sommet situé à l'Est de l'antenne de Goariva.

(\*) Résultats analytiques de la microsonde électronique.

**δβ. Métabasaltés.** Ces roches forment la majeure partie de l'ensemble basique occidental et sont souvent associées à des sédiments dévoniens plus ou moins cornéifiés à leur contact. Ce sont des roches à structure ophitique ou doléritique, généralement conservée, mais à paragenèse plus ou moins transformée : le plagioclase est saussuritisé en albite + épidote et le pyroxène ouralitisé en actinote + épidote dans une mésostase chloriteuse et/ou amphibolitique. Ces roches sont rarement schistosées, sauf à proximité de l'accident nord-armoricain où elles présentent une foliation marquée et une paragenèse à hornblende, mettant en évidence un gradient tectono-métamorphique, local mais fort, croissant vers l'accident.

**δε. Métadolérites.** Ces roches forment le massif de la forêt de Beffou ; contrairement aux précédentes, elles sont homogènes, sombres et massives ; généralement à grain fin, localement à grain grossier, ce sont des gabbros à structure doléritique, présentant une paragenèse primaire à plagioclase labrador et pyroxène augitique. Mais cette paragenèse est souvent chloritisée et ouralitisée sans que la roche soit déformée ; ce n'est qu'à proximité de l'accident nord-armoricain que la roche devient foliée. La bordure nord du massif est très fortement laminée, déformée et amphibolitisée : la roche prend alors des aspects de *flaser-gabbro* dans les lambeaux (écailles ?) dissociés qui s'intercalent dans les formations paléozoïques le long du cisaillement. Le massif de la forêt de Beffou contient quelques lentilles de serpentine (Λ), dont l'une est bien visible au Nord de Keramelin.

### **Age du complexe paléozoïque**

Les faciès à *pillow-lavas* montrent que les épanchements sont contemporains de la sédimentation dévonnaise ; ils paraissent débiter au-dessus des grès du Gedinnien. Le complexe volcanique est intrusif dans les sédiments dévoniens mais ne semble pas monter au-delà de l'Emsien ou l'Eifélien, et le massif de Beffou intrusif dans le Briovérien et dans le Dévonien ne semble pas devoir être dissocié de ce complexe. En outre, l'ensemble de ces roches basiques a subi la même évolution tectono-métamorphique que les formations paléozoïques encaissantes, datée par le granite de Huelgoat à 335 M.A. ± 7 M.A. (Peucat *et al.*, 1979).

Donc l'âge du complexe basique peut, semble-t-il, être fixé dans l'intervalle Dévonien inférieur — Dévonien moyen.

## **Granitoïdes**

### **Métagranites et orthogneiss**

Plusieurs massifs de granitoïdes, d'âge indéterminé, affleurent au sein des formations briovériennes : ce sont les massifs de diorite de Péderneac au Nord-Est de la carte et les nombreux petits massifs de type Toul Pors ou Kerglaz (trondhjémitique à granodioritique). Ces roches ne sont pratiquement pas déformées mais parfois légèrement métamorphiques, particulièrement aux abords des massifs hercyniens de Plouaret et Quintin.

D'autres massifs allongés de part et d'autre du cisaillement nord-armoricain sont franchement mylonitiques (massif de Kerevel) ou même fortement orthogneissifiés (massif de Loc-Envel).

$\eta^3P$  et  $\eta^3M$ . **Diorites de Péder nec et Moust er u.** Dans le cadre de la carte Belle-Isle-en-Terre, seule l'extrémité occidentale du massif de Moust er u affleure en bordure orientale de la feuille, à l'Est de Gurunhel. La diorite de Péder nec constitue, dans le coin nord-est de la carte, un gros massif de quelques km de diamètre, intrusif dans les formations métamorphiques briovériennes et forme un relief remarquable au Menez Bré (301 m).

Il s'agit d'une roche grenue, isotrope, à grain moyen, constituée d'un assemblage de plagioclase et de hornblende ; le plagioclase zoné est toujours altéré et la hornblende envahie de petites biotites ; le quartz est présent, interstitiel. L'âge de ce massif est totalement inconnu ; on peut noter cependant qu'il est traversé par le champ filonien basique réputé dévonien (voir ci-dessous) et qu'il pourrait donc être cadomien.

$\gamma^{2-3}$ ,  $\gamma^{3-4}$ . **Trondhjém ites de Toul Porz et granodiorites de Kerglaz.** Ces massifs de taille variée sont intrusifs, au Sud de l'accident nord-armoricain, dans les formations métamorphiques briovériennes et dans les formations très peu métamorphiques où ils provoquent des effets thermiques de contact.

Deux faciès principaux sont observables :

- **un faciès granodioritique** ( $\gamma^{3-4}$ ) sombre, riche en biotite, à feldspath potassique et plagioclase intermédiaire et rarement amphibole ;
- **un faciès trondhjém itique** ( $\gamma^{2-3}$ ) clair, pauvre en biotite, à plagioclase prédominant et feldspath potassique subordonné, souvent associé à des leucogranites.

L'âge de ces massifs est inconnu ; cependant certains paraissent affecter, par des effets thermiques, le complexe basique briovérien tandis que d'autres sont traversés par de petits corps de roche basique semblant faire partie du complexe dévonien de Beffou ; leur âge pourrait donc être fini-briovérien à paléozoïque basal.

$\gamma^3P$ ,  $\gamma^3E$ . **Orthogneiss de Plougonven et de Loc-Envel.** L'orthogneiss de Plougonven ( $\gamma^3P$ ) qui se développe largement sur la feuille voisine Morlaix n'affleure que dans l'extrême coin nord-ouest de la feuille Belle-Isle. Sa structure est blastomylonitique typique et sa composition monzogranitique ; son origine plutonique et son âge anté-hercynien ne font aucun doute ; une ancienne datation effectuée par Leutwein (1969) indique un âge cadomien probable.

L'orthogneiss de Loc-Envel ( $\gamma^3E$ ) présente une disposition structurale très particulière, formant le long de l'accident nord-armoricain une étroite lanière de quelques centaines de m de largeur, allongée sur une trentaine de km sur les feuilles Morlaix et Belle-Isle. C'est une roche sombre, finement cœillée, à foliation accusée ; présentant une structure blastomylonitique typique à petits clastes de plagioclases associés à quelques feldspaths potassiques, elle a une composition granodioritique, la matrice quartzo-micacée donnant son aspect gneissique à la roche.

L'origine magmatique de cette roche, à faciès très constant, ne fait guère de doute ; son âge est plus problématique, une récente tentative de datation par la méthode Rb/Sr n'ayant pas donné de résultat significatif (Hirbec, 1979). Sa disposition particulière suggère cependant que sa mise en place est liée au jeu du cisaillement nord-armoricain, tout au moins à une phase précoce de ce jeu, puisque cette roche a subi l'évolution tectonométamorphique régionale datée par le granite de Plouaret à 330 M.A.  $\pm$  5 M.A. (voir ci-dessous).

myg<sup>3</sup>. **Granite mylonitique de Keréven.** Ce granite constitue, dans le centre de la feuille, un massif allongé W.SW—E.NE entre les formations métamorphiques briovériennes au Nord et les formations probablement paléozoïques au Sud et tronqué à l'Ouest par le massif de Plouaret.

C'est un granite à gros grain et deux micas, de teinte miel, qui est caractérisé par la structure mylonitique qui s'y développe de manière irrégulière mais omniprésente ; elle se manifeste par une foliation cataclastique modérée et variable dans tout le massif passant à des *couloirs* ou des *lanières* d'ultramylonites. Les caractères de cette déformation montrent qu'elle est provoquée par un cisaillement parallèle à l'allongement du massif, branche dérivée de l'accident nord-armoricain principal.

L'âge de la mise en place de ce granite est fixé par une datation par la méthode Rb/Sr donnant 330 M.A.  $\pm$  15 M.A. (Hirbec, 1979) identique à l'âge du granite de Plouaret. Le massif de Plouaret recoupant clairement le massif de Keréven et l'âge de Plouaret étant bien mieux défini que l'âge de Keréven ( $\pm$  5 M.A. contre  $\pm$  15 M.A.) on peut penser que l'âge de la mise en place du granite de Keréven est plutôt plus vieux que le résultat de la datation, entre 340 et 350 M.A.

## Granitoïdes hercyniens

### Massif de Quintin

Il n'affleure que dans le coin sud-est de la feuille Belle-Isle, sa majeure partie se développant sur les feuilles voisines Carhaix et Quintin ; dans le cadre du lever de ces feuilles, il a fait l'objet d'une étude détaillée (Beurrier *et al.*, 1979 et Villey *et al.*, 1982) dont nous ne reprendrons pas les résultats dans cette notice où nous nous limiterons à la description des deux faciès affleurants.

$\rho\gamma_b^3$ ,  $\rho\gamma_a^3$ . **Granite porphyrique à biotite et granite porphyrique à amphibole.**

Ces deux faciès ne se distinguent pas sur le terrain : c'est un granite assez sombre, à gros grain, riche en phénocristaux feldspathiques de grande taille (pluricentimétriques) et en enclaves basiques de dimensions pluridécimétriques. La fluidalité primaire y est assez bien exprimée, soulignée par la disposition des phénocristaux et des enclaves basiques.

La roche est faite de quartz, feldspath potassique (microcline perthitique) se présentant en phénocristaux automorphes ou en plages interstitielles grenues, et plagioclases de dimension et de composition variables, souvent zonés (oligoclase An 15-30).

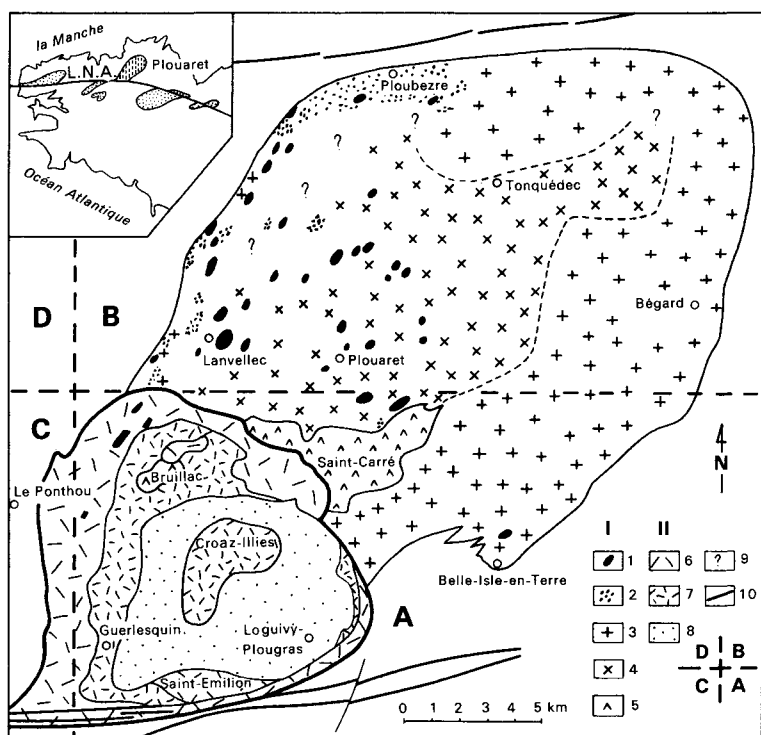
Dans le faciès à biotite ( $\rho\gamma_b^3$ ), la biotite est le seul minéral ferromagnésien, l'allanite étant un minéral accessoire fréquent ; dans le faciès à amphibole ( $\rho\gamma_a^3$ ), la biotite est associée à une hornblende vert clair avec laquelle se développe du sphène qui peut être abondant.

Ces deux faciès montrent des compositions chimiques assez voisines, à caractère monzonitique, allant vers les granites francs pour le faciès à biotite et vers les granodiorites pour le faciès à amphibole.

Il faut enfin remarquer que dans toute la bordure nord du massif se manifeste une structure cataclastique dont l'intensité croît du Sud-Ouest au Nord-Est ; elle se marque sur la feuille Belle-Isle essentiellement par une déformation puis une granulation et enfin une cristallisation laminaire ou fusiforme du quartz.

### Massif de Plouaret

La feuille Belle-Isle-en-Terre couvre près de la moitié méridionale du vaste pluton polyphasé de Plouaret (dont la feuille Lannion occupe la moitié septentrionale, tandis que l'extrémité occidentale s'étend sur la feuille Morlaix) (fig. 3). Le massif de Plouaret constitue l'un des plus grands plutons de la ceinture batholitique hercynienne médio-armoricaine qui s'étend sur plus de 220 km, de l'Atlantique à l'accident de la Rance. Il se poursuit, vers l'Ouest, par-delà l'étroite lame de granite mylonitique de Lannéanou, par le massif granitique de Plounéour-Menez (feuilles Morlaix et le Faou). Il représente donc, en fait, la partie orientale d'un vaste pluton polyphasé qui s'allonge sur près de 70 km, depuis les environs de Bégard à l'Est jusqu'aux abords de Sizun à l'Ouest. Sur la carte, le massif de Plouaret *sensu lato* offre une forme assez remarquable : à



**Fig. 3 - Esquisse géologique du pluton de Plouaret**  
(L. Chauris et J. Garreau, 1983)

Complexe I : 1. Diorite de Lanvellec - 2. Granodiorite de Ploubezre - Granodiorite porphyroïde de Bégard - 4. Granite à biotite de Tonquédec - 5. Granite de Saint-Carré -

Complexe II : 6. Granite porphyroïde du Ponthou - 7. Granites de Guerlesquin et de Saint-Emilion - 8. Leucogranite de Loguivy-Plougras - 9. Zones non cartographiées en détail - 10. Failles majeures.

A - B - C - D - Limites des feuilles géologiques à 1/50 000 Belle-Isle-en-Terre (A) - Lannion (B) - Morlaix (C) - Plestin-les-Grèves (D).

L.N.A. = Linéament nord-armoricain.



l'Est (massif de Plouaret *sensu stricto*), il montre un contour ovoïde de grand axe sud-ouest—nord-est, à l'Ouest (massif de Lannéanou—Plouneour-Menez), un allongement prononcé est—ouest à E.NE—W.SW, en massue incurvée (35 km × 1 à 6 km). Cette disposition d'ensemble résulte, en partie, d'une mise en place synchrone du mouvement de coulissage lié au linéament nord-armoricain (injection en cisaillement dextre) (Chauris, 1969).

Le pluton de Plouaret (*s.str.*) est localisé dans un *horst* (complexe méso- à catamétamorphique recoupé par des granitoïdes cadomiens), bordé, au Sud et au Nord, par des fossés épimétamorphiques (fossés de Beffou et de Lannion). Les limites du horst sont jalonnées par des *accidents linéamentaires* d'orientation est—ouest, avec coulissage horizontal dextre : au Sud, le linéament nord-armoricain, au Nord les failles méridionales du Trégorrois. Les *déplacements sont nettement plus importants au Sud* (coulissage de près de 20 km, ultramytonites) *qu'au Nord*. Sauf à l'extrémité nord-est du massif, un certain parallélisme apparaît entre les contacts du pluton et les formations encaissantes. Les structures cadomiennes préexistantes, la fissuration subméridienne du socle anté-granitique et surtout les *coulissages, à vitesse différente, le long des deux linéaments-limites, qui ont induit des phénomènes de torsion et de distension dans le socle*, ont joué un rôle primordial dans la mise en place du pluton. On interprète ainsi l'inscription des contours dans un parallélogramme de grand axe sud-ouest—nord-est et, en particulier, le fait que le magma n'ait pas débordé les deux accidents linéamentaires. Le caractère syntectonique de l'injection (en régime cisailant dextre) est attesté par l'étude de la bordure méridionale du massif et de son prolongement occidental formé par le feuillet mylonitique de Lannéanou. En plusieurs points toutefois, le granite a pu refouler ses bordures ; cette *intrusion en force* explique, en partie, son contour piriforme et son subparallélisme avec les terrains encaissants.

Le massif de Plouaret correspond à un *pluton polyphasé constitué par deux ensembles majeurs* (Chauris et Garreau, 1983 a) :

— *au Nord-Est*, un premier ensemble (*complexe I* ou de Bégard), composé selon l'ordre probable de formation par : (a) les *diorites micacées de Lanvellec*, en amas hectométriques à kilométriques, concentrés dans la moitié occidentale du complexe I ; (b) les *granodiorites* légèrement porphyroïdes de *Ploubezré*, souvent associées aux diorites précédentes ; (c) la *granodiorite de Bégard* ; son absence fréquente au Nord-Ouest du massif paraît due à un passage (progressif ?) aux granodiorites de *Ploubezré* ; (d) le *granite à biotite de Tonquédec*, légèrement porphyroïde, se développe à l'Ouest de la granodiorite de Bégard ; au Sud-Ouest apparaît un peu de muscovite ; (e) le *granite de Saint-Carré*, avec muscovite subordonnée, injecté entre la granodiorite de Bégard et le granite de Tonquédec ; (f) les nombreux *stocks et filons granitiques* à grain fin (à biotite ; à deux micas ; aplitiques potassiques). *L'ensemble I, précoce*, avec amas basiques, présente une *dissymétrie* dans la localisation des premières venues (diorites de Lanvellec à l'Ouest ; granodiorite de Bégard à l'Est) ; les injections plus récentes (granites de Tonquédec et de Saint-Carré) sont mieux centrées. La *différenciation magmatique* soulignée par la diminution des teneurs en Fe, Ti, Mg, Ca, Ba, Sr, Cr, Ni et V, n'atteint pas, sauf exception (cas du filon de Kerléo, avec Ba : 25 p.p.m. et Sr : 19 p.p.m.) des stades élevés : les teneurs en Ba et Sr restent encore fortes dans le granite de Saint-Carré (respectivement 500 et 138 p.p.m.) ;

— *au Sud-Ouest*, et recoupant le premier ensemble, un second ensemble (*complexe II* ou du Ponthou), à structure sub-concentrique qui comprend, de la périphérie au cœur et dans l'ordre de mise en place : (a) le *granite porphyroïde à biotite du Ponthou* ; les plans de fluidalité magmatique dessinent un cylindre

subvertical, subparallèle au contact externe de l'ensemble II ; (b) le *granite grossier de Guerlesquin*, à muscovite sporadique, intrusif dans le granite du Ponthou ; un faciès plus fin a été distingué le long du Saint-Émilion ; (c) le *leucogranite de Loguivy-Plougras*, à grain fin, à deux micas, au cœur du complexe II et directement en contact, au Nord-Est, avec le granite du Ponthou et la granodiorite de Bégard. La réapparition du granite de Guerlesquin à Croaz Illiès, Kerguz..., représenterait un fragment du toit conservé sur la zone centrale du leucogranite ; (d) quelques filons aplitiques. L'ensemble II, tardif, sans amas basique (sauf à l'état de panneaux enclavés en provenance de l'ensemble I), présente une *symétrie* de grand axe sud-ouest—nord-est et une *succession de venues emboîtées* débordant vers le Nord-Est. La *différenciation magmatique* est plus poussée : développement d'un leucogranite central (auréolé de greisens) et injections de filons aplitiques avec décroissance des teneurs en Ba (60 p.p.m.) et Sr (26 p.p.m.) et augmentation des teneurs en Sn (20 p.p.m.).

*En résumé*, par ses dimensions et sa complexité, le massif de Plouaret fournit un bon exemple de l'évolution du batholite médio-armoricain.

(a) Le pluton forme une *association hybride* où des matériaux résultant de l'anatexie crustale ont pu subir une contamination mantellique, suggérée par le rapport  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  initial ( $0,7056 \pm 0,0003$ ) (Charlot, inédit), la présence de diorites avec phénomènes d'hybridation, dans les premiers stades de cristallisation du magma, et les teneurs relativement élevées en Cr et Ni. (b) Les contacts entre les différents granitoïdes prouvent l'existence de plusieurs venues successives (*pluton polyphasé*). Toutefois, les mesures géochronologiques se révèlent incapables de préciser l'âge relatif des différentes injections. Les 10 échantillons analysés (Rb/Sr sur roche totale) permettent seulement de définir une isochrone correspondant à un âge de  $329 \pm 5$  M.A. (fig. 4, Charlot, inédit) : la mise en place des divers granitoïdes du pluton n'a pas dû dépasser quelques millions d'années. (c) Les données gravimétriques en accord avec les mesures de densité et avec la fluidalité magmatique suggèrent un *enracinement profond du pluton* à l'aplomb de la partie centrale du leucogranite de Loguivy (cf. Structure du massif). (d) *Les ensembles I et II se différencient par leur âge relatif, leur anatomie et leur évolution pétrologique indépendante*. Ils se distinguent aussi, en partie, par leur efficacité métallogénique différente (cf. Gîtes minéraux).

## Complexe I

$\eta^3$ . **Diorites de Lanvellec.** Ces formations basiques sont principalement concentrées dans la moitié occidentale du complexe I, où elles sont souvent associées aux granodiorites légèrement porphyroïdes de Ploubezré. Elles affleurent, le plus souvent, sous forme de grosses boules, isolées sur le sol ou encore emballées dans une arène brunâtre de décomposition. Les limites des amas sont souvent difficiles à préciser. Sur la feuille Belle-Isle-en-Terre, les diorites micacées sont beaucoup plus rares que sur la feuille Lannion (où se situe la localité-type de Lanvellec). Elles ont été reconnues ici, soit dans le complexe I, au sein de la granodiorite de Bégard (Locmaria au Nord de Belle-Isle) ou du granite de Tonquédec (Keraudren et Kerroùé au Sud du Vieux-Marché), soit dans le complexe II, en très vastes panneaux enclavés, en provenance du complexe I, au sein du granite de Ponthou : Nord de Kerhellou, la Trinité et surtout Manac'hty au Nord de la gare de Plounérin, etc. A Keraudren, la diorite est recoupée par des filons de granite de Tonquédec. C'est une roche à grain fin à grossier, de teinte gris noirâtre, de densité élevée (entre 2,87 et 2,78, selon les échantillons mesurés) ; elle contient de la biotite en lames bien fraîches, avec des inclusions d'apatite et plus rarement de zircon, de la hornblende verte

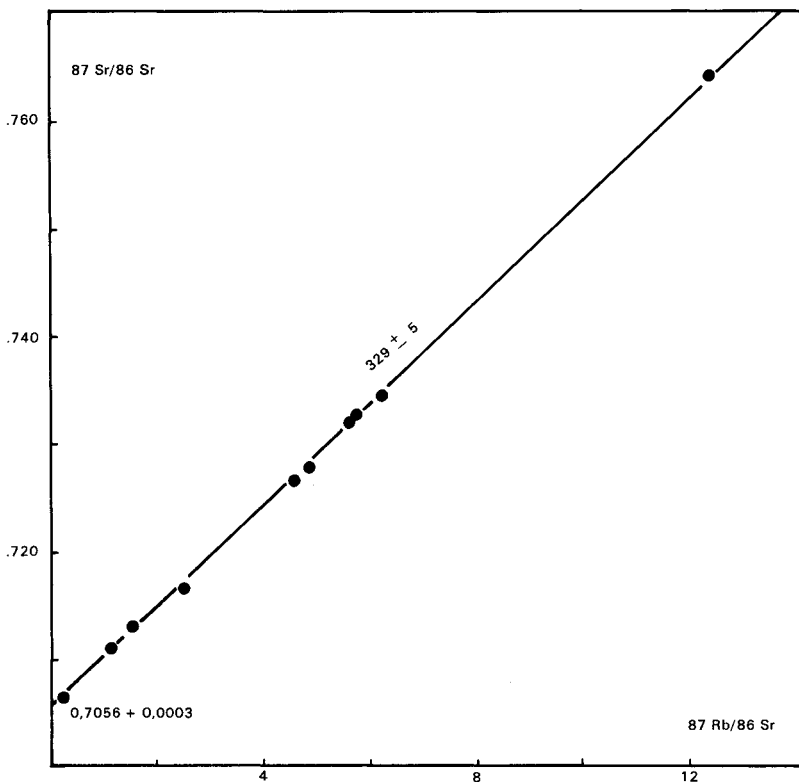


Fig. 4 - Datation du granite de Plouaret par la méthode Rb/Sr sur 10 échantillons des divers faciès (Charlot, inédit)

abondante, mais de dimensions plus faibles que la biotite, de beaux sphènes, de l'andésine et du quartz. Localement en particulier à Manac'h, apparaissent de magnifiques faciès hybrides, caractérisés par la présence de feldspaths potassiques disséminés, de teinte rose, entourés d'une couronne blanchâtre évoquant la structure rapakiwi, et d'ocelles de quartz à auréole, au sein d'un fond à grain fin, constitué de biotite en petites lames disséminées, hornblende verte abondante en plages groupées en amas, sphène, plagioclase, petites plages quartzieuses et microcline. Les *feldspaths roses* sont des microclines quadrillés, riches en micropertithes, dont l'auréole s'avère constituée de plagioclase, de quartz et d'un peu de biotite. Les *ocelles quartzieux*, anguleux et arrondis, sont formés de quartz, avec parfois un peu de microcline ou de biotite ; l'auréole est essentiellement composée de hornblende avec, localement, du sphène abondant. Ces formations hybrides n'avaient encore jamais été signalées dans le pluton de Plouaret. Cinq analyses chimiques ont été effectuées sur les diorites de la feuille Belle-Isle (tableau 1, 1 à 5). Aux diorites micacées sont assez souvent associés des faciès plus clairs, plus acides et moins denses (2,74 à Run-ar-Manac'h), tendant vers les granodiorites (Nord-Est de Guernaham, Sud-Est de Run-ar-Manac'h), avec biotite abondante, hornblende accessoire, sphène, apatite, plagioclase, microcline et quartz, qui n'ont pu être distingués sur la carte (tableau 1, 6 à 7). Par rapport aux diorites, on note,

outre l'augmentation de la teneur en  $\text{SiO}_2$ , une diminution des teneurs en Ca, Fe, Mg, Cr, Ni et V.

$\rho\gamma^4$ . **Granodiorite de Bégard.** Cette formation affleure principalement dans la partie est du complexe I (auquel elle a donné son nom), dont la feuille Belle-Isle ne couvre que la zone méridionale. C'est une belle roche de teinte gris-blanc, relativement sombre, de densité 2,68 (5 échantillons), jadis exploitée pour pierre de taille, caractérisée par des mégacristsaux trapus (3 cm  $\times$  2 cm) et disséminés de feldspath potassique maclé Carlsbad (microcline, avec inclusions de biotite, plagioclase et quartz), de grands plagioclases (oligoclase), de larges plages quartzueuses, de la biotite abondante avec zircon et apatite, de la hornblende verte plus ou moins sporadique, de beaux sphères parfois losangiques et de grande taille, et, localement, de l'allanite (tableau 1, 8 et 9).

$\gamma^3$ . **Granite de Tonquédec.** Ce granite qui s'étend très largement sur la feuille Lannion à l'Ouest de la principale zone d'affleurement de la granodiorite de Bégard, effleure à peine la feuille Belle-Isle. On a, provisoirement, regroupé sous ce nom un ensemble assez polymorphe, où la poursuite des leviers (sur la feuille Lannion) individualisera probablement plusieurs faciès. Il est constitué principalement par un granite légèrement porphyroïde, à biotite, avec parfois un peu de muscovite. Il contient des enclaves de diorite de Lanvellec. Le tableau 1, 11, donne, à titre d'information, l'analyse chimique d'un échantillon à microcline et biotite prélevé dans la carrière de Kergus à 3 km au S.SW de Ploubezré (feuille Lannion).

$\gamma^{2S}$ ,  $\gamma^{2B}$ . **Granites (\*) de Saint-Carré et de Bruillac.** Petit massif (7  $\times$  3 km) aux limites très irrégulières, intrusif dans la granodiorite de Bégard au Sud-Est et le granite de Tonquédec au Nord, le *granite de Saint-Carré* ( $\gamma^{2S}$ ) est une roche à grain fin, parfois très légèrement porphyroïde, à microcline quadrillé, biotite et muscovite subordonnée. Ce massif qui paraît constituer la dernière venue relativement importante (les très nombreux filons et stocks granitiques mis à part) du complexe I, présente une différenciation magmatique encore peu poussée (tableau 1, 12).

On a rattaché — provisoirement — au granite de Saint-Carré, le *pointement de Bruillac* ( $\gamma^{2B}$ ) qui affleure au Nord-Ouest de Plounérin au sein des granites du Ponthou et de Guerlesquin (complexe II), où il pourrait constituer un panneau enclavé. C'est un granite fin, de teinte gris bleuté, à microcline, biotite et muscovite sporadique (tableau 1, 13) ; sa densité est égale à 2,63. Dans la carrière de Bruillac apparaît, en outre, un second faciès granitique, plus clair, légèrement plus grossier, avec quelques feldspaths porphyroïdes, très probablement subcontemporain du premier, malgré les contacts tranchés.

**Filons et stocks de granite à grain fin.** La granodiorite de Bégard est recoupée par de très nombreux filons ou stocks de granite à grain fin, d'orientation diverse (souvent N.NE—S.SW, comme aux environs de Trégrom et de Plounévez-Moëdec), parfois délicate à préciser, d'extension variée (jusqu'à près de 2 km sur 0,2 km au Squivit), assez fréquemment en relief et ayant jadis fait l'objet d'exploitation pour moellons. Ces formations appartiennent à trois groupes principaux : granite fin à biotite ( $\gamma^3$ ) (le Squivit, tableau 1, 14 ; Pabu, 1, 15) ; granite fin, souvent saccharoïde et très potassique ( $\gamma^2$ ) (les Quatre Vents, tableau 1, 16 ; Pergat Braz, 1, 17 ; Kerléo, 1, 18) ; granite fin à deux micas ( $\gamma^1$ ) (Coat Léven, le Gouer).

---

(\*) Appelés *leucogranites* dans la légende de la carte.

## Complexe II

$\rho\gamma^3$ . **Granite porphyroïde du Ponthou.** Cette formation constitue l'unité la plus externe du complexe II qu'elle ceinture presque totalement (sauf localement au Nord-Est où le leucogranite de Loguivy vient directement en contact avec la granodiorite de Bégard). Elle s'étend principalement au Nord et à l'Ouest du complexe où elle atteint près de 3 km de large, tandis qu'au Sud et à l'Est, sa largeur n'est que de 300 à 500 mètres. Elle apparaît également au sein du granite de Guerlesquin à l'Est de la gare de Plounérin (Toul ar Menez). C'est une belle roche de teinte blanc-gris, caractérisée par les nombreux mégacristsaux allongés (5 - 8 cm) de feldspath potassique (microcline), maclés Carlsbad, grossièrement alignés. Les plagioclases sont zonés (oligoclase). Le quartz est abondant, à légère extinction onduleuse, la biotite contient de nombreux zircons et de l'apatite. Le sphène est très sporadique, la muscovite est très généralement absente, sauf localement (Toul ar Menez, Menez Quirio, etc.) (tableau 2, 2 à 4). La densité est de 2,65 (5 échantillons). On note la présence d'enclaves à grain fin, grisâtres, légèrement orientées, très riches en biotites (tableau 2, 1), de densité égale à 2,72. Localement (Menez Quirio, Nord de Kerhellou, etc.), on observe des cumulats de mégacristsaux de feldspaths potassiques (tableau 2, 5). Le plan de fluidalité magmatique, souligné par l'alignement des mégacristsaux et des enclaves à grain fin, dessine un cylindre subvertical, subparallèle au contact externe de l'ensemble II. Le long de sa bordure méridionale, jusqu'aux environs du Henguer, le granite du Ponthou est fortement affecté par le passage du linéament nord-armoricain et transformé en granite cataclastique avec délitage en plaquettes et, localement, en *ultra-mylonites* (Kervretel, etc.).

$\gamma^2G$ ,  $\gamma^2E$ ,  $\gamma^2$ . **Granites (\*) de Guerlesquin, Saint-Émilion et Croaz Illiès.** Le granite de Guerlesquin ( $\gamma^2G$ ) constitue une deuxième unité, plus interne, du complexe II. Sa largeur d'affleurement est très variable selon les zones : près de 3 km au Nord de Plounérin ; 0,6 km à Guerlesquin ; 0,25 km à Traou Hi. Le granite disparaît au Sud-Est des Quatre Vents où le leucogranite de Loguivy est en contact direct avec le granite du Ponthou, et aux environs de Guen an Bargat où ce même leucogranite est en contact avec la granodiorite de Bégard ou le granite du Ponthou, sans couronne de granite de Guerlesquin. Cette deuxième unité est intrusive dans le granite porphyroïde du Ponthou. Plusieurs affleurements montrent qu'elle apparaît sous le granite porphyroïde. Elle est caractérisée par du microcline, de la biotite, de la muscovite subordonnée et une densité égale à 2,62. Deux faciès principaux, non distingués sur la carte, ont été reconnus : le faciès dit de *Quignec*, très légèrement porphyroïde (tableau 2, 6 et 7) ; le faciès dit de *Kerahed*, avec quelques grands feldspaths porphyroïdes épars (tableau 2, 8). Le long de sa bordure méridionale, au Sud de Guerlesquin, le granite est affecté par le passage du linéament nord-armoricain et plus ou moins cataclasté. Un faciès un peu particulier, à grain plus fin, a été distingué le long du *Saint-Émilion* ( $\gamma^2E$ ) à l'Est de Plougras (tableau 2, 9). Un granite comparable au granite de Guerlesquin affleure dans la partie centrale du leucogranite de Loguivy (*Croaz Illiès*, Kerguz,  $\gamma^2$ ) : microcline, biotite, muscovite subordonnée ; sa densité est de 2,64 (tableau 2, 10). Le granite de Croaz Illiès est interprété comme la réapparition du granite de Guerlesquin, qui constituerait ici un fragment du toit conservé sur la zone centrale du leucogranite de Loguivy.

---

(\*) Appelés *leucogranites* dans la légende de la carte.

$\gamma^1$ . **Leucogranite de Loguivy-Plougras.** Il constitue la partie centrale et la plus récente (filons mis à part) du complexe II. Son indépendance relative vis-à-vis des venues précédentes est prouvée par le lever cartographique : vers le Nord-Est, le leucogranite déborde successivement les enveloppes externes (granites de Guerlesquin et du Ponthou) du complexe II, pour venir en contact avec la granodiorite de Bégard (complexe I). A l'Est de Kernévez, une carrière montrait (en 1975), le leucogranite affleurant en contact tranché sous le granite de Guerlesquin. C'est une roche à grain fin, leucocrate, avec du microcline, du plagioclase acide, de la biotite riche en inclusions à halos pléochroïques, parfois plus ou moins chloritisée, de la muscovite en belles lames, de plus grande taille que les biotites, et de grandes plages quartzzeuses à légère extinction onduleuse. La densité est égale à 2,60 (tableau 2, 11 à 15).

La grosse crête 207, situé au S.SW de Queneguen Braz n'est pas armée par un éventuel prolongement méridional du grand filon quartzzeux de Beg ar Menez, mais par un granite à grain très fin, dont les rapports avec le leucogranite de Loguivy sont indéterminés. On a figuré de la même manière le pointement de granite à biotite, à grain très fin, qui affleure à Kersolland ( $\gamma^{3K}$ ) au Sud-Ouest de l'étang du Moulin Neuf ; ici aussi, les relations avec le granite environnant (granite de Guerlesquin) n'ont pu être précisées.

Le leucogranite de Loguivy émet quelques apophyses filoniennes ( $\gamma^1$ ) dans les venues granitiques antérieures : à l'Ouest de Guerlesquin et à Kerbruno, dans le granite du Ponthou ; au Nord de Plounérin, dans le granite de Guerlesquin, etc. Peut-être faut-il également rattacher au leucogranite le filon d'aplite leucocrate à muscovite et grenat des environs de Trogorré-Saint-Yves dans la vallée du Guic. Par ailleurs, le granite cataclastique du Ponthou est recoupé, au Sud de Guerlesquin par plusieurs filons de granite aplitique ( $\alpha\gamma^1$ ) plus ou moins mylonitique (tableau 2, 16).

**Greisens.** Les greisens du massif de Plouaret sont situés dans le complexe II (principalement granite de Saint-Émilien et bordure interne du leucogranite de Loguivy). L'ensemble des occurrences (dont beaucoup ont dû échapper à l'observation par suite de leur faible dimension) dessine une auréole discontinue, tant au Sud (Keréléguen, Kerdual, Moulin de Keradennec, Keradennec) qu'à l'Ouest (Kerigonan, gare de Plounérin) et qu'au Nord (Keramanac'h) ; aucun indice n'a encore été découvert à l'Est. Les greisens appartiennent à deux types différents : les greisens quartzo-micacés (tableau 2, 17, avec 90 p.p.m. de Sn) ; les greisens hyper-micacés, essentiellement formés de muscovite. Les transformations par rapport au granite sont importantes (chute des teneurs en  $\text{SiO}_2$  et  $\text{Na}_2\text{O}$  ; augmentation des teneurs en  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{H}_2\text{O}$  et Sn (840 p.p.m.) (tableau 2, 18). La texture des muscovites du greisen de Keradennec, formé aux dépens d'un granite cataclastique lié au linéament nord-armoricain, indique que la mylonitisation avait cessé ici lors de la greisenisation.

**Épisyénites.** L'épisyénitisation observée près de Belle-Isle, dans la granodiorite de Bégard, conduit à la formation deutérique d'une roche vacuolaire (dissolution du quartz) à feldspaths rouges et biotites altérées, caractérisée (tableau 1, 10) par la diminution des teneurs en  $\text{SiO}_2$  et en CaO (0,39 %) et l'augmentation des teneurs en  $\text{K}_2\text{O}$  (6,71 %) et en  $\text{H}_2\text{O}$ . Aucun indice d'uranium n'a encore été mis ici en relation avec ce processus.

$\gamma^3$ . **Granites divers.** Des petits massifs de granite, affleurant très mal dans l'encaissant métamorphique au Sud-Ouest de Belle-Isle-en-Terre, ne peuvent être rattachés à aucun des faciès du massif de Plouaret. Ce sont des granites banals à biotite dont l'âge hercynien ne semble pas faire de doute.

### Roches diverses

A part les filons à composition granitoïde, déjà décrits, de nombreux filons et petits stocks de dolérite, lamprophyre et kérautophyre affleurent sur le territoire de la feuille Belle-Isle-en-Terre ; leur répartition spatiale reflète leur association avec les formations volcanogènes régionales.

$\epsilon$ . **Dolérites.** Elles forment un puissant champ filonien intrusif dans le domaine métamorphique briovérien qui représente la terminaison occidentale du champ nord-est breton, remarquablement développé dans le domaine mancellien. Orientés nord-sud et non déformés dans le quart nord-est de la carte, ces filons dont l'épaisseur est très variable (quelques décimètres à plusieurs mètres) se parallélisent aux structures régionales à l'approche du cisaillement nord-armoricain et se relient en continuité manifeste avec les nombreuses lentilles métamorphiques (métadolérites  $\delta\epsilon$ ) intrusives autour du synclinal paléozoïque du Sud-Ouest de la carte (structure de Scignac) et en particulier avec le massif basique de la forêt de Beffou.

Il apparaît clairement que toutes ces manifestations appartiennent à un même épisode magmatique basique : champ filonien dans le domaine briovérien, laccolites plutoniques au toit du socle et épanchements volcaniques dans la couverture paléozoïque, ce comagmatisme étant argumenté également par l'étude géochimique (voir plus loin).

Les dolérites en filons sont des roches massives et sombres, parfois porphyriques au cœur des filons épais, à grain très fin aux épontes (bordures figées) ; non altérées et à structure conservée, elles sont à andésine-labrador et augite ; un début de déformation et de rétro-morphose se manifeste à l'approche du cisaillement nord-armoricain (schistification et ouralitisation). L'âge absolu de ce champ filonien, fixé par la datation de Leutwein *et al.* (1972) au Dévonien dans le Bocage normand (c'est-à-dire hors des réactivations hercyniennes), cadre donc bien avec le contexte géologique régional.

$K^1$ . **Kérautophyres.** Ces roches, décrites par Bril (1975), constituent un chapelet, orienté nord-est-sud-ouest, long de 3 km, au Sud de Bolazec, de lentilles associées et enclavées dans les volcanites basiques dévoniennes. Ce sont des roches à structure microgrenue confuse, éventuellement porphyrique, surtout faites d'albite, la chlorite et la muscovite pouvant former une trame très fine.

$v$ . **Lamprophyres.** Quelques petits dykes de lamprophyres (composition dioritique) s'alignent dans l'Unité de Bolazec, dans un accident parallèle au flanc nord du dôme de Plourac'h. Toujours très altérées, ces roches ne peuvent pas être décrites avec plus de détail.

$Q$ . **Filons de quartz.** De puissants filons de quartz, d'orientation sensiblement méridienne, traversent le massif de Plouaret dans la partie médiane ; l'un d'eux en particulier, situé au Nord de Loguivy, est remarquable par son épaisseur de plusieurs dizaines de mètres et sa longueur de près de sept kilomètres.

## FORMATIONS SUPERFICIELLES

Située sur les hautes terres bretonnes profondément entaillées par des vallées récentes, la feuille Belle-Isle-en-Terre ne présente que très peu de formations superficielles cartographiables : l'ancienne surface d'érosion est décapée dans les interfluves et les alluvions et colluvions des vallées ne sont ni épaisses ni étendues. Ce n'est que dans le quart sud-ouest de la feuille qu'apparaissent des épandages continentaux importants, probablement plio-quadernaires, qui se développent plus largement sur les feuilles voisines.

**X. Remblais.** Des remblais notables ont été cartographiés dans les bourgs de Guerlesquin et de Belle-Isle-en-Terre.

**E. Éboulis de pente.** De puissants éboulis de pente se trouvent sur le flanc des collines armées par les roches basiques en particulier sur l'alignement briovérien (E<sub>d</sub>) des forêts de Coat-an-Noz et Coat-an-Hay où le substratum est souvent totalement dissimulé. Un épandage important se trouve aussi sur les pentes du Ménez Bré (E<sub>η</sub>).

**Fz, C. Alluvions et colluvions.** Les alluvions récentes fluviales (Fz), graviers, sables et argiles, sont généralement très peu développées ; la figuration des alluvions de versants et de tête de vallons (C) est symbolique : leur passage en aval aux alluvions et en amont aux altérites étant progressif, leurs limites ont été établies d'après les photos aériennes.

**FL, RS. Épandages continentaux.** Au pied de la ligne de relief marquant l'accident nord-armoricain dans sa partie ouest, granitique, un complexe argilo-sableux (FL), à cailloutis quartzeux, constitue le remplissage de grandes alvéoles plates à sol hydromorphe et niveaux tourbeux.

De part et d'autre de la terminaison occidentale du massif basique de Calanhel, une morphologie particulière est soulignée par un épandage de blocs divers sur des argiles résiduelles (RS) ; en particulier de nombreux blocs de brèche siliceuse pourraient provenir du contact anormal du massif basique sur les formations briovériennes.

## PHÉNOMÈNES GÉOLOGIQUES

### TECTONIQUE ET MÉTAMORPHISME

Quelques problèmes structuraux, fondamentaux pour la compréhension de la géodynamique armoricaine, se posent sur la feuille Belle-Isle-en-Terre :

- affrontement du domaine hercynien ouest-breton (région des monts d'Arrée et de Scrignac) et du domaine cadomien nord-breton (région de Guingamp et de la baie de Saint-Brieuc) ;
- relations entre les événements tectono-métamorphiques hercyniens et l'activité du cisaillement nord-armoricain ;
- signification de cet accident et implication sur la mise en place des granites précoces et tardifs.

Ces problèmes sont trop vastes pour être résolus dans le cadre restreint d'une seule feuille ; bien que plusieurs feuilles voisines soient déjà levées ou en cours de lever, des réponses significatives ne pourront être données qu'au stade d'une synthèse régionale (échelle 1/250 000) ; on peut cependant déjà apporter quelques indications préliminaires.



## Description des caractères

### Formations briovériennes

Les formations briovériennes sont polyphasées et métamorphiques ; leur évolution se fait suivant un gradient croissant de l'W.SW à l'E.NE, vers le domaine anatectique de Guingamp.

Au Sud-Ouest, dans les schistes, la stratification est souvent bien visible ; elle est affectée par des plis droits (centimétriques à décimétriques) associés à une schistosité fruste plus ou moins marquée suivant les matériaux ; cette structure planaire n'est pas déformée de manière intime mais elle est reprise dans le mégapli anticlinal de Plourac'h. Le métamorphisme est anchi- à épizonal.

Le passage aux micaschistes se fait, semble-t-il, de manière assez brusque, mais les conditions d'observation sont mauvaises ; la stratification n'y est plus que rarement visible, le rubanement observable étant d'origine métamorphique manifeste ; toutes les roches sont déjà affectées par une foliation, les plis associés ne pouvant être décelés qu'à l'échelle microscopique ; les plis communs sur le terrain sont des plis de la foliation, de petite taille, droits, parfois en chevrons, associés à une schistosité de crénulation. Le métamorphisme est mésozonal.

Ces caractères tectono-métamorphiques s'intensifient dans le domaine catazonal du Nord-Est où la deuxième foliation transpose plus ou moins la première et où se développent les phénomènes anatectiques.

### Complexe basique

Le fait que le complexe basique briovérien ne soit pas orthogneissifié dans le domaine méso- à catazonal, démontre qu'il n'a pas subi l'évolution tectono-métamorphique graduelle des formations briovériennes encaissantes ; sa mise en place, datée à 600 M.A., est donc probablement contemporaine des événements cadomiens régionaux. Cependant ce massif basique est rétomorphosé (amphibolitisation) dans toute sa partie nord, c'est-à-dire dans la zone d'influence de la tectonique hercynienne qui se manifeste dans les formations paléozoïques de Coat-an-Noz et il est fortement déformé au passage du cisaillement nord-armoricain (*flaser-gabbros*, amphibolites foliées, blastomylonites).

Dans son extrémité méridionale se manifeste également une transformation du gabbro en amphibolites que l'on peut supposer encore liée aux événements hercyniens et en particulier au chevauchement du massif basique sur les formations briovériennes encaissantes, mis en évidence par Hirbec (1979).

### Formations paléozoïques

Dans les formations paléozoïques de Scrignac, les caractères évoluent suivant un gradient tectono-métamorphique croissant du S.SE au N.NW (Bril *et al.*, 1976) vers le cisaillement nord-armoricain, de la manière suivante :

— au Sud, structuration monophasée en plis droits associés à une schistosité très fruste (voire absente dans les roches basiques et les sédiments cornéifiés), en climat anchizonal (faciès à prehnite - pumpellyite dans les roches basiques) ;

— au Nord, structuration polyphasée en plis déversés vers le Sud, la schistosité de flux associée étant reprise par une crénulation associée à de rares plis droits, en climat épizonal (absence de la biotite dans les sédiments mais présence d'une amphibole bleu-vert dans les roches basiques).

Ces caractères s'accroissent aux abords du cisaillement nord-armoricain où les structures deviennent isoclinales, souvent couchées et parfois écaillées vers le Sud. Dans les formations paléozoïques de Coat-an-Noaz, l'évolution inverse se manifeste, croissante du N.NW au S.SE, encore vers le cisaillement nord-armoricain. La déformation maximum s'observe dans l'accident même et en particulier dans l'orthogneiss de Loc-Envel où l'étude de la foliation mylonitique, à biotite stable, omniprésente et subverticale, montre que la déformation a un double caractère d'aplatissement et de cisaillement (Hirbec, 1979).

Les considérations précédentes tendent à montrer que les caractères tectono-métamorphiques des formations paléozoïques sont le résultat de deux phénomènes plus ou moins contemporains : un phénomène d'aplatissement régional, dû à la mise en place des massifs de granite de type Huelgoat (Barrière *et al.*, 1977, Chantraine *et al.*, 1981) et un phénomène de cisaillement localisé, lié au fonctionnement, dans le sens dextre, de l'accident nord-armoricain (Darboux, 1981, Chantraine *et al.*, 1981).

L'âge *breton* (limite Dévonien-Carbonifère) de cette orogénèse est maintenant bien démontré (Rolet, 1983).

Après identification des traits structuraux majeurs, il faut noter le problème qui demeure quant à l'Unité de Bolazec d'âge dévonien supérieur. Une discordance structurale de cette unité sur les formations du Dévonien moyen et inférieur est possible, argumentée par une disharmonie cartographique et par l'absence régionale du Givétien. Cet épisode épirogénique suivi de manifestations volcaniques correspondrait aux effets précoces de la phase bretonne majeure, eux-mêmes associés à des manifestations volcaniques importantes.

### L'accident nord-armoricain

C'est un trait structural majeur du Massif armoricain. Après son identification en Bretagne nord par Chauris (1969) et la mise en évidence de son extension dans le Bocage normand par Jegouzo et Paris (1976), les travaux récents en Bretagne occidentale et les levés des feuilles Morlaix et Belle-Isle démontrent son importance fondamentale dans l'évolution géodynamique hercynienne.

Il a manifestement, étant donné la disposition structurale de ce massif, joué un rôle précoce dans la mise en place du granite de Loc-Envel, orthogneissifié au cours du paroxysme orogénique.

Il a joué un rôle majeur dans la structuration hercynienne régionale, le caractère cisailant de la déformation étant maintenant bien démontré (Rolet, 1977, Darboux, 1981), et dans la mise en place du granite de Plouaret en régime cisailant dextre (*cf.* Structure du massif). Il a rejoué de manière tardive selon un coulissage de plusieurs km en provoquant la mylonitisation du flanc sud du massif.

### Affrontement entre les domaines hercynien et cadomien

C'est un problème auquel le lever de la feuille Belle-Isle-en-Terre apporte quelques premiers éléments de réponse qui devront être confrontés avec les résultats des études dans d'autres régions (feuille Lannion).

On a vu que, dans les formations paléozoïques, la structuration hercynienne atteint son maximum d'intensité le long du cisaillement nord-armoricain et que cet accident correspond à un étroit couloir de déformation mylonitique dans les formations briovériennes. De part et d'autre de ce couloir, large de quelques km, les formations briovériennes ne semblent pas affectées de manière intime par la structuration hercynienne.

Dans le dôme de Plourac'h, les caractères tectono-métamorphiques des formations briovériennes constituant la bordure externe (formations anchi- à épizoïnales) sont semblables à ceux des formations paléozoïques enveloppant le dôme. Il semble bien que l'ensemble de ces formations soit affecté par la structuration hercynienne et par elle seule, hypothèse déjà proposée par Villey *et al.* (1982) sur la feuille voisine Carhaix-Plouguer. Le problème se pose alors de savoir où passe la limite entre les domaines cadomien et hercynien. Nous proposons l'hypothèse qu'elle peut se faire au sein même des formations briovériennes selon un affrontement tectonique qui n'est pas encore vraiment identifié. Cette hypothèse ne repose pour l'instant que sur deux arguments :

- le chevauchement du massif basique sur les formations briovériennes externes du dôme, mis en évidence par Hirbec (1979) ;
- l'aspect tranché sur le terrain du passage de ces formations externes aux formations micaschisteuses mésozonales constaté lors du lever de la carte.

Ainsi dans la région de Callac (juste en dehors de la carte sur la feuille Carhaix-Plouguer), on peut observer la juxtaposition des formations externes très peu métamorphiques, très peu déformées et redressées à la verticale avec des formations mésozonales à rubanement métamorphique pénétratif et foliation très marquée et assez plate (une trentaine de degrés). Cette observation va aussi dans le sens d'une limite structurale entre domaines hercynien et cadomien.

## Fracturation

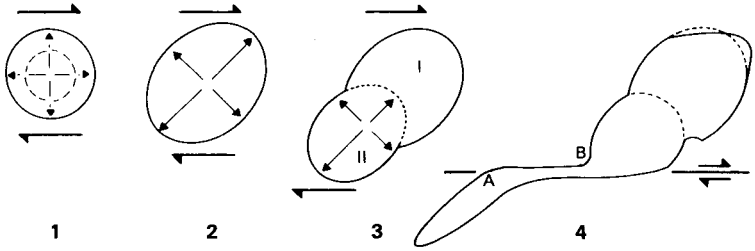
A part l'accident nord-armoricain déjà décrit, ainsi que les manifestations tectoniques directement associées au paroxysme orogénique hercynien (écaillages sous l'accident nord-armoricain, cisaillement du contact Protérozoïque - Paléozoïque, chevauchement du complexe basique briovérien) une importante fracturation post-hercynienne se manifeste dans le cadre de la feuille Belle-Isle-en-Terre. La famille principale, orientée N.NW—S.SE à W.NW—E.SE (N 120 °E à N 160°E) affecte toutes les formations régionales ; si son âge post-hercynien est probable, elle a cependant eu une activité bien plus récente puisqu'elle joue un rôle dans le dessin des cours d'eau (Garreau, 1980). La famille conjuguée orientée nord-est—sud-ouest existe mais reste très discrète sur la feuille Belle-Isle.

## Structures magmatiques et évolution post-magmatique du complexe granitique de Plouaret

### Cadre général

Le massif de Plouaret présente, en carte, une forme caractéristique en lobe suggérant une mise en place diapirique dans un encaissant soumis à un cisaillement de sens dextre comme le propose le modèle d'interférence *gonflement*.

*cisaillement* de Brun (1981). Dans un tel schéma, il faut cependant tenir compte de l'existence de deux ensembles granitiques nettement séparés aux plans pétrographiques et structuraux, auxquels, par ailleurs, on doit adjoindre l'appendice du granite de Plounéour, situé au Sud-Ouest et séparé du massif de Plouaret par l'importante zone de cisaillement dextre de Molène — Alençon (Chauris, 1969). La figure ci-dessous résume les étapes de la mise en place du complexe (fig. 5).



**Fig. 5 - Schéma de mise en place du massif de Plouaret**

- 1) Granodiorite de Bégard - granite de Tonquédec (ensemble I) gonflant.
- 2) Ce gonflement est contemporain d'un cisaillement régional dextre.
- 3) Le cisaillement régional se poursuit pendant l'intrusion de l'ensemble II (granite du Ponthou, granite de Guerlesquin et granite de Loguivy-Plougras).
- 4) Le cisaillement dextre de Molène—Alençon (ou linéament nord-armoricain), post-magmatique, concentre la déformation régionale tardi-hercynienne au cœur de l'ensemble II ; il individualise l'unité de Plounéour (AB = 15 km).

### **Structures magmatiques : plans et lignes d'écoulement**

Dans le complexe granitique de Plouaret, les plans de la fluidalité magmatique (PFM) sont soulignés par la disposition planaire des biotites et de la face la plus développée des feldspaths potassiques. Les directions de la fluidalité magmatique (DFM) sont matérialisées par la disposition en zone autour d'un axe des faces des minéraux déjà cités et par l'allongement des feldspaths potassiques (Bouchez *et al.*, 1981). Ces derniers sont de bons marqueurs de la fluidalité dans les faciès porphyroïdes (granite du Ponthou, granodiorite de Bégard) et, dans une moindre mesure, dans certains faciès du leucogranite de Bruillac : dans l'ensemble des leucogranites et dans le granite à biotite de Tonquédec, les biotites sont le marqueur principal de la fluidalité.

L'association des cartes de la trajectoire des PFM (fig. 6) et des DFM (fig. 7) confirme (voir ci-dessus) que l'ensemble II (leucogranite de Loguivy-Plougras, granite de Guerlesquin, granite du Ponthou) est intrusif dans celui (I) qui se développe plus au Nord et au Nord-Ouest (granodiorite de Bégard - granite de Tonquédec). Au cœur de (II), les directions de la fluidalité, fortement pentées, suggèrent des zones d'alimentation redressées pour ce granite, confirmées par la gravimétrie (Guillet, 1983). Les surcharges en pointillés de la figure 7 montrent en effet que les *racines* du granite, estimées à — 7 km environ, se présen-



Fig. 7 - Directions de fluidalité magmatique et linéations mylonitiques

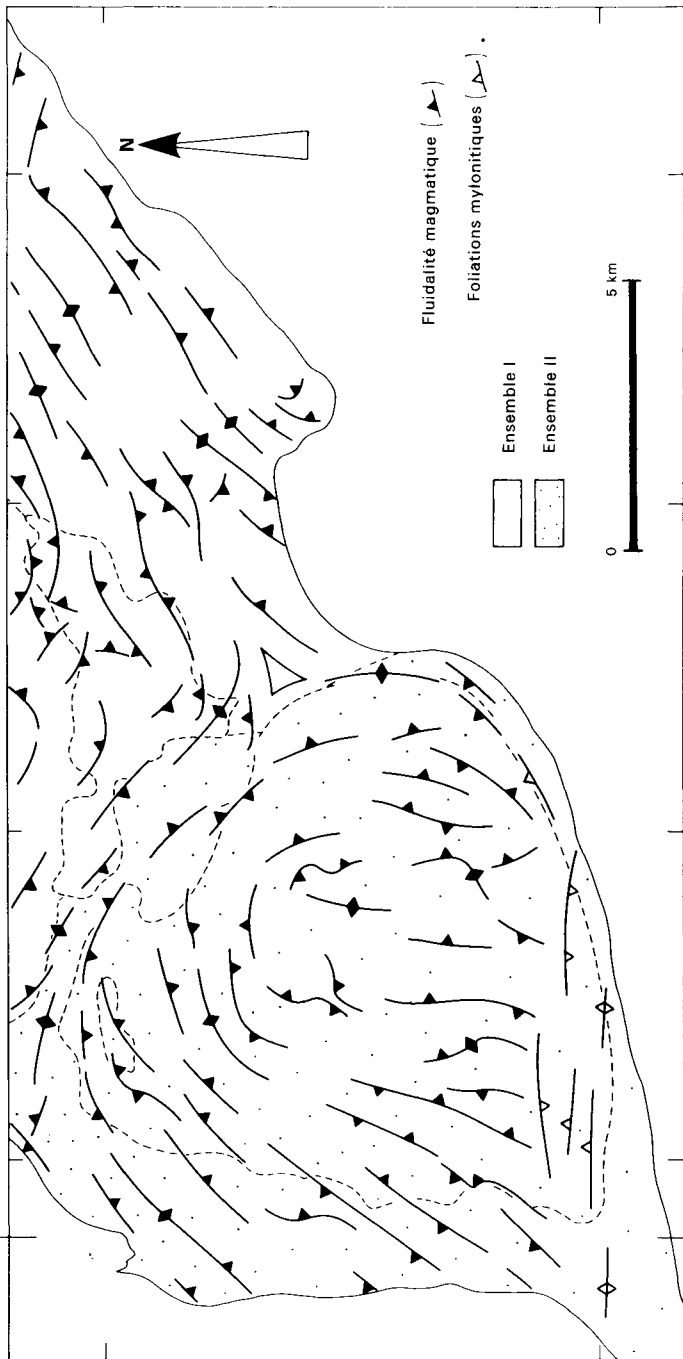
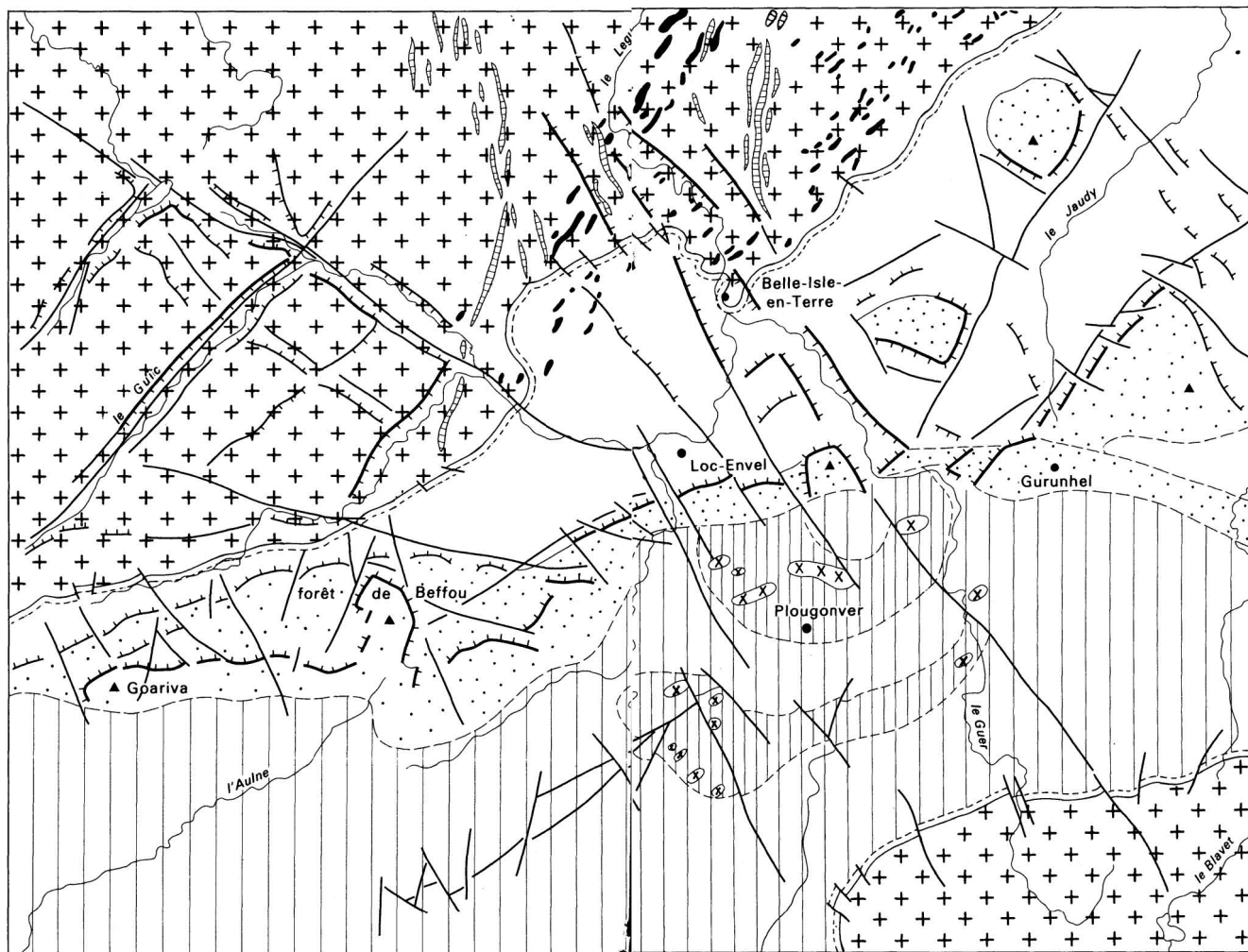






Fig. 6 - Trajectoires des plans de fluidalité magmatique et des foliations mylonitiques



-  Massifs granitiques de Plouaret et de Quintin
-  Collines de Tréglamus et de l'arc de Loc-Envel
-  Pays de Bolazec et de la Chapelle Neuve
-  Collines annulaires de Plougonver





-  Failles
-  Escarpements de faille
-  Filons de quartz
-  Filons de granite à grain fin

Fig. 1 - Morphologie structurale de la faille Belle-Isle-en-Terre (J. Garreau, 1980)

tant sous forme de colonnes effilées vers le bas, se situent précisément à l'aplomb des domaines à DFM fortement pentées. Au contraire, en périphérie de (II), les DFM, toujours peu pentées, moulent plus ou moins le corps granitique et les PFM sont parallèles aux contacts à l'Est et sécants à l'Ouest. Cette disposition pourrait traduire le gonflement du granite en régime de cisaillement régional dextre. L'existence d'un point triple des PFM à Plounévez-Moëdec, situé à proximité de (II) mais dans l'ensemble granitique (I), montre que ce gonflement s'effectue dans un ensemble I non encore consolidé (état visqueux) ; de plus, les microstructures granitiques ne présentent jamais de figures de déformation à l'état solide dans la zone d'affrontement des deux ensembles. La position elle-même du point triple confirme qu'à ce stade les deux ensembles (I et II) sont soumis à un cisaillement régional dextre. Dans l'ensemble I, le domaine caractéristique à PFM mal réglés mais à DFM fortement pentées correspond encore à une zone d'enracinement, reconnue en gravimétrie, pour la granodiorite de Bégard ou pour le granite de Saint-Carré.

### Filons

Les filons appartiennent à 3 types pétrographiques distincts : leucogranite (parfois aplite), pegmatite et quartz. Certains filons de *leucogranite* à épontes floues et lobées présentent des fluidalités concordantes avec celles du granite encaissant : ceci suggère que les mouvements de l'encaissant granitique se sont poursuivis après l'intrusion filonienne. D'autres filons de cette nature, à épontes franches et rectilignes, se sont mis en place après la solidification du granite. Le plus souvent, l'orientation des épontes des filons est concordante avec le PFM local du granite encaissant (directions N 20° E à N 50° E). Tous ces filons à épontes floues peuvent donc résulter d'une injection parallèlement à la structure du granite, ou bien être réorientés par une déformation magmatique postérieure. Les filons concordants à épontes franches représentent probablement des injections guidées par l'anisotropie du granite encaissant. Enfin, l'orientation de certains filons nettement sécants par rapport à la fluidalité du granite encaissant (N 110° E à N 140° E le plus souvent), probablement plus tardifs, est compatible avec le régime des contraintes responsables du cisaillement régional dextre ( $\sigma$  1 subhorizontal et dans le secteur nord-ouest—sud-est).

Les filons de *pegmatite*, aux orientations (N 40° E et N 110° E) voisines des filons leucogranitiques, représentent des injections guidées par l'anisotropie du granite encaissant ou tributaires du régime cisailant dextre.

Les filons de *quartz* s'alignent suivant deux directions privilégiées : N 110° E à N 130° E et voisine de Nord-Sud. La première famille, postérieure aux filons de leucogranite et de pegmatite, s'est mise en place lors d'un épisode de fracturation E.SE—W.NW, bien reconnu par ailleurs. Parmi les filons de direction nord—sud, on distingue deux groupes : le premier, à quartz en peigne, serait antérieur à la famille précédente ; le second, à quartz massif, correspond aux filons les plus tardifs de toutes les générations de filons.

### Cisaillement Molène—Alençon (linéament nord-armoricain)

Expression localisée et la plus tardive du régime de cisaillement dextre régional, la zone de cisaillement Molène—Alençon est responsable de la partition du complexe granitique en deux demi-massifs d'importance inégale : les massifs de Plouaret et de Plounéour. Les premières manifestations de son mouvement, alors que le granite (ensemble II) n'était pas encore consolidé, peuvent être



devinées d'après certaines réorientations des plans et surtout des directions de la fluidalité du granite en bordure nord de cet accident. Le mouvement cisailant principal s'est effectué à l'état solide dans le granite : il conduit à l'orthogneissification du granite marquée par une foliation pénétrative subverticale (de direction voisine de Est-Ouest) et une linéation minérale subhorizontale. La présence fréquente de plans de microcisaillement, eux aussi subverticaux mais diversement obliques sur la foliation (direction E.SE—W.NW), souligne le régime cisailant dextre (plans « C » et « S » de Berthé *et al.*, 1979).

## Conclusion

Les structures magmatiques (PFM et DFM) relevées dans le complexe granitique de Plouaret montrent que l'ensemble II (leucogranite de Loguivy-Plougras, granite de Guerlesquin, granite du Ponthou) est intrusif dans un ensemble I (granodiorite de Bégard, granite de Tonquédec) et ceci à l'état magmatique. Au cœur de l'ensemble II, l'existence de zones d'alimentation, suggérée par des domaines à fort pendage des directions de la fluidalité magmatique, est confirmée par les données gravimétriques. Le complexe granitique est soumis pendant sa mise en place à un régime constant de cisaillement, s'exprimant par la déformation d'ensemble, en ellipse, et matérialisé, dans le complexe lui-même, par le point triple des plans de fluidalité de Plounévez-Moëdec. L'intrusion s'accompagne de la mise en place de filons de leucogranite, de pegmatite et de filons de quartz. Le régime cisailant dextre se localise, après la solidification du granite, sous forme d'une zone de cisaillement, l'accident Molène—Alençon (ou linéament nord-armoricain), qui scinde le massif en deux parties (Plouaret et Plounéour). Ce cisaillement marque la fin des manifestations filoniennes liées à l'intrusion. La fracturation se développe ensuite selon le schéma : 1) compression voisine de Nord—Sud (fractures nord—sud), 2) compression E.SE—W.NW (fractures et filons de quartz proches de Nord-Sud), 3) compression N.NE—S.SW (fractures nord-est—sud-ouest et filons de quartz proches de Nord-Sud), 4) distension est-ouest. Les phases de fracturation, mises en évidence dans le granite de Plouaret, ont probablement affecté l'ensemble de la région puisqu'une succession semblable a été décrite dans le granite de Quintin (Beurrier *et al.*, 1979). Les trois premières phases sont attribuées aux déformations tardi-hercyniennes, la dernière se serait développée, ou aurait joué, au Tertiaire lors de la formation des grands bassins lacustres de même âge.

## GÉOCHIMIE DES VOLCANISMES

Les volcanismes basiques briovériens et paléozoïques de la feuille Belle-Isle-en-Terre ont fait l'objet d'études géochimiques détaillées (Hirbec, 1979, Cabanis *et al.*, 1982) dont nous ne rappelleront ici que les résultats essentiels.

### Complexe briovérien

Argumentée sur la distribution des échantillons dans les diagrammes classiques de discrimination géochimique (diagramme de Kuno :  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} / \text{SiO}_2$ , A.F.M., diagrammes de Miyashiro :  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{FeO}^*$  et  $\text{TiO}_2$  en fonction de l'indice  $\text{FeO}^*/\text{MgO}$ ), l'interprétation tend à montrer que le complexe basique présente avec le volcanisme actuel ou récent les affinités suivantes (Hirbec, 1979, fig. 8 et 9) :

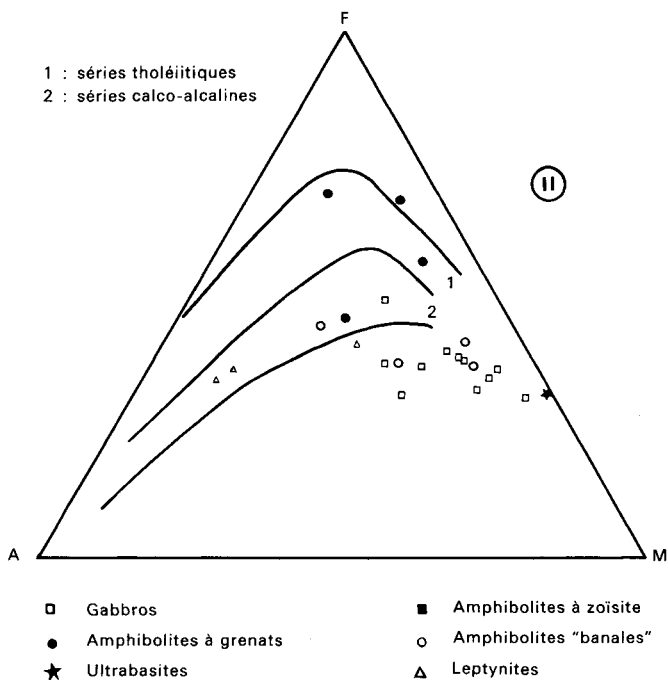
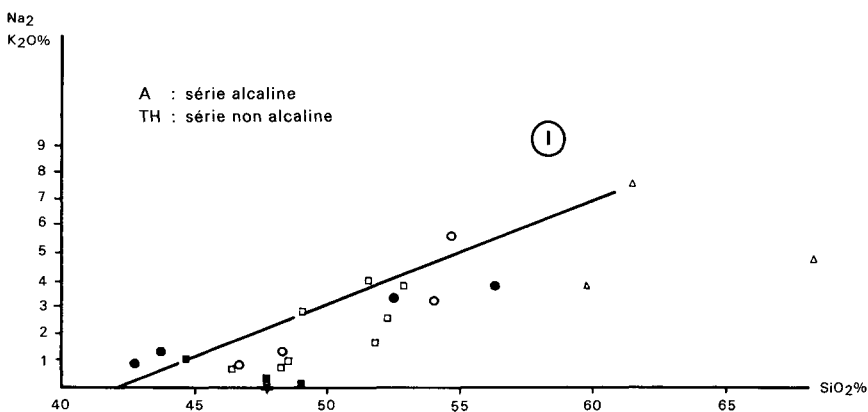
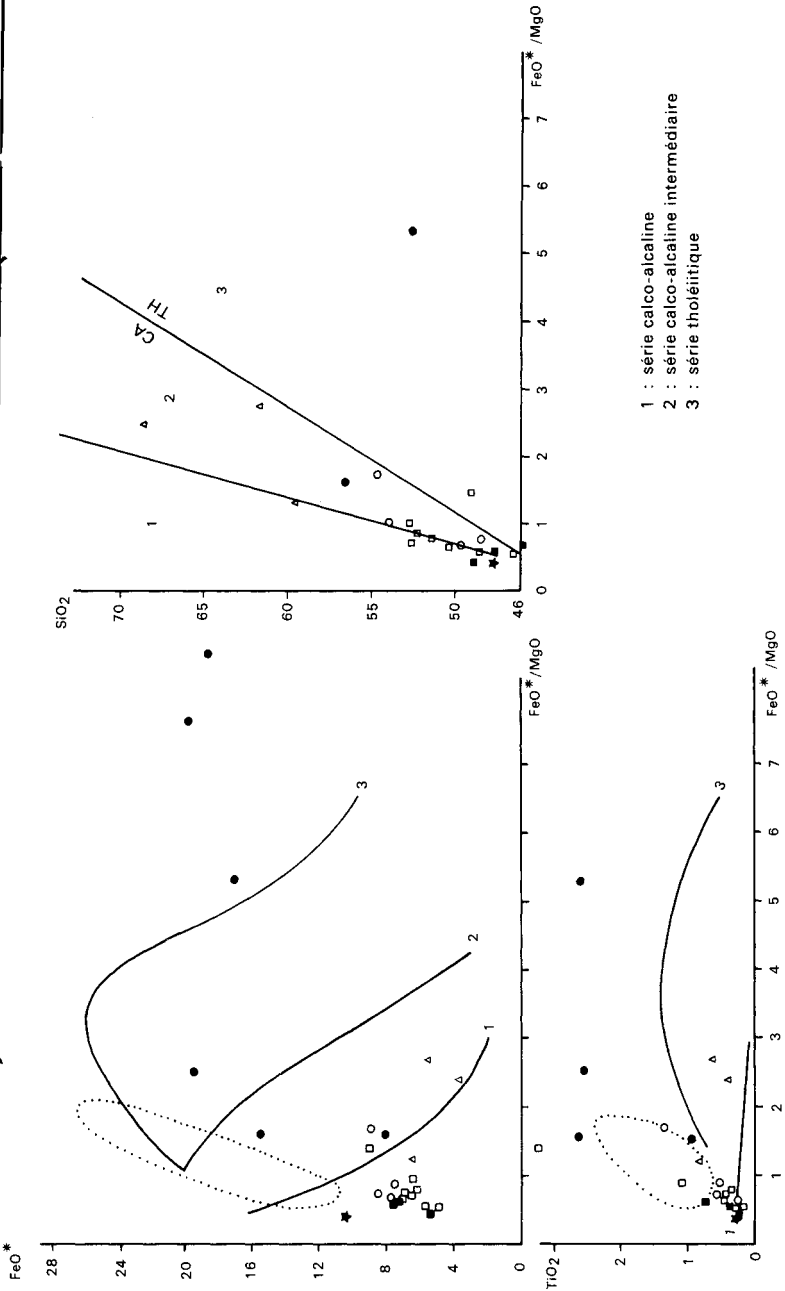


Fig. 8 - Complexe briovérien : diagrammes de Kuno (I) et A.F.M. (II)



- 1 : série calco-alcaline
- 2 : série calco-alcaline intermédiaire
- 3 : série tholéitique

Fig. 9 - Complexe briovérien : diagrammes de Miyashiro (1975)

(même légende que la figure 8)

- une affinité principale avec les associations calco-alcalines de domaine orogénique de type arc insulaire, à caractère intermédiaire ;
- une affinité discrète mais franche avec les associations tholéitiques de domaine orogénique de type arc immature ou arrière-arc.

Étant donné le contexte géodynamique régional (Auvray *et al.*, 1977), cette double affinité du magmatisme de Belle-Isle-en-Terre cadre tout à fait avec un volcanisme situé en arrière de l'arc à volcanisme calco-alcalin du Trégor. Cette double affinité vient d'ailleurs d'être retrouvée, mais en proportions inverses (le tholéitique dominant largement le calco-alcalin), dans le volcanisme briovérien de la baie de Saint-Brieuc qui est en situation géostructurale semblable (Rabu *et al.*, sous presse).

### Complexe paléozoïque

Basée sur l'analyse des mêmes diagrammes de discrimination que ci-dessus, mais complétée et précisée par l'analyse des éléments en trace, l'interprétation géochimique des complexes de Bolazec et de Beffou tend à montrer le caractère transitionnel, tholéitique à alcalin du volcanisme basique dévonien (Cabanis *et al.*, 1982, fig. 10, 11, 12) :

- l'affinité dominante avec le volcanisme tholéitique océanique est typique d'un site en distension crustale ;
- l'affinité alcaline associée est tout à fait commune dans ce type de site, mais elle reste ici discrète.

L'étude des éléments en traces permet de montrer les similitudes profondes entre le paléovolcanisme et le volcanisme actuel ou récent du contexte Afars - Mer Rouge, site de rift en expansion avec début d'océanisation, ce phénomène ayant très vite avorté dans le cas du volcanisme dévonien.

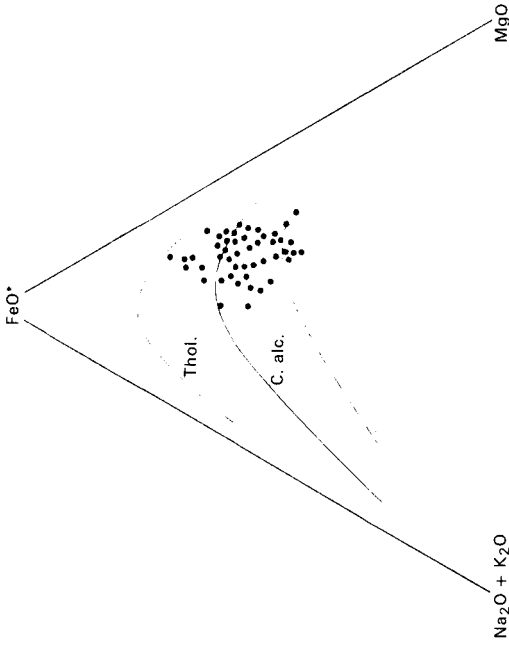
Il est intéressant en outre de remarquer que les caractères géochimiques des formations métabasiques du Foz (situées au Nord du cisaillement nord-armoricaïn) sont identiques à ceux des complexes de Bolazec et de Beffou comme le sont aussi ceux des amphibolites de Plestin et de Morlaix (cartes situées au Nord-Ouest de Belle-Isle-en-Terre), tous ces ensembles étant en gros du même âge dévonien.

Ce volcanisme, qui correspond aux manifestations superficielles d'un phénomène magmatique important, met en évidence le régime distensif qui règne au Dévonien dans le domaine domnonéen (Bretagne nord-ouest) ainsi que dans le domaine mancennien (Nord Bretagne et Bocage normand) comme en témoigne l'existence du grand champ filonien d'âge dévonien probable (voir ci-dessus), dont les caractères géochimiques sont semblables à ceux des complexes de Bolazec et de Beffou et qui forme dans le socle les manifestations profondes de ce magmatisme.

## RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS

### HYDROGÉOLOGIE

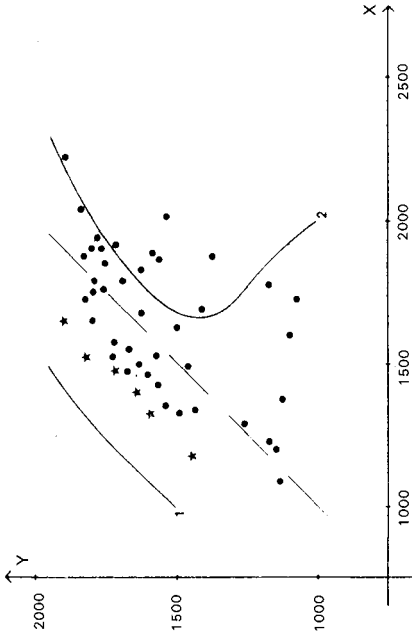
Les données sont actuellement insuffisantes pour le développement d'un chapitre concernant l'hydrogéologie de la feuille Belle-Isle-en-Terre en particulier. Les caractères des systèmes aquifères sont semblables à ceux des feuilles



**Fig. 11 - Complexe paléozoïque. Distribution des échantillons dans le diagramme A.F.M.**

Trait plein : limite entre les domaines tholéiitique et calco-alcalin

(H. Kuno, 1968, A. Miyashiro, 1975)



**Fig. 10 - Complexe paléozoïque. Distribution des échantillons dans le diagramme :**

**X = 4 Si - 11 (Na + K) - 2 (Fe + Ti),**

**Y = 6 Ca + 2 Mg + Al, en millièmes pour 100 g**

**(H. de La Roche et J. Leterrier, 1973)**

1 : série alcaline. 2 : série tholéiitique. Etoiles : échantillons à

néphéline normative. Tireté : ligne critique de sous-saturation en  $SiO_2$

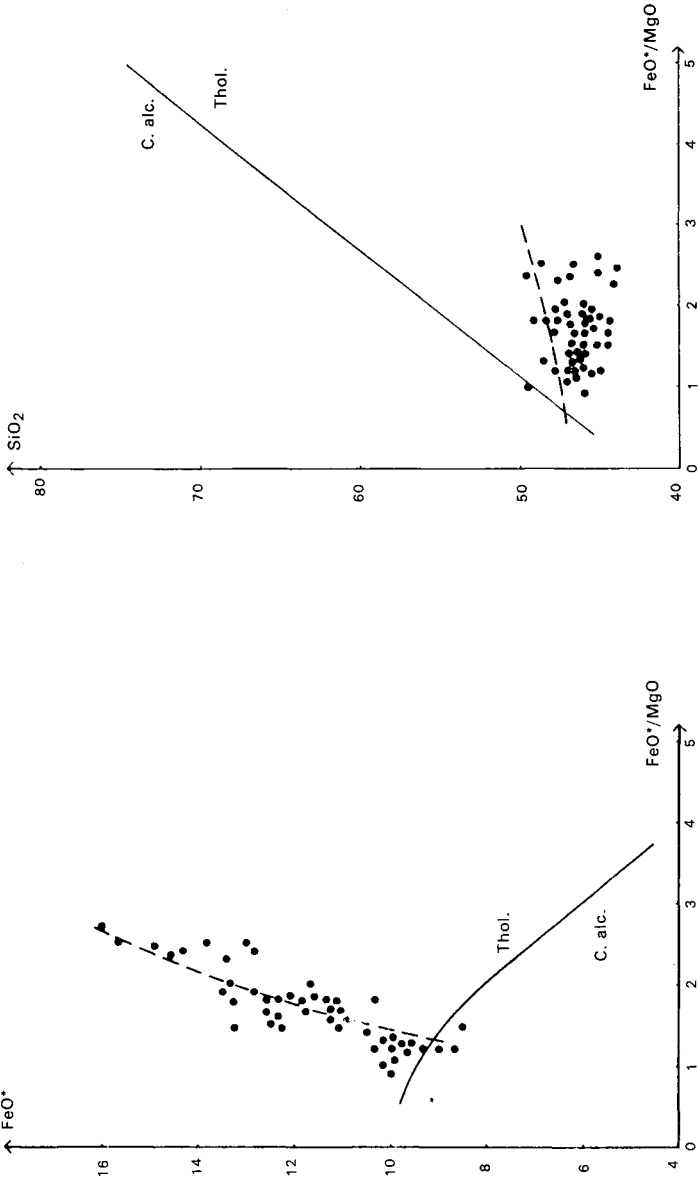


Fig. 12 - Complexe paléozoïque. Distribution des échantillons dans les diagrammes  $SiO_2$ ,  $FeO^*/MgO$  et  $FeO^*$ ;  $FeO^*/MgO$  Trait plein : limite entre les domaines tholéiitique et calco-alcalin. Tirété : lignée des tholéiites abyssales (A. Miyashiro, 1975)

voisines, avec sources d'émergence nombreuses et discontinuité des systèmes aquifères, avec séparation entre les fonctions de réservoir (essentiellement les zones d'altération) et de conducteur (lié à la fissuration).

## RESSOURCES MINÉRALES

### Gîtes minéraux

La feuille Belle-Isle-en-Terre renferme de nombreuses occurrences minérales. Certaines ont été exploitées dans le passé (fer, plomb, kaolin), d'autres ont fait récemment ou font encore l'objet de recherches (chrome, tungstène, plomb-zinc, uranium). En première approximation, les indices peuvent être classés en 4 ensembles principaux.

#### Minéralisations chromifères en relation avec les formations ultrabasiqes briovériennes de Calanhel

Plusieurs pointements de serpentines sont connus depuis les levers de Barrois (1905) (la Chapelle-Neuve, Kerméno, Kerfoën, etc.) ; d'autres ont été signalés plus récemment (Sud de Lezauregan à l'Ouest de la forêt de Beffou...). Les serpentines montrent du chrysotile en minces filets à éclat soyeux. Des analyses de quelques serpentines ont révélé des teneurs en chrome très faibles (à Kermoruet : 7 400 ppm de Cr et 9,60 % de  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  ; à Kerfoën : 5 300 ppm de Cr et 16,3 % de  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ..., J.C. Picot, 1975). Jusqu'à ce jour la chromite paraît rare. A Kerfoën (Pierrot *et al.*, 1975), la serpentine renferme magnétite (en mouches et filets dans les fissures de la serpentine), hématite (martitisation de la magnétite), chromite en plages isolées plus ou moins remplacées par la magnétite, pentlandite en très fines inclusions dans la magnétite. Localement, la chromite a été observée, au sein de la serpentine, en rubans de quelques cm, bordés, de chaque côté, par une zone à chromite fine, disséminée ou rassemblée en traînées de quelques mm de large. En section polie (P. Picot, inédit), le ruban chromifère se montre constitué par 90 % de chromite (en grains de 0,2 à 0,5 mm) et 10 % de serpentine interstitielle. Magnétite rare en minces veinules dans la chromite. Minuscules inclusions de millérite et d'ilménite. L'analyse ( $\text{Cr}_2\text{O}_3 = 32,3$  % ;  $\text{FeO} = 21,3$  % ;  $\text{Al}_2\text{O}_3 = 28$  % ;  $\text{MgO} = 9$  %) indique qu'il s'agit d'un chrome spinelle ferrifère. Sa teneur élevée en  $\text{Al}_2\text{O}_3$  et sa faible teneur en MgO sont caractéristiques des concentrations chromifères situées au sommet des péridotites, sous les roches feldspathiques (gabbros) qui les surmontent (Bouladon, inédit). Des amphibolites (à grenat et hornblende), situées non loin des lentilles de serpentines, sont localement minéralisées en pyrite, chalcopryrite, malachite, traces de molybdénite (Pierrot *et al.*, 1975).

#### Minéralisations ferrifères du district de Belle-Isle-en-Terre

Des occurrences ferrifères ont jadis été exploitées au Sud de Belle-Isle-en-Terre, dans une vaste zone située entre l'Ouest de la forêt de Beffou et les environs de Gurunhuel. Une certaine confusion règne actuellement sur le type génétique de ces gisements par suite de l'abandon ancien des exploitations, l'absence de travaux profonds, l'intense altération superficielle, la rareté des affleurements en place et la lacune presque totale, semble-t-il, de documents anciens précis. Le plus souvent, la minéralisation n'est connue que par des éboulis, parfois de grande dimension, plus ou moins déplacés par la solifluxion

ou les activités humaines. Les recherches en cours (Chauris, inédit) suggèrent une appartenance à différents types. (1) Fer lié à la sédimentation siegenienne (Grès de Landévennec). Les grès souvent colorés en ocre-rouge ou jaune par oxydation de la pyrite, prenant ainsi un aspect de grès ferrugineux, sont localement très riches en limonite (Pant Fourby, Pen Jaudy) ; parfois apparaissent des amas de limonite pure (Lëin Halec, etc.). (2) Fer lié à l'altération superficielle de filons quartzeux ferrifères. Certains filons de quartz mis en place dans les roches basiques sont souvent riches en limonite (goethite massive, avec texture collomorphe) : le fer pourrait provenir, soit de la remise en mouvement, lors de la silicification, du fer constitutif des minéraux des roches basiques (très gros filon de Quénéquélén, Guinamant, etc.), soit de l'altération de sidérite probable (Guerderrien, etc.). (3) Fer d'altération latéritique d'âge tertiaire aux dépens de roches basiques (amphibolites, dolérites). Cette origine est appuyée par la présence d'un lit argileux sous la zone minéralisée (de Fourcy, 1844). (4) Enfin, à titre d'hypothèse, certaines occurrences pourraient peut-être être liées à d'anciens jaspes volcano-sédimentaires.

### **District polymétallique de Coat-an-Noz (sensu lato)**

Les indices appartiennent à deux types différents :

#### ***Minéralisations wolframifères***

Étudiées par le B.R.G.M. (Lulzac, 1979) à la suite d'une prospection géochimique effectuée en 1967 après la découverte du filon wolframifère de Toul al Lutun (Chauris, 1957). Elles se répartissent en trois zones principales. (1) Zone nord (à l'Ouest de Pant Fourby) située dans l'axe de la bande orthogneissique de Loc-Envel. Il s'agit d'un *faisceau de filons quartzeux* orientés W.NW—E.SE, minéralisés en *wolframite* (cristaux pouvant atteindre 5 cm de long), molybdénite, scheelite, ferberite, chalcopyrite, pyrite. L'un de ces filons a été tracé autrefois sur une longueur de 50 m (galerie de Toul al Lutun) ; il est recoupé par un autre filon quartzeux à scheelite, bismuthinite, bismuth natif et mispickel. (2) Zone centrale (à l'Est du château de Coat-an-Noz), située dans un horizon de schistes lustrés, à peu de distance de l'orthogneiss de Loc-Envel. Le gîte, de type *skarnoïde*, se présente en bancs métriques avec grenat et idocrase, très abondants, et *scheelite* très finement divisée ; ces bancs, de direction est—ouest, semblent interstratifiés dans les schistes dévoniens. (3) Zone sud (Toul Porz), située vers le contact irrégulier granite de Toul-Porz - amphibolites briovériennes. Il s'agit d'un faisceau, d'orientation d'ensemble N.NW—S.SE, composé de très nombreux filonnets quartzeux ou de simples fissures, minéralisés soit en *molybdénite* (filonnets intragranitiques), soit en *scheelite* avec accessoirement wolframite, chalcopyrite et bismuthinite (filonnets encaissés dans les amphibolites). Par ailleurs, une zone de greisen à molybdénite et scheelite a été reconnue à proximité du village de Kerguigues, dans un contexte de grès dévoniens.

#### ***Minéralisations de type B.G.P.***

Plusieurs gîtes se situent au voisinage du château de *Coat-an-Noz*, ainsi qu'à proximité des villages de *Toul Porz* et de *Pant Fourby*. Ils sont encaissés, soit dans l'orthogneiss de Loc-Envel (Pant Fourby), soit dans les terrains dévoniens (château de Coat-an-Noz), soit dans le granite de Toul Porz.

*Anciens travaux.* Dès le 17<sup>e</sup> siècle, la baronne de Beausoleil signale l'existence de plomb dans cette région, mais ce n'est qu'à partir de 1710 que le Marquis de Goesbriand, puis vers 1766, M. d'Arcy agissant pour la Compagnie de Poul-



laouen, entreprennent des fouilles qui produisent un peu de minerai argentifère (8 tonnes de Pb et 50 kg d'argent). La trace de ces anciens travaux est toujours visible dans la forêt de Coat-an-Noz (puits incliné de Pant Fourby, etc.). La minéralisation, visible dans les déblais, comprend, galène, blende, pyrite et un peu de chalcopryrite, dans une gangue quartzreuse. Les filons avaient une orientation nord—sud.

*Travaux modernes.* A partir de 1960, le B.R.G.M. a réalisé des recherches dans la zone des anciens travaux ainsi qu'à Toul Porz où un nouveau filon quartzreu minéralisé en galène, blende et pyrite a été découvert dans le granite ; sa direction est également nord—sud.

D'autres occurrences ont été étudiées par le B.R.G.M. aux environs de Guerderrien de 1960 à 1977 (Lulzac, 1977). Située sur le flanc nord d'une structure antiforme affectant des terrains dévoniens, la zone de Guerderrien comprend deux gîtes principaux distants de 400 m. (1) Le *gîte sud* est situé dans un contexte de schistes lustrés à andalousite (un minuscule pointement granitique affleure à proximité du gîte). Il se présente sous l'aspect d'une puissante brèche quartzo-carbonatée à *sidérite* très abondante, avec *blende* mielleuse ; galène et pyrite, très subordonnées. (2) Le *gîte nord* est encaissé dans un horizon de schistes verts à intercalations graphiteuses, limité vers le Nord par une puissante formation basique (amphibolites). La minéralisation s'exprime sous forme de galène dominante avec un peu de blende et de pyrite au sein d'une brèche quartzreuse, accompagnée d'un puissant filon de limonite massive (*sidérite altérée* probable).

Par ailleurs, des veinules quartzreuses, légèrement minéralisées en mispickel, blende et galène affleurent, à l'Ouest de Guerderrien, en bordure de la route de Belle-Isle-en-Terre à Gurunhuel.

### Minéralisations associées au massif granitique de Plouaret

Les données ci-dessous concernent uniquement la partie méridionale du massif couverte par la feuille Belle-Isle.

*Les minéralisations stannifères*, décelées principalement en alluvions sont rares. L'absence de *cassitérite* dans le complexe I pourrait être rapportée à la fréquence du sphène. Par suite de la similitude des rayons ioniques entre  $Ti^{4+}$  et  $Sn^{4+}$ , l'étain, piégé dans le sphène lors des premiers stades de la différenciation, ne peut plus s'accumuler dans les mélanges résiduels (travaux d'Ishihara). Dans le complexe II, la *cassitérite* est en relation avec les venues tardives : leucogranite de Loguivy-Plougras (auréolé de greisens quartzo-micacés et hypermicacés) et filons granitiques ; sa rareté reflète la faiblesse de la différenciation magmatique (filonnets de quartz à mispickel : environ de Keradennec...). Dans la carrière de Toul an Danot, d'étroites bandes de mylonites fluidales, subverticales, orientées est—ouest, qui jalonnent le passage du linéament nord-armoricain, sont localement tapissées de *molybdénite* en paillettes millimétriques. *Mispickel aurifère et or natif* ont jadis été signalés à Keradennec.

*Quelques occurrences plombifères* ont été observées à la bordure du massif de Plouaret. Dans la carrière de Toul an Danot, le granite est recoupé par un filon peu incliné, richement minéralisé en mispickel avec mouches de galène disséminées. A Kernevez Houanen, la galène se présente en gros cristaux disséminés dans le quartz. Peut-être faudrait-il rattacher à l'efficacité métallogénique du pluton de Plouaret les indices de Keravéo et de Guerderrien (supra) ?

**Indices uranifères.** La plupart des indices ont été découverts vers les années 1955-1960 lors des prospections effectuées par la C.F.M.U. Presque toutes les occurrences du massif de Plouaret sont situées dans le complexe I (ou à sa bordure externe), caractérisé, à l'inverse du complexe II, par l'abondance du sphène et parfois la présence d'allanite. La minéralisation, toujours de faible importance, pourrait être due à la destruction de ces minéraux légèrement uranifères. Les indices sont peu nombreux sur la feuille Belle-Isle, à l'inverse de la feuille Lannion. Les types suivants ont été reconnus (Mulot, 1971) : (1) filons de quartz à silice rouge avec minéraux secondaires d'uranium (phosphates) : le Quinquis, à l'extrémité méridionale du filon de Rosmeur (feuille Lannion) ; Lanvoaz, Coat Malouarn, Nenez (descenderie en 1958). (2) Diaclases de granite avec dissémination de phosphates d'uranium (le Gollot, Gueroudou). (3) Mylonites liées au linéament nord-armoricain, avec autunite et torbernite (Keradenec). (4) Arène granitique imprégnée d'autunite, au toit d'une puissante formation siliceuse (quartz enfumé et améthyste) (Milin Lezdu, avec un puits de 8 m, en 1958). De nouvelles prospections ont été entreprises par Minatome vers les années 1980 (indice de Keravéol).

**Occurrences de kaolin.** D'énormes filons de quartz, souvent en relief, suivis sur plusieurs km, parfois dédoublés et d'une puissance atteignant plusieurs dizaines de mètres, soulignent l'ampleur des processus de silicification hydrothermale. Ces filons, généralement subméridiens, sont particulièrement fréquents dans la partie médiane du complexe I (de part et d'autre de la vallée du Léguer). La silicification s'est effectuée aux dépens de granites broyés, avec formation de silice rouge à grain fin, à texture bréchique, de quartz blanchâtre en grosses cristallisations, de quartz ferrugineux brunâtre et d'améthyste. La kaolinisation, liée étroitement à la silicification, s'est développée fréquemment dans les épontes granitiques sur des puissances pouvant atteindre quelques dizaines de mètres, d'où l'allure longiligne des occurrences (kaolin de crête). Sur la feuille Belle-Isle, les principales zones kaoliniques sont les suivantes : Roz an Norvel - Beg ar Menez - Penquer - la Garenne, Keranfloc'h (ancienne exploitation) - Kergrist.

Trois métallotectes majeurs ont pu jouer un rôle dans les minéralisations du pluton de Plouaret (Chauris et Garreau, 1983 b). (1) Les processus de différenciation magmatique entraînent une prédisposition des divers ensembles du pluton. Dans le complexe I, l'abondance du sphène dans les premières venues empêche l'apparition d'une minéralisation stannifère dans les dernières venues ; par contre, le sphène peut devenir une source potentielle pour de petites occurrences uranifères si la roche porteuse est ultérieurement fracturée et lessivée. Dans le complexe II, la cassitérite est liée aux faciès les plus évolués, mais la différenciation, peu poussée, n'a conduit qu'à de faibles occurrences. (2) Les processus deutériques appartiennent à trois phases : (a) les phases précoces, à température élevée, directement liées à l'évolution post-magmatique (greisenisation), sont limitées spatialement et de faible efficacité métallogénique. (b) Les phases tardives, à température modérée (silicification, kaolinisation), offrent une grande importance et reflètent la présence de circulations hydrothermales d'origine profonde, en relation avec de grandes fractures, sans lien direct avec une venue particulière du pluton. (c) Les phases récentes, à basse température, se rencontrent dans le cas du piégeage de minéraux secondaires d'uranium dans les arènes (Milin Lezdu). (3) Les processus tectoniques agissent à différentes échelles. Le contrôle linéaire de la mise en place du pluton suggère l'origine profonde du magmatisme et donc de la source première des minéralisations. Les plans de décollement dans la structure linéaire ont permis

l'injection de filons granitiques différenciés. Les distensions tardives dans le pluton induré ont contrôlé les silicifications subméridiennes, etc.

## Matériaux

### Granites

Dans la partie nord de la feuille, tous les types de granites du massif de Plouaret ont été exploités pour la construction locale, comme en témoignent les nombreuses carrières à proximité des agglomérations. Plusieurs d'entre elles disparaissent, remblayées (Nord de Loguivy-Plougras, le Guic à Guerlesquin qui atteint 20 m de haut) ou reboisées naturellement et devenues impossibles à déceler sur photographie aérienne (bois de Couvenant Toullec à l'Ouest de Loguivy-Plougras, le Quinquis au Nord-Est de la feuille près de Saint-Conéry).

Dans le domaine d'extension de la granodiorite de Bégard ( $p\gamma^4$ ) les anciennes carrières étaient ouvertes principalement dans les nombreux filons de granites fins, non altérés et situés en sommet de butte ( $f\gamma^3$ ,  $f\gamma^2$ ), donnant une pierre rose orangé. La granodiorite qui s'altère en boule montre deux carrières sur le territoire de la commune de Pédervec, le long du ruisseau de Saint-Conéry. Son exploitation a été poursuivie jusqu'à une date récente plus au Nord sur la feuille Lannion (Bégard).

Après le quasi-abandon de l'utilisation des moellons bruts dans la construction, seules se sont maintenues les carrières pouvant produire de la pierre de taille ou, depuis quelques années, de la cheminée. Toutes sont situées dans les différents granites « emboîtés » de l'unité du Ponthou. Après une réactivation de certaines d'entre elles dans les années 70, favorisée par l'arrivée de tailleurs de pierre portugais, leur existence est de nouveau menacée par la crise du bâtiment.

Depuis plusieurs années, la demande pour la construction de pavillons s'est exclusivement portée sur les granites clairs, de teinte dominante beige-jaune, conduisant à l'abandon du granite sain gris-bleu classique. Les exploitations se limitent donc à la partie superficielle oxydée des gisements de leucogranite, ce qui entraîne des difficultés liées à l'épaisseur parfois réduite du granite « jaune » ou à la présence d'auroles rougeâtres, à la fracturation et au délitage plus denses en surface, enfin à la qualité de la pierre parfois poreuse, si un début d'altération des feldspaths accompagne le jaunissement. A titre de curiosité, on peut signaler que l'oxydation de la pierre est occasionnellement accélérée par sa mise à l'air libre et que des blocs changent de couleur après extraction (cas cité par un carrier de Plounévez-Moëdec).

La région de Guerlesquin-Plounérin constitue un petit *bassin granitier* comprenant une dizaine d'entreprises, artisanales, à l'exception d'une société un peu plus importante à Plounérin.

Depuis le cœur de l'unité du Ponthou vers la périphérie, on peut relever les sites suivants :

- dans le granite de Croaz Illiès ( $\gamma^2$ ) : au Sud de Kerguz, où des blocs de grande taille ont pu être exploités en surface. Certains conservent cependant un cœur bleu. C'est dans une grande carrière abandonnée, dans le bois au Sud-Est de Croaz Illiès, que ce faciès a été caractérisé ;
- dans le granite de Loguivy-Plougras ( $\gamma^1$ ), au bord du plan d'eau du Guic à Guerlesquin et au Sud du bois de Kerigonan. C'est le type de granite qui comporte le plus de carrières abandonnées, entre Guerlesquin et Loguivy-Plougras ;

- dans le granite de Guerlesquin ( $\gamma^2G$ ), trois exploitations groupées au Sud-Ouest de Quignec, et une à la limite du granite du Ponthou ;
- dans le granite du Ponthou ( $\rho\gamma^3$ ), à Guernelhouarn. Ce granite à gros grain ne correspond guère à la demande ;
- dans le granite de Bruillac ( $\gamma^2B$ ), au Sud de Bruillac, carrière la plus importante du bassin ;
- dans le granite de Saint-Carré ( $\gamma^2S$ ), à Coz Kerhuet (près de Pavédir au Nord-Ouest de Plounévec-Moëdec) et une carrière abandonnée d'une certaine importance à Saint-Carré.

Par ailleurs, pour la production de concassé une carrière a exploité le granite de Saint-Émilion ( $\gamma^2E$ ) à Toul an Danot, dans la vallée du Saint-Émilion, au Sud-Ouest de Loguivy-Plougras. Le front d'une quinzaine de mètres est taillé dans un faciès mylonitisé d'une grande dureté.

Enfin quelques excavations ont été ouvertes dans des arènes sur des flancs de vallée : vallée du Guic au Nord de Guerlesquin, ruisseau du Rosambo au Nord de Plounérin, vallée au Nord de Guernaven...

Il n'existe pas de carrière dans la zone nord-ouest du massif granitique de Quintin qui affleure au Sud-Est de la feuille.

## DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

### SITES CLASSIQUES ET ITINÉRAIRES

On trouvera des renseignements géologiques complémentaires et en particulier un itinéraire dans le *Guide géologique régional : Bretagne*, par S. Durand (1977), édité chez Masson :

— *itinéraire 6* : Monts d'Arrée, Huelgoat, vallée de l'Elorn : de Lannion à Brest.

### BIBLIOGRAPHIE

- AUVRAY B., MAILLET P. (1977). — Volcanisme et subduction au Protérozoïque supérieur dans le Massif armoricain (France). — *Bull. Soc. géol. Fr.*, t. 19, n° 5, p. 953-957.
- BARRIÈRE M., DARBOUX J.-R., PELHATE A. (1977). — Sur l'activité structurante du batholite hercynien médio-armoricain. *C.R. Acad. Sci.*, t. 284, p. 2083-2086.
- BARROIS C. (1905). — Légende de la feuille Morlaix. Carte géologique de la France à 1/80 000. 1<sup>re</sup> édition. *Ann. Soc. géol. Nord.*, t. 34, p. 56-75.
- BERTHE D., CHOUKROUNE P. et JEGOUZO P. (1979). — Orthogneiss, mylonite and non-coaxial deformation of granites : the example of the South Armorican shear zone. *J. Struct. Geol.*, 1, p. 31-42.

- BEURRIER M., BLÈS J.-L., GROS Y., LOZES J., MAROT A. (1979). — Étude de la partie occidentale du massif granitique de Quintin. Pétrographie, géochimie, fracturation. *Bull. B.R.G.M.*, (2), sect. 1, n° 4, p. 317-336.
- BOUCHEZ J.-L., GUILLET Ph. et CHEVALIER F. (1981). — Structures d'écoulement liées à la mise en place du granite de Guérande (Loire-Atlantique, France). *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), XXIII, 4, p. 387-399.
- BRIL H. (1975). — La minéralisation à cuivre, plomb, zinc de Bodennec en Bolazec (Finistère) dans son cadre géologique. Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Paris VI, ronéo 147 p.
- BRIL H., THIRY M. (1976). — Le métamorphisme de basse pression anchi- à mésozonal de la région de Bodennec (Finistère) : essai méthodologique. *C.R. Acad. Sci.*, t. 283, p. 227-230.
- BRUN P. de (1904). — Notes pour servir à la minéralogie des Côtes-du-Nord. *Bull. Soc. sci. et méd. de l'Ouest*, XIII, 4, p. 568-575.
- BRUN P. de (1911). — Essai de minéralogie du département des Côtes-du-Nord. *Bull. Soc. sci. et méd. de l'Ouest*, XX, 2, p. 136-207.
- CABANIS B., CHANTRAINE J., HERROUIN Y., TREUIL M. (1982). — Étude géochimique (majeurs et traces) des spilites et dolérites de Bolazec. Mise en évidence d'un domaine en distension crustale au Dévonien inférieur en Bretagne centre-ouest. *Bull. B.R.G.M.*, sect. 1, n° 1-2, p. 47-61.
- CHANTRAINE J. *coordonateur et al.* (1981). — Notice de la feuille Morlaix. Carte géologique de la France à 1/50 000.
- CHAURIS L. (1969). — Sur un important accident structural dans le Nord-Ouest de l'Armorique. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, D, t. 268, p. 2859-2861.
- CHAURIS L. (1975 a). — Présence de wolframite à Coat-an-Noz près de Belle-Isle-en-Terre (Côtes-du-Nord). *C.R. Acad. Sci.* Paris, t. 245, p. 2331-2333.
- CHAURIS L. (1975 b). — Les minéralisations pneumatolytiques du Massif armoricain. *Mémoires du B.R.G.M.*, n° 31.
- CHAURIS L. et GARREAU J. (1983 a). — Un pluton polyphasé dans la ceinture batholitique hercynienne médio-armoricaine : le massif de Plouaret (Côtes-du-Nord, France). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 296, p. 1591-1594.
- CHAURIS L. et GARREAU J. (1983 b). — Métallotectes et minéralisations dans le pluton granitique polyphasé hercynien de Plouaret (Massif armoricain). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 296, p. 1663-1665.
- CHAURIS L. et GUIGUES J. (1969). — Gîtes minéraux de la France. Vol. 1 : Massif armoricain - *Mémoires du B.R.G.M.*, n° 74, 96 p., 8 cartes h.-t.

- CONQUÉRÉ F. (1966). — La série spilitique intrusive dévonienne de Bolazec et ses liens pétrogénétiques avec le volcanisme dinantien de la région de Huelgoat (Nord Finistère). *C.R. Acad. Sci.*, t. 262, p. 1406-1409.
- DARBOUX J.-R. (1981). — Caractérisation du régime cisailant de la déformation hercynienne dans les Monts d'Arrée (Massif armoricain, France). *C.R. Acad. Sci.*, t. 292, p. 1497-1500.
- DELATTRE C., PRUVOST P., WATERLOT G. (1956). — Révision de la feuille de Morlaix au 80 000<sup>e</sup> - Région de Callac (Côtes-du-Nord). *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, n° 250, t. 54, p. 55-61.
- DELATTRE C., PRUVOST P., WATERLOT G. (1957). — Briovérien et Dévonien au Sud de Belle-Isle-en-Terre (feuille Morlaix à 1/80 000). *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, n° 252, t. 55, p. 57-62.
- DELATTRE C., PRUVOST P., WATERLOT G. (1962). — Notice de la feuille Morlaix. Carte géologique de la France à 1/80 000 - 2<sup>e</sup> édition.
- DEUNFF J., PARIS F. (1971). — Présence d'un paléoplancton à Acritarches, Chitinozoaires, spores, Scolénodontes et Radiolaires dans les formations siluro-dévonniennes de la région de Plourac'h (Côtes-du-Nord). *Bull. Soc. géol. minér. Bretagne*, (C), t. III, n° 2, p. 83-88.
- FOURCY E. de (1844). — Explication de la carte géologique des Côtes-du-Nord. Paris, Fain et Thunot, 172 p.
- GARREAU J. (1978). — Le massif granitique de Plouaret (Bretagne). *Norois*, n° 99, p. 407-430.
- GARREAU J. (1980). — Reliefs structuraux de Bretagne septentrionale : la région de Belle-Isle-en-Terre. *Norois*, n° 107, p. 371-385.
- GUILLET Ph. (1983). — Les granites de Guérande et de Plouaret : aspects structuraux et cinématiques de leurs mises en place. Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Nantes, ronéo., 169 p.
- HIRBEC Y. (1979). — Le complexe basique de Belle-Isle-en-Terre (Côtes-du-Nord). Sa place dans l'évolution géodynamique du Nord du Massif armoricain. Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Rennes, ronéo., 147 p.
- JEGOUZO M., PARIS F. (1976). — La bordure Mancellia - synclinorium médio-armoricain : une limite géotectonique majeure de l'édifice armoricain. *C.R. 4<sup>e</sup> R.A.S.T.*, Paris, p. 317.
- KERFORNE F. (1922). — Gisements d'étain, de tungstène, de molybdène et de bismuth natif du Massif armoricain.
- LEUTWEIN F., SONET J., ZIMMERMAN J.L. (1972). — Dykes basiques du Massif armoricain septentrional. Contribution à leur étude géochronologique. *C.R. Acad. Sci.*, t. 275, p. 1327-1330.
- LOHOU G. (1971). — Les roches basiques et ultrabasiques de la région de Callac de Bretagne. D.E.A. Nantes, ronéo., 41 p.

- LULZAC Y., LE FUR Y. (1977). — Les minéralisations plombo-zincifères de Guerderrien (Côtes-du-Nord) - Note synthétique - État des connaissances. Rapport B.R.G.M. inédit 77 RDM 028 FE.
- LULZAC Y., LE FUR Y. (1979). — Les minéralisations tungstifères de Coat-an-Noz (Côtes-du-Nord) - Note synthétique - État des connaissances. Rapport B.R.G.M. inédit 79 RDM 023 FE.
- MULOT B. (1971). — Atlas-guide des gîtes et indices du département des Côtes-du-Nord (6 fascicules) (inédit).
- PEUCAT J.-J., CHARLOT R., MIFDAL A., CHANTRAINE J., AUTRAN A. (1979). — Définition géochronologique de la phase bretonne en Bretagne centrale. Étude Rb/Sr de granites du domaine centre-armoricain. *Bull. B.R.G.M.*, (2), sect. 1, n° 4, p. 349-356.
- PEUCAT J.-J., HIRBEC Y., AUVRAY B., COGNÉ J., CORNICHE J. (1981). — Late proterozoic zircon age from a basic-ultrabasic complex : a possible cadomian orogenic complex in the hercynian belt of Western Europe. *Geology*, V9, p. 169-173.
- PICOT J.-C. (1975). — Indices de scheelite liés à des roches basiques en Basse Bretagne, région de Coat-an-Noz. Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Paris VI, ronéo, 147 p.
- PIERROT R., CHAURIS L. et LAFORÊT C. (1973). — Inventaire minéralogique de la France, n° 3, Finistère. 117 p., Éditions du B.R.G.M.
- PIERROT R., CHAURIS L. et LAFORÊT C. (1975). — Inventaire minéralogique de la France, n° 5, Côtes-du-Nord. 220 p. Éditions du B.R.G.M.
- PUZENAT L. (1939). — La sidérurgie armoricaine. *Mémoires de la Soc. géol. et minéral. de Bretagne*, t. IV, 399 p.
- RABU D., CHAUVEL J.-J., CHANTRAINE J. (1983). — Nouvelles propositions pour la lithostratigraphie du Briovérien (Protérozoïque supérieur) et pour l'évolution géodynamique cadomienne en baie de Saint-Brieuc (Massif armoricain). *Bull. Soc. géol. Fr.*, sous presse.
- ROLET J. (1977). — Les cisaillements syn- à post-hercyniens en Bretagne occidentale - État actuel des connaissances. C.R. 5<sup>e</sup> R.A.S.T., Rennes, p. 412.
- ROLET J., DEUNFF J. (1982). — Les formations paléozoïques à la bordure du dôme briovérien de Plourac'h (Côtes-du-Nord) : arguments en faveur de l'allochtonie des terrains paléozoïques. *Bull. B.R.G.M.*, sect. 1, n° 1-2, p. 39-45.
- ROLET J. (1983). — A propos de la « phase bretonne » en Bretagne. *Bull. Soc. géol. minér. Bretagne*, sous presse.
- VILLEY M., *coordonateur et al.* (1982). — Notice de la feuille Carhaix-Plouguez. Carte géologique de la France à 1/50 000.

### **Cartes géologiques à 1/80 000**

Feuille *Morlaix* (58) :

1<sup>re</sup> édition (1905), par Ch. BARROIS.

2<sup>e</sup> édition (1962), par P. PRUVOST, Ch. DELATTRE, E. JÉRÉMINE, G. WATERLOT.

Feuille *Saint-Brieuc* (59) :

1<sup>re</sup> édition (1896), par Ch. BARROIS.

2<sup>e</sup> édition (1941), par P. PRUVOST et G. WATERLOT.

3<sup>e</sup> édition (1976), par J. COGNÉ et J.-P. SAGON.

### **Carte géologique à 1/50 000**

Feuille *Morlaix* (240), par B. CABANIS, J. CHANTRAINE, M. JEBRAK, P. DADET et Y. HERROUIN.

Feuille *Carhaix-Plouguer* (277), par A. MAROT, C. CASTAING, M. BEURRIER, P. DADET, Y. HERROUIN, J.-P. SAGON et M. VILLEY.

Feuille *Quintin* (278) par J.-P. SAGON.

### **Carte des gîtes minéraux de la France à 1/500 000**

Feuille *Nantes* (1979), coordination par J. MÉLOUX.

#### *DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES*

La Banque des données du sous-sol du B.R.G.M. détient l'inventaire des sondages et autres travaux souterrains exécutés dans le périmètre de la feuille et archive régulièrement les nouveaux travaux.

Les documents peuvent être consultés, soit au S.G.R. Bretagne, 14, avenue du Sergent-Maginot, 35100 Rennes, soit au B.R.G.M., 191, rue de Vaugirard, 75015 Paris.

#### AUTEURS DE LA NOTICE

La participation des différents collaborateurs à la rédaction de la notice se distribue de la manière suivante :

- Yves HIRBEC (docteur de 3<sup>e</sup> cycle à l'Université de Rennes) et Jean CHANTRAINE (ingénieur géologue au B.R.G.M.) pour les formations métamorphiques briovériennes et paléozoïques, pour le complexe basique briovérien et pour les métagranites et orthogneiss.
- Yves HERROUIN (ingénieur géologue au B.R.G.M.) et Jean CHANTRAINE pour les formations sédimentaires paléozoïques et pour le complexe basique paléozoïque.
- Louis CHAURIS (maître de recherche au C.N.R.S. à Brest) et Jacques GARREAU (maître assistant à l'Université de Brest) pour le massif de granite de Plouaret.
- Philippe GUILLET (docteur de 3<sup>e</sup> cycle à l'Université de Nantes) pour l'étude structurale du massif de Plouaret.



- Louis CHAURIS, ainsi que Yves LULZAC et Bernard MULOT (géologues miniers au B.R.G.M.) pour le chapitre *gîtes minéraux*.
- André BAMBIER, ingénieur géologue au B.R.G.M., pour le *tableau résumé des gîtes et indices minéralisés*.
- Patrice BOS (ingénieur géologue au B.R.G.M.) pour le chapitre *substances utiles*.
- Jean CHANTRAINE pour les chapitres *Tectonique et métamorphisme* et *Géochimie des volcanismes* ainsi que pour la coordination générale.

## ANNEXE

### ANALYSES CHIMIQUES DU GRANITE DE PLOUARET

#### TABLEAU 1

*Massif de Plouaret - Complexe I.* Analyses chimiques effectuées au C.R.P.G. (Nancy), au B.R.G.M. (Orléans) et à l'U.B.O. (J. Cotten, Brest) (Ba, Sr, Li, en p.p.m.) 1 à 5 - Diorites micacées de Lanvellec - 1 (78/254) Locmaria - 2 (79/215) Toul Balaven - 3 (75/207) Keraudren - 4 (81/181) Nord de Kerhelou - 5 (76/40) Manac'hty - 6 et 7 Faciès intermédiaire entre diorite et granodiorite - 6 (75/238) Run ar Manac'h - 7 (79/58) Nord-Est de Guernaham - 8 et 9 Granodiorite de Bégard - 8 (76/56) Sud de Penn an Nec'h - 9 (79/21) Belle-Isle-en-Terre - 10 (79/122) Episyénite, Belle-Isle-en-Terre - 11 (75/266) Granite de Tonquédec, carrière de Kergus - 12 (79/112) Granite de la carrière de Coz Kerhuet - 13 (75/92) Granite de la carrière de Bruillac - 14 à 18 Filons et stocks de granite à grain fin - 14 (79/18) le Squivit - 15 (79/17) Pabu - 16 (75/114) les Quatre Vents - 17 (79/63) Pergat Braz - 18 (79/62) Kerleo.

#### TABLEAU 2

*Massif de Plouaret - Complexe II.* Analyses chimiques effectuées au C.R.P.G. (Nancy), au B.R.G.M. (Orléans) et à l'U.B.O. (J. Cotten, Brest) (Ba, Sr, Li en p.p.m.) 1 à 5 *Granite du Ponthou* - 1 (75/237) Enclave à grain fin. Trogoff - 2 à 4 Faciès porphyroïde - 2 (75/89) Carrière de la cote 256, Sud de Kerhelou - 3 (75/236) Trogoff - 4 (79/218) Nord de Guerlesquin - 5 (81/180) Cumulat de feldspath potassique, Nord de Kerhelou - 6 à 10 *Granite de Guerlesquin, sensu lato*. 6 (75/68) Carrière de Quignec - 7 (80/213) Carrière de Quignec - 8 (79-97) Carrière de Kerahed - 9 (79-14) Carrière de Toul an Danot (granite de Saint-Émilion) - 10 (62/123) Carrière de Croaz Illiès. 11 à 15 *Leucogranite de Loguivy-Plougras* - 11 (75/65) Carrière à l'Ouest de Kerforn - 12 (75/66) Nord de Kerlouet Braz - 13 (75/67). Goas an Born 14 (62/122) Est de Plounérin - 15 (80/214) Est de Kernevez - 16 (79/13) Granite aplitique mylonitique, Kergolet - 17 (79/216) Greisen, gare de Plounérin - 18 (78/18) Greisen, Keradennec.

TABLEAU 1. — ANALYSES CHIMIQUES DU GRANITE DE PLOUARET. COMPLEXE I

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
SiO <sub>2</sub>	52,40	53,50	56,99	49,20	55,41	58,84	61,00	65,70	65,00	60,10	70,36	71,90	73,15	71,00	71,10	76,49	71,20	76,80
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,40	15,80	15,64	14,05	16,39	16,56	16,20	16,53	16,70	18,50	14,31	15,10	14,53	15,30	15,45	12,24	16,00	12,60
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> total	8,24	7,58	6,70	8,55	6,54	5,61	5,84	4,04	4,20	5,69	2,59	1,44	1,58	1,93	1,84	0,36	0,46	0,82
MnO	0,14	0,11	0,10	0,11	0,10	0,08	0,08	0,06	0,08	0,02	0,05	0,03	0,03	0,04	0,03	0,01	—	0,02
MgO	4,45	6,25	6,21	12,88	4,70	3,31	3,29	2,03	2,00	0,37	1,50	0,60	0,41	0,63	0,53	0,14	0,05	0,04
CaO	7,05	5,95	5,31	4,48	5,26	4,49	4,44	2,88	2,95	0,39	1,64	1,41	1,27	1,28	0,93	tr	0,09	0,54
Na <sub>2</sub> O	3,65	3,10	3,58	2,42	3,82	3,54	3,60	4,13	4,00	4,62	3,70	3,60	3,66	3,45	3,55	2,13	3,64	3,48
K <sub>2</sub> O	2,50	3,90	2,79	3,62	3,75	4,70	2,98	3,53	3,82	6,71	4,16	4,12	4,46	4,60	5,45	6,63	7,77	4,75
TiO <sub>2</sub>	2,60	1,55	1,20	1,27	1,28	1,31	1,07	0,64	0,68	0,90	0,35	0,26	0,18	0,29	0,29	0,07	0,04	0,07
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	1,05	0,85		0,48			0,30		0,19	0,26		0,16		0,16	0,20		0,02	0,02
P.F.	1,15	1,50	1,45	2,35	1,35	1,37	1,15	0,86	0,95	2,50	0,92	0,70	0,74	1,25	1,05	1,03	0,85	0,50
Total	100,63	100,09	99,97	99,41	98,64	99,81	99,95	100,40	100,32	100,06	99,58	99,32	100,01	99,93	100,42	99,10	100,12	99,64
Ba	800	1250	662	1310	1096	1484	840	826	900	825	568	500	712	650	600	118	580	25
Sr	902	1050	588	815	865	997	595	382	434	238	241	138	178	166	108	53	63	19
Li	27	43		85			69		34	5		98		42	18		12	29

TABLEAU 2. — ANALYSES CHIMIQUES DU GRANITE DE PLOUARET - COMPLEXE II

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
SiO <sub>2</sub>	61,79	68,25	69,88	68,50	67,30	72,31	73,90	74,20	73,00	73,30	73,42	72,34	72,84	74,25	72,90	74,60	75,50	46,16
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,09	15,61	15,30	15,40	16,95	14,83	14,50	14,30	14,85	14,65	14,86	14,89	15,13	14,30	14,45	15,15	14,70	33,47
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> total	5,54	2,79	2,84	3,45	1,55	1,80	2,16	1,45	1,57	1,78	1,40	1,34	1,35	1,30	1,56	0,60	1,62	2,78
MnO	0,10	0,04	0,02	0,05	0,02	0,04	0,03	0,03	0,05	0,03	0,02	0,02	0,02	0,03	0,02	0,05	0,02	--
MgO	3,14	0,91	1,07	1,10	0,45	0,45	0,58	0,35	0,35	0,47	0,36	0,41	0,38	0,29	0,53	0,10	0,53	1,14
CaO	3,42	2,01	2,08	1,92	1,20	1,09	1,12	1,00	0,99	1,12	0,54	0,37	0,52	0,76	0,76	0,35	0,23	0,37
Na <sub>2</sub> O	3,70	3,85	3,62	3,53	3,38	3,64	2,86	3,51	3,85	3,52	3,47	3,13	3,29	3,56	3,03	3,40	0,04	0,53
K <sub>2</sub> O	3,00	4,53	4,24	4,00	7,75	4,97	4,65	4,45	4,45	4,42	5,01	5,08	5,12	4,65	4,65	3,95	4,76	9,81
TiO <sub>2</sub>	1,06	0,44	0,52	0,53	0,22	0,21	0,26	0,18	0,20	0,25	0,20	0,20	0,20	0,20	0,20	0,09	0,28	0,37
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>				0,27	0,08		0,14	0,16	0,18						0,23	0,30	0,15	0,28
P.F.	1,34	0,62	0,73	0,90	0,53	0,65	0,46	0,45	0,75	0,70	1,05	1,50	1,32	0,66	0,73	1,55	2,30	5,14
Total	99,18	99,05	100,30	100,05	99,43	100,37	100,66	100,08	100,24	100,24	100,33	99,28	100,17	100,00	99,06	100,14	100,13	100,05
Ba	632	721	639	635	1740	509		430	350	440	354	411	371	340		60	750	300
Sr	561	319	308	251	355	134		102	101	137	64	71	67	67		26	17	31
Li				81	41			129	47	87			92			26	54	390

TABLEAU 3. — ANALYSES CHIMIQUES DU COMPLEXE BASIQUE BRIOVÉRIEN  
ROCHES GABBROÏQUES ET ULTRABASITE (\*)

n° d'échant.	77-89	76-138	77-137	77-112	77-111	77-295	71-58	76-81	77-87*
n° d'analyse	3599	3394	4238	4239	4240	4236	4268	3733	4241
SiO <sub>2</sub>	50,39	51,01	50,75	50,89	46,19	47,84	48,40	42,84	44,90
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,16	17,84	16,75	17,42	15,79	17,65	16,30	19,14	3,62
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,33	2,18	7,42	6,96	6,15	9,64	7,46	2,00	10,76
FeO	5,77	4,05	—	—	—	—	—	2,71	—
MnO	0,12	0,10	0,16	0,12	0,13	0,17	0,14	0,10	0,16
MgO	8,49	7,58	8,76	6,89	10,02	6,10	9,85	8,37	22,25
CaO	8,81	11,24	11,97	9,06	16,26	9,29	12,54	15,66	13,38
Na <sub>2</sub> O	2,68	2,85	2,02	3,32	0,71	3,14	1,69	1,40	0,08
K <sub>2</sub> O	2,04	0,61	0,50	1,25	0,95	0,60	0,39	0,14	0,00
TiO <sub>2</sub>	0,35	0,36	0,38	1,06	0,28	4,06	0,43	0,17	0,23
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,05	0,06	0,09	0,21	0,08	0,08	0,08	0,05	0,06
P.F.	2,79	2,00	0,98	1,80	3,67	1,58	2,62	2,59	4,74
Total	98,98	99,88	99,78	98,98	100,23	100,25	99,90	95,17	100,18
Rb	82		20	46	32	19	18	5	tr.
Sr	519		229	304	107	307	210	152	11
Zr	18		31	74	9	49	31	tr.	tr.
Y	9		11	18	6	8	16	6	7
Nb	1		tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.
Ni	61		75	50	104	12	44	146	497
Co	50		49	45	52	57	66	52	107
V	178		199	188	309	473	385	111	305
Cr	144		486	65	236	84	491	650	3838

TABLEAU 4. — ANALYSES CHIMIQUES DU COMPLEXE BASIQUE BRIOVÉRIEN  
AMPHIBOLITES ET LEPTYNITES

	○	○	○	○	●	●	●	●
n° échant.	72-47	76-42	76-80	72-74	77-144	77-149	77-147	77-145
n° d'analyse	4267	3727	3732	4271	3604	3607	3608	3606
SiO <sub>2</sub>	46,66	52,58	52,50	48,24	42,39	41,57	51,34	54,71
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,30	14,96	16,76	16,33	13,82	13,32	12,40	16,44
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8,75	2,15	3,84	8,17	5,00	7,45	5,17	3,44
FeO	—	5,20	4,99	—	10,75	12,21	11,34	4,61
MnO	0,17	0,15	0,10	0,16	0,22	0,22	0,26	0,15
MgO	10,40	7,83	4,87	10,67	9,55	7,24	3,00	4,83
CaO	12,77	10,04	5,35	11,29	11,09	11,87	7,26	7,69
Na <sub>2</sub> O	1,29	3,88	5,42	1,40	1,93	1,77	3,60	3,49
K <sub>2</sub> O	0,67	0,15	0,92	0,97	0,44	0,14	0,62	1,12
TiO <sub>2</sub>	0,49	0,50	1,32	0,27	2,54	2,53	2,57	0,89
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,07	0,05	0,41	0,08	0,09	0,09	0,94	0,16
P.F.	2,91	1,74	2,20	2,61	2,13	1,26	0,32	1,53
Total	100,48	99,23	98,28	100,19	99,95	99,67	99,06	98,52
Rb	74	11	23	135	6	2	20	10
Sr	311	290	416	345	104	146	345	163
Zr	40	10	157	43	10	22	79	263
Y	11	11	33	5	16	24	14	76
Nb	tr.	tr.	16	tr.	2	1	4	29
Ni	66	40	36	157	64	60	35	23
Co	56	45	31	59	75	74	47	41
V	320	235	191	139	751	1195	210	84
Cr	244	471	103	523	216	78	117	7

	■	■	■
n° d'échant.	76-119	77-154	71-141
n° d'analyse	4243	4237	4275
SiO <sub>2</sub>	47,05	45,93	44,58
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,26	15,43	16,96
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,86	7,85	7,92
FeO	3,45	—	—
MnO	0,11	0,15	0,13
MgO	11,52	12,12	11,20
CaO	15,76	14,18	14,28
Na <sub>2</sub> O	0,86	0,94	1,26
K <sub>2</sub> O	0,10	0,37	0,73
TiO <sub>2</sub>	0,20	0,31	0,76
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,10	0,08	0,12
P.F.	2,55	2,52	2,85
Total	98,92	99,88	100,80
Rb	tr.	6	20
Sr	110	224	569
Zr	15	27	95
Y	8	9	13
Nb	tr.	tr.	5
Ni	230	139	237
Co	53	63	63
V	179	241	221
Cr	1298	241	556

	△	△	△
n° d'échant.	PJ76-3	76-77	77-146
n° d'analyse	4242	3731	3605
SiO <sub>2</sub>	66,40	58,32	59,57
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,65	15,41	18,62
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,06	2,39	2,60
FeO	—	4,45	2,74
MnO	0,13	0,10	0,09
MgO	1,51	5,29	1,84
CaO	3,77	6,44	2,55
Na <sub>2</sub> O	3,93	3,42	8,24
K <sub>2</sub> O	1,67	1,13	0,09
TiO <sub>2</sub>	0,38	0,80	0,65
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,14	0,13	0,19
P.F.	1,19	1,40	1,88
Total	98,93	99,28	99,06
Rb	27	31	2
Sr	349	404	243
Zr	171	60	159
Y	22	18	23
Nb	tr.	16	7
Ni	10	54	15
Co	65	50	41
V	61	151	99
Cr	21	n.d.	26

● amphibolites à grenat

■ amphibolites à zoïsites

○ amphibolites banales

△ leptynites

TABLEAU 5. — ANALYSES CHIMIQUES DU COMPLEXE BASIQUE PALEOZOÏQUE  
SPILITES, METABASALTES ET METADOLÉRITES

N° échantillon	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	H <sub>2</sub> O—	H <sub>2</sub> O+	CO <sub>2</sub>	Total
IA 183	49,60	3,06	14,00	2,30	12,20	0,24	6,00	9,00	2,24	0,07	0,25	0,10	0,80	—	99,86
IA 188	47,40	3,10	13,70	3,20	11,70	0,24	6,15	9,25	2,22	0,05	0,19	0,10	2,55	—	99,85
JA 43	45,80	2,42	15,20	3,54	8,65	0,20	6,40	10,80	2,53	0,03	0,16	0,10	3,90	—	99,73
JA 77	45,00	1,80	17,10	3,20	6,80	0,22	8,20	9,10	2,75	0,64	0,24	0,30	4,60	—	99,95
JA 78	46,50	2,18	15,50	2,12	7,05	0,25	7,40	9,65	3,32	0,65	0,44	0,20	4,50	—	99,76
JA 80A	46,40	2,20	17,00	1,15	7,60	0,26	7,65	8,40	3,55	0,58	0,35	0,25	4,30	—	99,79
JA 80B	46,40	2,35	15,90	1,64	9,70	0,37	6,74	8,70	3,94	0,04	0,30	0,10	4,10	—	100,28
JA 83	47,40	2,76	15,20	1,18	9,75	0,24	6,35	7,58	4,32	0,38	0,43	0,20	3,90	—	99,69
JA 90	45,60	2,08	17,70	0,89	9,33	0,19	8,55	8,35	3,00	0,39	0,26	0,25	3,50	—	100,09
JA 97	46,00	1,80	16,80	0,95	9,25	0,23	11,00	6,98	2,75	0,37	0,26	0,15	3,45	—	99,99
JA 99	47,00	2,12	16,10	1,25	9,25	0,30	8,75	6,90	3,15	0,34	0,25	0,20	3,70	—	99,91
JA 146	46,80	1,35	16,50	1,95	8,30	0,17	7,85	9,80	2,61	0,11	0,08	0,20	3,60	0,50	99,82
JA 157	45,00	3,70	11,80	3,20	13,30	0,26	6,10	10,10	1,78	0,04	0,35	0,30	4,20	—	100,13
JA 159	46,70	2,75	12,60	3,44	11,75	0,25	6,10	7,65	2,19	0,03	0,22	0,25	4,80	1,55	100,28
JA 162	46,10	1,66	14,30	2,60	10,20	0,38	8,79	3,25	2,60	0,18	0,15	0,56	5,80	3,90	100,47
JA 170	47,70	2,55	16,70	3,08	8,90	0,21	5,95	4,60	3,80	0,33	0,36	0,20	4,20	2,10	100,68
JA 180	47,70	2,30	16,10	3,10	7,55	0,19	5,60	8,25	4,20	0,08	0,35	0,30	3,90	—	99,62
JA 182	45,80	2,23	14,30	3,10	10,10	0,22	6,80	5,95	3,70	0,15	0,20	0,30	4,30	3,10	100,25
JB 31	46,80	1,91	17,40	4,55	4,50	0,15	5,64	9,40	3,21	0,87	0,29	0,60	4,20	—	99,52
JB 35	46,80	1,89	14,60	1,97	8,65	0,24	7,55	8,50	3,82	0,05	0,18	0,25	4,05	0,85	99,40
JB 48	44,00	2,79	12,80	2,28	11,80	0,29	5,50	5,80	3,49	0,05	0,30	0,20	3,95	6,95	100,20
JB 72	48,50	3,63	13,50	2,35	10,80	0,29	5,02	5,80	3,75	0,98	0,48	0,35	3,90	—	99,35

DB 203	46,50	2,80	11,90	3,55	12,60	0,24	6,25	5,10	2,75	0,07	0,33	0,35	5,00	2,90	100,34
CIA 7	49,40	2,12	14,30	1,40	9,35	0,36	10,10	3,42	3,23	0,14	0,27	0,15	5,50	—	99,74
CIA 24	48,00	2,10	14,20	6,06	4,30	0,18	7,25	10,60	2,59	0,06	0,34	0,10	4,30	—	100,08
CIA 78	44,60	2,21	15,40	3,45	10,25	0,23	7,28	11,60	2,13	0,63	0,25	0,10	2,10	—	100,23
CIA 91	45,00	2,34	16,20	7,00	5,75	0,18	6,48	10,70	2,63	0,05	0,18	0,25	3,40	—	100,16
CIA 92	44,10	2,74	14,80	4,40	9,35	0,20	5,73	10,75	2,67	0,08	0,33	0,20	4,60	—	99,95
CIA 99	45,40	4,72	13,25	3,60	10,05	0,48	6,60	5,05	4,02	0,15	0,60	0,20	4,30	2,00	100,42
CIA 110	46,80	2,22	14,50	4,25	7,25	0,22	6,35	11,50	2,03	0,02	0,18	0,40	4,35	—	100,07
CIA 121	47,20	2,62	15,00	1,85	8,35	0,31	8,40	6,73	3,50	0,93	0,36	0,30	4,43	—	99,98
CIB 47	45,90	2,66	14,30	2,70	9,85	0,17	8,40	6,50	2,61	0,16	0,24	0,65	5,20	—	99,34
B5A 6	46,10	2,17	14,50	4,55	8,25	0,21	6,80	11,80	1,26	0,09	0,14	0,10	3,70	—	99,57
B5A 16	46,80	2,55	14,20	2,54	10,00	0,30	6,60	9,20	3,55	0,05	0,19	0,10	4,15	—	100,23
B5B 25	44,50	2,40	14,90	3,36	9,26	0,27	7,95	10,00	2,18	0,17	0,22	0,10	4,70	—	100,01
B5B 31	44,80	2,86	15,20	4,40	8,90	0,26	5,31	10,45	2,00	0,30	0,19	0,10	5,00	—	99,67
B5B 36	46,40	1,89	16,20	3,15	7,15	0,23	7,60	10,50	2,27	0,35	0,21	0,25	4,00	—	100,20
B5B 48	47,20	2,03	15,10	3,63	6,35	0,34	8,70	7,55	3,65	0,80	0,15	0,20	4,00	—	99,70
B5B 50	45,60	1,72	16,70	2,63	8,65	0,22	6,58	9,60	2,82	0,91	0,12	0,20	4,50	—	100,25
B5B 52	45,80	2,45	15,00	3,95	7,70	0,31	6,86	10,80	2,17	0,10	0,12	0,20	4,20	—	99,76
B5B 57	44,50	2,25	14,95	2,65	10,10	0,35	7,62	10,10	1,80	0,12	0,17	0,35	4,70	—	99,66
B5B 62	48,90	2,35	15,10	1,97	9,55	0,22	6,20	7,95	3,90	0,05	0,21	0,10	3,00	—	99,50
B5B 65	44,90	1,79	15,10	3,75	7,68	0,21	7,30	10,75	3,10	0,04	0,14	0,25	4,75	—	99,76
B5B 71	46,40	1,79	16,50	2,10	7,40	0,14	7,65	10,20	2,67	0,48	0,13	0,20	4,60	—	100,26
B5B 77	46,80	2,22	14,00	3,65	10,10	0,26	7,10	8,90	2,68	0,91	0,26	0,20	2,50	—	99,58
B5B 80	46,50	2,40	13,00	2,48	11,00	0,26	9,16	7,98	2,08	0,21	0,17	0,25	4,50	—	99,99
B5B 86	46,00	2,15	15,50	3,00	9,05	0,30	6,60	10,70	2,54	0,11	0,26	0,20	3,40	—	99,81
B5B 88	48,00	2,24	14,90	2,67	9,40	0,28	6,75	10,20	0,19	2,45	0,21	0,15	2,50	—	99,94

TABLEAU RÉSUMÉ DES GITES ET INDICES MINÉRALISÉS

Nom du gîte	Indice de classement national	Substance	Minéraux	Forme du gîte	Roche encaissante	Remarques
HELLES	0.4001	Fe	Limonite	Chapeau de fer	Schistes grès (Dévonien inf.)	Indice.
MILIN-LEZDU	2.4001	U	Autunite, améthyste	Imprégnation	Arène granitique (Massif de Plouaret)	Imprégnation de l'arène au toit d'une puissante formation siliceuse N 20° E. Puits de 8 m (1958).
PENQUER LA GARENNE KERNOGAN	2.4002	kao	Kaolinite quartz améthyste	Amas	Granite de Plouaret	Puissant filon quartzeux aux épontes kaolinisées dans le granite.
KERANFLOC'H	3.4001	kao	Kaolinite quartz améthyste	Amas	Granite de Plouaret	Petite extraction en 1921. Kaolin à l'éponte d'un filon de quartz sub-méridien.
LE GOLLOT	3.4002	U	Phosphates d'uranium	Diaclases	Granite de Plouaret	Indice dans les diaclases d'un granite altéré.
COAT-AN-NOZ (TOUL PLOM et PANT FOURBY)	3.4003	Pb Zn Ag	Galène argentifère, blende, quartz	Champ filonien	Gneiss	Puits et galeries en 1714 puis de 1766 à 1773. Petite extraction.



<b>TOUL AL LUTUN</b>	3.4004	W Mo Cu	Wolframite scheelite molybdénite chalcopyrite...	Stockwerk (filon principal N 100° E)	Gneiss	Quelques dizaines de m de galeries en allongement datant du 18 <sup>e</sup> siècle.
<b>AR COAT (DRU LANN)</b>	3.4005	As	Mispickel, Scorodite	Filon	?	Indice signalé dans une carrière dont la position exacte n'est pas connue.
<b>GOAS-AL-LANN</b>	3.4006	Zr Ti Pyr	Zircon rutile pyrite andalousite ...	Disséminé et filonnets de quartz	Schistes métamor- phiques	Indice visible dans une carrière aban- donnée.
<b>KERGUIGUES</b>	3.4007	Mo W	Molybdénite scheelite	Disséminé	Greisen à grain fin	Indice : zone d'éboulis est-ouest de 400 m de long.
<b>PONT-AR-GUIC</b>	3.4008		Andalousite cordiérite grenat ...	Strati- forme	Quartzites schistes métamorph.	Visible en carrières.
<b>GUÉROUDOU</b>	3.4009	U	Phosphates d'uranium	Diaclases	Granite de Plouaret	Fouilles - Minéralisation dans les dia- clases du granite altéré.
<b>LANVOAZ</b>	3.4010	U	Autunite	Filonnet	Granite rubéfié	Fouilles en 1957. Filonnets de silice rouge.

Nom du gîte	Indice de classement national	Substance	Minéraux	Forme du gîte	Roche encaissante	Remarques
COAT MALOUARN	3.4011	U	Phosphates d'uranium	Filon Nord - Sud	Granite de Plouaret	Fouilles en 1957.
LOCMARIA	3.4012	U	Anturite gummite renardite ...	Filons subvertical Direction N 10° E	Granite de Plouaret	Fouilles en 1957. Descenderie en 1958 (C.F.M.U.). Filon de quartz hématisé avec passages de silice rouge.
LES VIEILLES FORGES - 1	3.4013	Fe	Limonite	Amas	Gneiss	Ancienne extraction.
LES VIEILLES FORGES - 2	3.4014	Fe	Limonite	Amas	Gneiss	Ancienne extraction.
PANT FOURBY	3.4015	Fe	Limonite	Amas	Gneiss	Ancienne extraction.
PEN BLEËIZ	3.4016	Fe	Limonite	Amas	Gneiss	Ancienne extraction.
LOC'H DU	3.4017	Fe	Limonite	Amas	Gneiss	Ancienne extraction.
GUERRIEN	3.4018	Pb			Gneiss	Anomalie géochimique près d'un filon de quartz N 20° E.

<b>DESCENDERIES ALLEMANDES</b>	3.4019	W	Scheelite	Filonnets	Gneiss	80 m de galeries effectuées par les Allemands en 1944.
<b>FORÉT-DE-COAT-AN-HAY</b>	3.4020	Fe	Limonite	Amas	Gneiss	Ancienne extraction.
<b>LE QUINQUIS</b>	4.4001	U	Phosphates d'uranium	Filon Dion N 125° W	Granite de Plouaret	Extrémité sud du grand filon de Rosemear.
<b>MÉNEZ BRE</b>	4.4002	Ti	Ilménite	Alluvions fluviales	Sable et gravier	Entre Louargat et Péderneac, les alluvions des rivières renferment de l'ilménite.
<b>KERADENNEC</b>	5.4001	U	Autunite, torbernite	Imprégnation	Mylonite Est—Ouest dans granite	Indice de mispickel aurifère et or natif signalé par Kerforme à Keradenneac, non retrouvé.
<b>KERHUEL</b>	5.4002	Pb As	Galène mispickel	Mylonite Est—Ouest filon quartzeux	Granite hercynien de Plouaret	Indice visible dans une carrière abandonnée.
<b>GOUERNEVEN</b>	5.4003	Pyr Zn	Pyrite blende	Chapeau de fer	Schistes grès (Dévonien)	Indice.

Nom du gîte	Indice de classement national	Substance	Minéraux	Forme du gîte	Roche encaissante	Remarques
TOULEN SPERNEN	5.4004	Fe	Limonite	Chapeau de fer	Schistes grès (Dévonien)	Indice.
CORN AR MARZ (BODENNEC)	5.4008	Zn Cu Pb Pyr	Galène blende chalcopryrite pyrite ...	Stratiforme Est-Ouest	Schistes gréseux volcanoclastiques (Gedinnien)	Puits et galerie B.R.G.M. en 1968 sur anomalie géochimique. Travaux de recherches importants un peu à l'Ouest (feuille Morlaix).
KERMADIEN	5.4009	Pyr Zn	Pyrite blende		Schistes-grès (Dévonien)	Indice visible dans le talus de la route.
MILIN KERADENNEC	5.4010	As	Mispickel	Filonnets	Granite de Plouaret	Indice. Filonnets de quartz fétide minéralisés en mispickel.
LA CHAPELLE-NEUVE	6.4001	Ami	Chrysotile magnésite ...	Stockwerk	Serpentine	Indice. Amas allongé d'une serpentine. Visible en carrière.
GUINAMANT	6.4002	Fe	Goethite limonite	Filon	Amphibolite	Puissant filon quartzeux.

KERFOËN	6.4003	Cr Ni	Pentlandite chromite ...	Disséminé	Amphibolite	Indice. Petit amas serpentineux.
KERMÉNO	6.4004	Ami Mg	Chrysotile magnésite	Stock- werk	Serpentine	Indice. Petit amas de serpentine visible en carrière.
LA ROCHE	6.4005	Cu Pyr Ti	Chalcopyrite pyrite rutile...	Disséminé	Amphibolite	Indice dans une carrière pour empierrement.
TRAOUVAZ	6.4006	Fe	Limonite		Schistes, grès (Dévonien)	Indice.
LE GOUÉLOU	6.4007	Fe	Limonite	Stratiforme	Schistes, grès (Dévonien)	Minerai de fer anciennement exploité.
CALANHEL	6.4008	Ti	Ilménite	Alluvions fluviales	Sable et gravier	Indice.
LA CHAPELLE NEUVE	6.4009	Ti	Ilménite	Alluvions fluviales	Sable et gravier	Indice.
LES FERRIÈRES	6.4010	Fe	Limonite	Amas	Amphibolite	Indice.

Nom du gîte	Indice de classement national	Substance	Minéraux	Forme du gîte	Roche encaissante	Remarques
QUENEQUELEN	7.4001	Fe	Limonite	Filon est — ouest	Amphibolite	Indice.
TOUL PORZ	7.4002	W Mo Cu	Wolframite scheelite molybdénite chalcopyrite	Stock- werk	Schistes amphibolite granite	Campagne de sondages par le B. R. G. M. en 1965.
TOULBORZ	7.4003	Fe	Limonite	Amas	Amphibolite	Extraction ancienne.
FORÊT DE COAT-AN-NOZ	7.4004	Fe	Limonite	Amas	Amphibolite	Extraction ancienne.
LE CAP	7.4005	Fe	Limonite	Amas	Amphibolite	Extraction ancienne.
LA CHAPELLE NEUVE - 2	7.4006	Ti	Ilménite	Alluvions fluviales	Sable et gravier	Indice
PLOUGONVER	7.4007	Ti	Ilménite	Alluvions fluviales	Sable et gravier	Indice